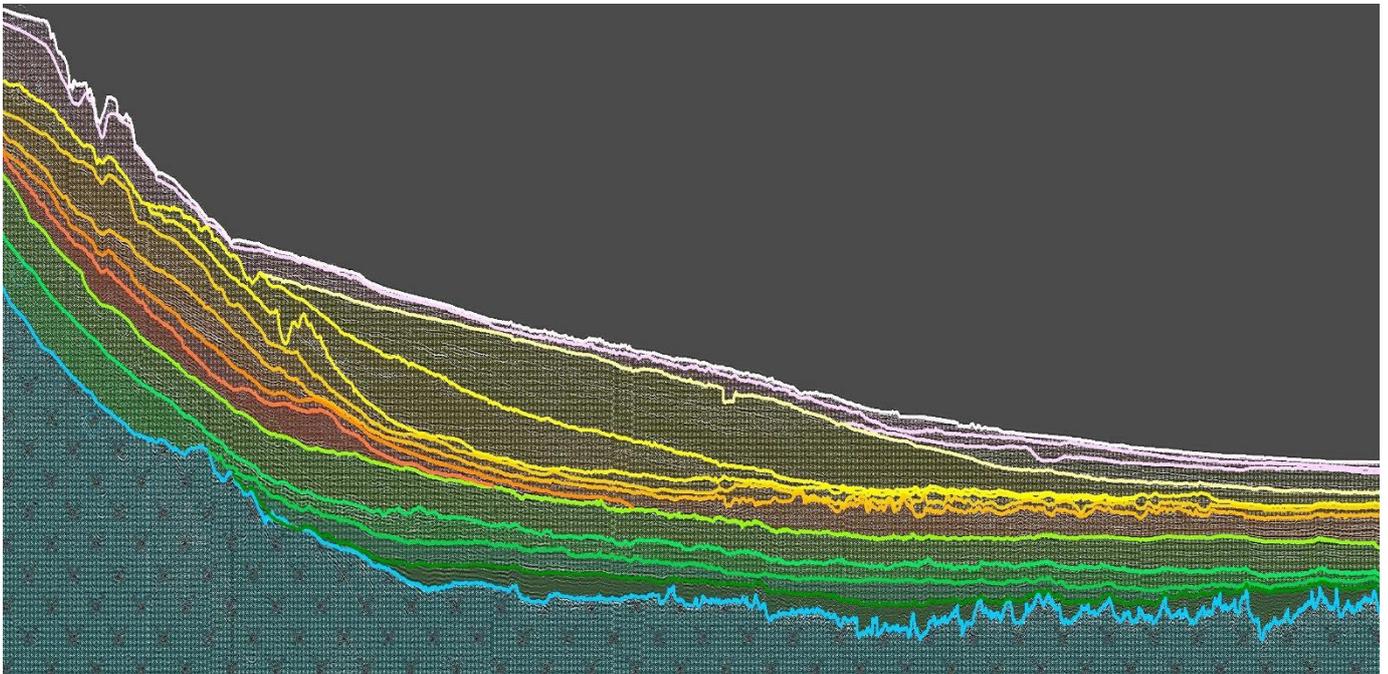




Programa de desarrollo de las ciencias básicas (PEDECIBA)
Facultad de Ciencias - Universidad de la República
Tesis de maestría en Geociencias

Estratigrafía del sector sur del margen continental uruguayo



Julio 2021. Montevideo, Uruguay

Autor:
Lic. Pablo Velázquez.

Tutora:
Dra. Ethel Morales

Tabla de Contenido

Resumen	2
1 Introducción	10
2 Área de estudio	13
3 Objetivos	14
3.1 Objetivo general	14
3.2 Objetivos específicos.....	14
4 Contexto geológico	15
4.1 Margen continental uruguayo	19
5 Materiales y métodos	34
5.1 Base de datos	34
5.2 Softwares	37
5.3 Interpretación de datos sísmicos	37
6 Resultados	49
6.1 Análisis sísmico	49
6.2 Cronología.....	85
7 Discusión	90
7.1 Arquitectura sedimentaria.....	90
7.2 Etapas evolutivas	93
8 Conclusiones	103
9 Bibliografía	105



Facultad de Ciencias - Universidad de la República
Tesis de maestría en Geociencias

Acta de aprobación de Tesis

Estratigrafía del sector sur del margen continental uruguayo

Tribunal: Dr. Matías Soto, Dr. F. Javier Hernández-Molina, Dr. Héctor de Santa Ana.

Fecha: 5 de julio de 2021

Calificación: Aprobado con mención.

Autor: Lic. Pablo Velázquez

Resumen

La génesis y evolución del margen continental uruguayo están relacionadas a los procesos geológicos que llevaron a la fragmentación de Gondwana Occidental y posterior apertura del océano Atlántico. Se trata de un típico margen pasivo de tipo volcánico, en el que se reconocen tres cuencas sedimentarias: la porción uruguaya de la Cuenca Pelotas, la Cuenca Punta del Este y la Cuenca Oriental del Plata. Esta última se localiza en aguas profundas y ultra-profundas del margen uruguayo, siendo equivalente a la Cuenca Argentina del margen argentino. En este trabajo, se caracteriza por primera vez la estratigrafía de la Cuenca Oriental del Plata mediante la interpretación de secciones sísmicas 2D. Con base en las terminaciones de las reflexiones, el patrón de apilamiento sedimentario y las facies sísmicas, se identificaron catorce unidades sísmicas en la sucesión sedimentaria cretácica-cenozoica, las que conforman nueve secuencias depositacionales. El conjunto de unidades cretácicas presenta un espesor relativamente constante a lo largo de toda la sección longitudinal de la cuenca. Mientras que el conjunto de unidades cenozoicas muestra un importante espesamiento al pie del talud. Asimismo, se identificó una variedad de rasgos sísmicos interesantes, tales como canales, contornitas, fallas normales, depósitos de transporte en masa y olistostromos.

Palabras clave: Cuenca Oriental del Plata, unidades sísmicas, sedimentación cretácica-cenozoica.

Agradecimientos

El camino transitado para la elaboración de este trabajo tuvo algunos compañeros de viaje a los cuales les quiero agradecer. En primer lugar, agradezco a mi orientadora Ethel por forzarme a crecer como científico y mostrarme que se puede.

Agradezco a Matías Soto, Javier Hernández-Molina y Héctor de Santa Ana por aceptar ser parte del tribunal de este trabajo. Sus observaciones y correcciones mejoraron sustancialmente la calidad de esta tesis.

También quiero agradecer a Pedeciba Geociencias por abrirme las puertas a las Ciencias de la Tierra propiamente dichas. Los intercambios tanto con el equipo docente como con compañeros de maestría me ayudaron a tener una mayor perspectiva.

A mi familia por confiar en mí y apoyarme siempre.

Por último, decir que la realización de este trabajo fue posible gracias al apoyo de la Agencia Nacional de Investigación (Becario de Maestría - POS_NAC_2016_1_130019) y a la Comisión Académica de Posgrado (Becas de apoyo para la finalización de estudios de posgrado UdelaR – Maestría).

Índice de Figuras

Fig. 1. Localización geográfica del área de estudio.....	13
Fig. 2. Mapa topográfico del Atlántico sur. Basado en Moulin <i>et al.</i> (2005), CGG GeoConsulting Robertson, CGMW (2000), Amante & Eakins (2009)..	16
Fig. 3. Mapa de tipo de corteza y aspectos tectónicos del margen continental de Uruguay (Extraído de Soto <i>et al.</i> , 2011)	22
Fig. 4. Mapa morfosedimentario del margen continental uruguayo (tomado de Hernandez-Molina <i>et al.</i> , 2017).....	22
Fig. 5. Esquema con las principales estructuras observadas en diferentes dominios crustales y magmáticos del margen pasivo volcánico del Atlántico Sur (tomado de Chauvet <i>et al.</i> , 2021).....	23
Fig. 6. Corte arbitrario entre las cuencas del Salado y Punta del Este con la relación estratigráfica de las principales secuencias (sin-rift, sag y margen pasivo). (Extraído de Raggio <i>et al.</i> , 2011).....	26
Fig. 7 Cuenca de Pelotas: mapa estructural del basamento y sección basada en información sísmica (extraído de Asmus y Ponte, 1973).	29
Fig. 8. Sección geológica compuesta de la región norte de la Cuenca Pelotas (extraído de Abreu, 1998).	30
Fig. 9. Sección geosísmica regional de la región sur de la Cuenca Pelotas (extraído de Stika <i>et al.</i> , 2014)	31

Fig. 10. Mapa tectónico-estructural con principales cuencas <i>onshore</i> y <i>offshore</i> de Uruguay (extraído de Soto et al., 2011)	33
Fig. 11. Principales secciones sísmicas utilizadas en el presente trabajo.....	35
Fig. 12. Secuencias (A, B, C y D) definidas por discordancias y sus conformidades correlativas (modificado de Catuneanu, 2006).	40
Fig. 13. Modelo simplificado de una secuencia depositacional. Modificado de Canuteanu (2006) (Extraído de Viera, 2018).....	42
Fig. 14. Ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base. Mostrando los cortejos de sistemas y sus superficies estratigráficas limitantes. (Modificado de Holz, 2012).	45
Fig. 15. Tipos de terminaciones estratales (extraído de Catuneanu, 2006).....	47
Fig. 16. Diferentes configuraciones de reflexiones sísmicas (modificado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	48
Fig. 17. Ejemplos de facies sísmicas (modificado de Vekeen, 2013)	48
Fig. 18. Geometrías externas (modificado de Mitchum et al., 1977)	48
Fig. 19. Esquema de las diferentes unidades sísmicas interpretadas en perfil sísmico COPLA 01	50
Fig. 20. Imagen de la sección sísmica COPLA 01 mostrando en línea blanca a rayas los SDR proximales, en punteado blanco SDRs distales, en	

punteado-rayado blanco los basaltos planos y en línea celeste el horizonte H00.	53
Fig. 21. Mapa de contorno estructural de horizonte H00 (Tope de basamento).....	54
Fig. 22. <i>Horsts</i> y <i>grabens</i> producto del fallamiento normal en zona distal de COPLA 01 (imagen con atributo de pseudo relieve)	55
Fig. 23. Imagen de la sección sísmica COPLA 01 mostrando al horizonte H00 (línea sólida celeste), la unidad sísmica 01 (verde) y terminación en <i>onlap</i> en flecha roja	57
Fig. 24. Unidad sísmica 02 (Verde claro) en contacto con horizonte H00 (celeste) mostrando terminaciones <i>onlap</i> (flecha roja).....	58
Fig. 25. Unidad sísmica 03 (en verde claro) en zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando configuración <i>hummocky</i>	59
Fig. 26. Sección sísmica COPLA 02 en zona distal mostrando los horizontes H00, H01, H03 y H04 y fallas normales y en flor positiva (líneas sólidas azules).	60
Fig. 27. Unidad sísmica 04 mostrando la configuración externa monticular según terminaciones de doble <i>downlap</i> (flechas amarillas) ...	61
Fig. 28. Unidad sísmica 4 mostrando reflexiones con formas cóncavas y convexas producto del fallamiento.	62
Fig. 29. Mapa de contorno estructural de horizonte H04 (Tope de Cretácico)	63

Fig. 30. Imagen del sector proximal de la sección sísmica COPLA 02 mostrando doble *downlap* (flechas amarillas) y truncamiento (flecha verde) en unidad 05. 64

Fig. 31. Imagen del sector proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando la unidad sísmica 06 limitada por el horizonte H05 en la base y H06 en el tope con terminaciones en *onlap* (flechas rojas). 66

Fig. 32. Imagen del sector proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando la unidad sísmica 07 caracterizada por reflexiones divergentes, los horizontes base (H06) y tope (H07) con terminaciones en *onlap* (flechas rojas) y truncamientos (flechas verdes) respectivamente. 67

Fig. 33. Imagen de zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando una configuración interna contorneada, con terminaciones en doble *downlap* (flechas amarillas). 69

Fig. 34. Unidad sísmica 08, 09 y 10 en zona distal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando la presencia de bloques flotantes. 70

Fig. 35. Mapa de contorno estructural del horizonte H09. 71

Fig. 36. Unidad sísmica 10 en zona la proximal de la sección sísmica COPLA 01. Terminaciones *onlap* en flechas rojas, truncamientos en flechas verdes y fallas en líneas azules 73

Fig. 37. Unidad sísmica 11 en zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 con un sector transparente (entre líneas sólidas negras) y terminaciones en *onlap* sobre horizonte H10 (flechas rojas). 74

Fig. 38. Unidad sísmica 12 en zona distal de la sección sísmica COPLA 01. Terminaciones <i>onlap</i> sobre horizonte H11 en flechas rojas, truncamientos en flechas verdes e intercalación de facie sísmica con configuración transparente entre líneas sólidas negras.....	76
Fig. 39. Unidad sísmica 13 en la zona distal de la sección sísmica COPLA 01 con H11 como base y H13 como tope.....	77
Fig. 40. Unidad sísmica 14 en zona distal de la sección sísmica COPLA 01.....	78
Fig. 41. Mapa de contorno estructural del horizonte H14 (fondo oceánico).	79
Fig. 42. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Cretácico.....	91
Fig. 43. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Cenozoico.....	91
Fig. 44. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Paleógeno.....	92
Fig. 45. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Neógeno y Cuaternario	92
Fig. 46. Curva de variación del nivel del mar según Haq et al., 1987	95
Fig. 47. Zona distal de sección sísmica COPLA 02 con fallamiento predominantemente normal subvertical.....	96

Fig. 48. Unidad sísmica 8 y 9 mostrando geometría externa tipo monicular-slump en zona proximal y contorneada de bloques flotantes a olistostromos en zona distal.....	99
Fig. 49. Modelo conceptual de los mecanismos de formación y emplazamientos de olistostromos en margen pasivo (modificado de Festa et al., 2016).....	100
Fig. 50. Fallamiento normal, puntualmente en flor negativa, en zona proximal de sección sísmica COPLA 02	101

Índice de Tablas

Tabla 1. Características de las secciones sísmicas utilizadas en este trabajo.....	35
Tabla 2. Tipos de estratigrafía (modificado de Catuneanu <i>et al.</i> , 2006).....	38
Tabla 3. Esquema de facies sísmicas para las diferentes unidades	51
Tabla 4. Tabla geológica con correlación de horizontes según diferentes autores	84

1 Introducción

Desde la fragmentación del segmento oeste del supercontinente Gondwana y la subsecuente formación del océano Atlántico, hace unos 130-140 Ma, las costas de Sudamérica y de África se han desplazado en direcciones opuestas constituyendo cada una de ellas un margen pasivo (Will & Frimmel, 2018).

Durante el período comprendido entre su formación hasta la actualidad estos márgenes fueron afectados por sucesivas transgresiones y regresiones del nivel de mar, las cuales modelaron la extensión actual de sus plataformas, taludes y emersiones (Will & Frimmel, 2018).

Con batimetrías que oscilan entre los 20 m y 4000 m y hasta las 200 millas náuticas, el margen continental uruguayo ocupa un área aproximada de unos 130000 km² (Morales *et al.* 2017). Se trata de un margen segmentado de tipo volcánico, caracterizado por la presencia de espesas cuñas de SDR (*seaward dipping reflectors*) y depocentros volcano-sedimentarios con un espesor de más de 7 km en algunos sectores (Soto *et al.*, 2011).

Hasta el momento tres cuencas sedimentarias son identificadas en el margen continental uruguayo (Fig. 10): la Cuenca Punta del Este (Stoakes *et al.*, 1991; Ucha *et al.*, 2004; Soto *et al.*, 2016; Morales *et al.*, 2017), la parte más austral de la Cuenca Pelotas (Fontana 1996 y 1987,

Bueno *et al.* 2007, Stica *et al.* 2014, Conti *et al.* 2017, Morales *et al.* 2017) y la Cuenca Oriental del Plata (Soto *et al.* 2011).

Desde las Ciencias de la Tierra se han realizado diversos estudios conducentes a incrementar el conocimiento de la historia evolutiva (Franke *et al.*, 2007; Raggio *et al.*, 2011; Soto *et al.*, 2011; Morales, 2013; Stika *et al.*, 2014; Morales *et al.*, 2017; Rosello *et al.*, 2018; Wen *et al.*, 2019; Chauvet *et al.*, 2021), la configuración tectónica (Franke *et al.*, 2007; Soto *et al.*, 2011; Stika *et al.*, 2014; Turrini *et al.*, 2017) y estratigráfico (Morales, 2013; Hernandez-Molina *et al.*, 2017; Creaser *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017; Burone *et al.*, 2018; Viera, 2018; Steventon *et al.*, 2018; Soto *et al.*, 2019) del margen continental uruguayo.

Del mismo modo, se han realizado estudios desde el punto de vista aplicado con especial enfoque hacia los recursos energéticos (Conti, 2015; Conti *et al.*, 2016; Conti *et al.*, 2017; Turrini *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2020).

A lo largo de diferentes campañas de prospección y exploración de hidrocarburos en el margen continental uruguayo, se han adquirido datos de geofísica potencial, sísmicos 2D y 3D (Fig. 11), mayoritariamente en el área comprendida hasta las 200 millas náuticas, y se han perforado 3 pozos exploratorios, denominados Lobo, Gaviotín y Raya (Gristo *et al.*, 2017). Los pozos Lobo y Gaviotín fueron perforados en la Cuenca Punta del Este, en el año 1976, por la empresa Chevron Oil Uruguay, en aguas someras (< 50

m), habiendo finalizado en secuencias de la fase *rift* y *pre-rift*, respectivamente. Por su parte el pozo Raya, fue perforado en la porción uruguaya de la Cuenca Pelotas, en el año 2016, por la empresa francesa Total, en aguas ultra profundas (3404 m) y tuvo como objetivo exploratorio depósitos turbidíticos del Oligoceno-Mioceno (Fig. 1) (Morales *et al.*, 2020).

El presente trabajo pretende aportar al conocimiento del sector más distal del margen continental uruguayo (batimetrías superiores a 3500 m) correspondiente mayoritariamente a la Cuenca Oriental del Plata, según la definición de Soto *et al.* (2011). Siendo esta el área de menor cantidad de información disponible y menores antecedentes para el margen uruguayo.

Para alcanzar ese objetivo se interpretaron las secciones sísmicas disponibles, estableciendo un enfoque compuesto de estudio usando la estratigrafía sísmica y la estratigrafía de secuencias como principales herramientas. De este modo, se mapearon horizontes sísmicos llaves en el relleno de la cuenca, se identificaron y definieron diferentes unidades sísmicas, con rasgos sísmicos particulares y se caracterizó el relleno de la misma.

2 Área de estudio

El área de estudio se localiza en el sector sur del margen continental uruguayo, entre 200 y 350 millas náuticas de las costas uruguayas, con batimetrías comprendidas entre 3500 m y 5300 m. Presenta una geometría más o menos rectangular, con una orientación NW-SE, comprendiendo un área aproximada de 48935 km².

Las coordenadas rectangulares de los vértices que enmarcan al área de estudio son: -53,33°/-37,46°; -52,3°/-36,68°; -48,69°/-38,53°; -49,87°/-39,13° correspondientes al sistema de coordenadas GCS_WGS_1984 Datum D_WGS_1984 (Fig. 1)

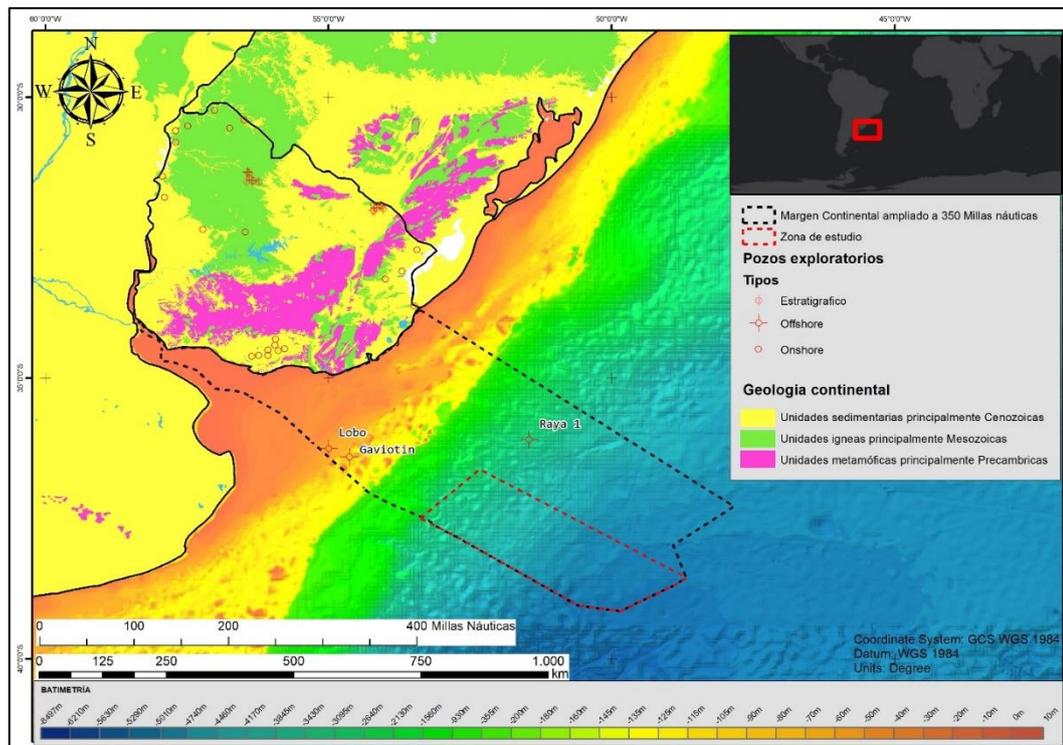


Fig. 1. Localización geográfica del área de estudio.

3 Objetivos

3.1 Objetivo general

Caracterización del relleno sedimentario del sector sur del margen continental uruguayo (Cuenca Oriental del Plata, según Soto *et al.*, 2011).

3.2 Objetivos específicos

- Caracterización de los elementos estructurales presentes en la zona de estudio.
- Interpretación de terminaciones de reflexiones e identificación de superficies llave.
- Identificación y caracterización de padrones de apilamiento sedimentario y facies sísmicas.
- Caracterización del relleno sedimentario en secuencias depositacionales.

4 Contexto geológico

El margen continental atlántico tiene una historia geológica compleja, siendo resultado de la fragmentación de la fracción occidental del supercontinente Gondwana (Rabinowitz, 1976; Rabinowitz y Labrecque, 1979; Austin y Uchupi, 1982; Sibuet *et al.*, 1984; Uchupi, 1989; Jackson *et al.*, 2000; Mohriak y Rosendahl, 2003; Franke *et al.*, 2007). Esta fragmentación, se inició en el extremo sur y se propagó hacia el Norte, llevando a la separación de los continentes sudamericano y africano y a la creación del océano Atlántico. Su origen está asociado a la implantación de un sistema de cuencas de tipo *rift* en el Jurásico (Aleida, 1967) que evolucionaron a un estadio de tipo margen pasivo.

El margen atlántico puede dividirse en diferentes segmentos según diversos criterios geológicos y/o geofísicos. Según Moulin *et al.* (2005) el océano Atlántico sur, entre el continente africano y sudamericano, puede dividirse en cuatro grandes segmentos de acuerdo criterios gravimétricos (Fig. 2). Estos segmentos se denominan, de sur a norte: a) Segmento Falkland, al sur de la zona de fractura Falkland-Agulhas (ZF Agulhas-Falkland); b) Segmento Sur, entre las dorsales Walvis/Río Grande y la ZF Agulhas-Falkland; c) El Segmento Central, entre la zona de fractura de Romanche (ZF Romanche) y las dorsales Walvis/Río Grande; d) El Segmento Ecuatorial, entre la latitud 10°N y el sistema de zonas de fracturas ecuatorial (Saint-Paul, Vema y Romanche).

El Segmento Falkland representa la conexión entre la dorsal mesoatlántica y la dorsal del sudoeste indio (Moulin *et al.*, 2005). La formación del mismo está relacionada con el movimiento de la placa Antártica, habiéndose iniciado la expansión del fondo oceánico hace unos 134 Ma (Rabinowitz *et al.*, 1976; Goodlad *et al.*, 1982, Martin *et al.*, 1982). Schimschal y Jokat (2018) proponen que el *rifteamiento* entre las islas Falkland/Malvinas y el banco Maurice Ewing comenzó hace unos 178 Ma, cesando alrededor de los 154 Ma.

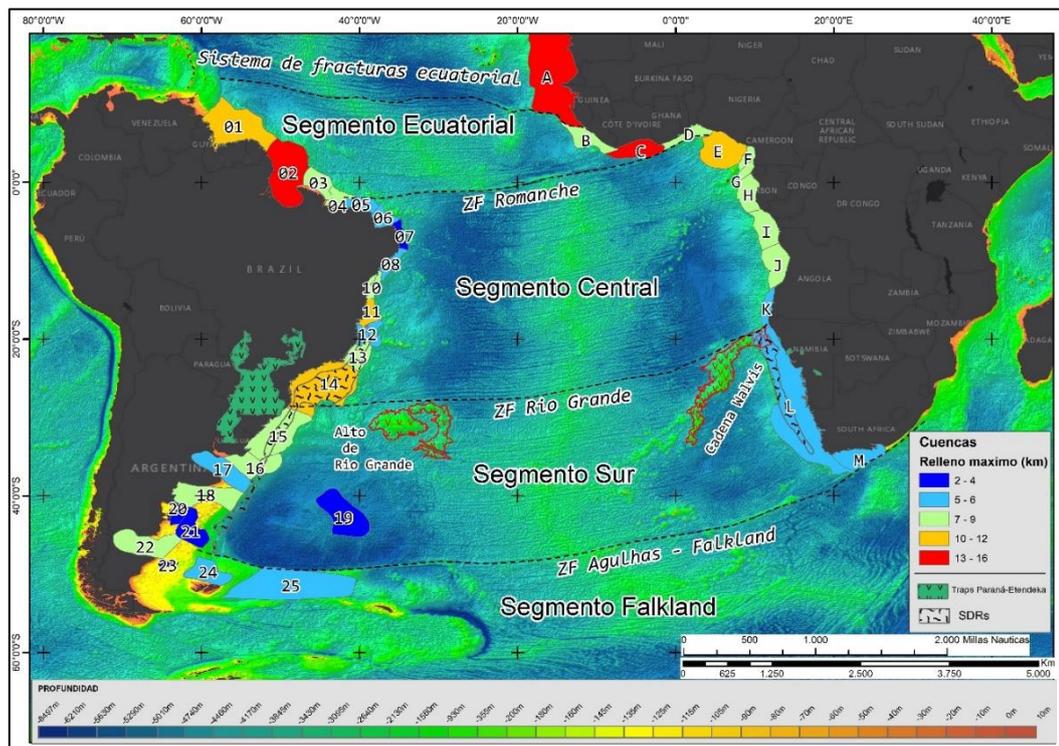


Fig. 2. Mapa topográfico del Atlántico sur. Basado en Moulin *et al.* (2005), CGG GeoConsulting Robertson, CGMW (2000), Amante & Eakins (2009). Cuencas americanas: 01 Guyana, 02 Foz do Amazonas – Marajo, 03 Para – Maranhao, 04 Barreirinhas, 05 Piaui – Ceara, 06 Potiguar, 07 Pernambuco - Paraiba, 08 Sergipe - Alagoas, 09 Reconcavo, 10 Bahia Norte, 11 Bahia Sul, 12 Espirito Santo, 13 Campos, 14 Santos ,15 Pelotas, 16 Punta Del Este, 17 Salado, 18 Colorado, 19 Abisal Argentina, 20 Valdes ,21 Rawson, 22 San Jorge, 23 San Julian, 24 North Falkland, 25 Falkland Plateau. Cuencas africanas: A Senegal - Bove, B Liberia, C Cote d'Ivoire, D Keta - Togo - Benin, E Niger Delta, F Douala, G Rio Muni, H Gabón, I Lower Congo, J Kwanza, K Namiba, L Costa suroeste africana (Orange, Luderitz y Walvis), M Outeniqua.

Según Heine *et al.* (2013) la apertura del océano Atlántico se inició en este segmento, mediante una primera fase de extensión de orientación NW-SE, de baja velocidad, que se extendió entre los 140 Ma y los 126 Ma.

El Segmento Sur inicia la separación continental hacia los 138 Ma y la extensión del fondo oceánico se procesa en compartimientos aislados entre los bloques Rawson y la región sur de la Cuenca de Orange (Heine *et al.*, 2013). Concomitantemente, comienza a expresarse *onshore* el punto caliente Tristán da Cunha mediante la erupción de los basaltos de la provincia magmática Paraná- Etendeka entre los 138 y 129 Ma (Peate, 1997; Stewart *et al.*, 1996; Turner *et al.*, 1994).

Una de las características más distintivas del Segmento Sur es el emplazamiento de los denominados *Seaward dipping reflectors* (SDR), en el límite de la corteza continental-corteza oceánica. Estas cuñas de reflectores buzantes hacia el mar indican actividad volcánica destacable durante la génesis de ese sector del margen (Mutter, 1985; Gladczenko *et al.*, 1997; Mohriak *et al.*, 2002; Geoffroy, 2005; Mohriak *et al.*, 2008, 2012; Stika *et al.*, 2014; Chauvet *et al.*, 2021).

Otro de los rasgos significativos que presenta el Segmento Sur es la presencia de un conjunto de *rift* abortados de orientación estructural NW-SE, perpendiculares al margen continental argentino y uruguayo, denominadas de Sur a Norte: San Jorge, Valdés, Rawson, Colorado, Salado y Punta del Este.

Franke *et al.* (2007) caracteriza el Segmento Sur en compartimentos separados por zonas de transferencia denominadas Falkland, Ventana y Salado, que habrían actuado como barreras de propagación del *rift* propiciando la generación de varias cuencas sedimentarias.

Según Heine *et al.* (2013) la segunda fase cinemática de *rift* del Atlántico sur ocurre hace unos 126 Ma, identificándose un debilitamiento litosférico rápido en el Atlántico central y ecuatorial, el aumento de las velocidades de extensión y una rotación significativa en la dirección, pasando de ser NW- SE a predominantemente E-W. De modo que en el Segmento Central comienza a formarse corteza oceánica poco después del Barremiano. Moulin *et al.* (2010 y 2005) establecen que la quietud magnética del Cretácico temprano no permite identificar lineamientos magnéticos que reflejen el comienzo específico de la generación de corteza oceánica.

El rasgo más distintivo del Segmento Central es la presencia de grandes depósitos evaporíticos formados durante el Aptiano. Estos depósitos, a lo largo de los márgenes de Brasil y de África occidental, comprende el área entre las cuencas Sergipe-Gabón y Santos-Namibia. Según Mohriak *et al.* (2012) las condiciones de aguas poco profundas que generaron estos depósitos se expresan en dos asociaciones evaporíticas. La primera corresponde con canales sin-*rift* en la Cuenca Sergipe durante episodios áridos a principio del Aptiano y la segunda se expresa en

depósitos masivos de halita presentes en las cuencas Sergipe, Espírito Santo, Campos y Santos en el Aptiano tardío (112 Ma – 115 Ma).

Promediando el Aptiano (115 Ma) varios sectores del sistema de *rift* del Atlántico sur comienzan a experimentar subsidencia termal post-*rift* (Heine *et al.*, 2013). La separación completa de las litósferas continentales de Sudamérica y África se alcanza a los 104 Ma (Heine *et al.*, 2013).

El Segmento Ecuatorial se trata de una dorsal oceánica fuertemente segmentada. Dada su posición cercana al ecuador tiene muy pocos lineamientos magnéticos, pero se presume que el comienzo de la expansión del fondo oceánico en este segmento se produjo en el Albiano tardío (Gouyet, 1988; Blarez, 1986; de Oliveira Marinho, 1985).

Hace unos 100 Ma ocurrió el primer intercambio de aguas poco profundas a través del Atlántico ecuatorial a pesar de la acción restrictiva de la dorsal Walvis-Rio Grande, generada por la pluma Tristán da Cunha (Perez-Díaz *et al.*, 2014).

La subsecuente expansión del fondo oceánico generó lo que hoy conocemos como océano Atlántico.

4.1 Margen continental uruguayo

Los primeros relevamientos y estudios sísmicos de la plataforma continental sudamericana se remontan al año 1958 y estuvieron a cargo del Observatorio Geológico Lamont de la Universidad de Columbia (Ewing *et al.*, 1963; Leyden *et al.*, 1971).

Urien y Ewing (1974) recogen esta información y hacen un relevamiento de las facies sedimentarias superficiales para la plataforma continental del Sur de Brasil, Uruguay, Buenos Aires y Río Negro (provincia de Argentina) que develan diferentes ambientes depositacionales. Dentro de la plataforma uruguaya se identificaron dos tipos de ambientes depositacionales: a) fluvio-marinos con canales, ensenadas y crestas con migración hacia el oeste compuestos predominantemente de lodos; b) prodeltaicos y de franja deltaica depositado durante el mínimo del nivel del mar (hace 15000 años aprox.) compuestos por arenas y lodos con intercalaciones de arena.

El primer antecedente sobre la estratigrafía del margen uruguayo, utilizando como método de análisis la sismoestratigrafía, es el trabajo de Stokes *et al.* (1991). Estos autores caracterizan los rasgos estructurales e historia estratigráfica de la Cuenca Punta del Este.

Hinz *et al.* (1999) realizan una descripción regional del margen continental identificando tres unidades tectono-volcánicas principales debajo de una sucesión sedimentaria no deformada de edad Cretácica – Terciaria. Estos autores caracterizan estructuras: *sin-rift* con algunos rasgos *pre-rift* localizadas en la plataforma distal, cuñas SDR de 60-120 km de ancho ocupando el talud y corteza oceánica de edad Cretácica adyacente a los SDR aguas adentro. Asimismo, caracterizan la sucesión sedimentaria *post-rift* en 5 secuencias depositacionales.

Franke *et al.* (2007) reconocen dos unidades de cuñas SDR superpuestas en el margen uruguayo que evidencian el emplazamiento episódico de flujos magmáticos individuales, espacialmente separados por fuertes disconformidades.

Raggio *et al.* (2011) modifica la propuesta de Franke *et al.* (2007) para el margen argentino-uruguayo, resignificando a las zonas de transferencia como zonas de falla y modificando el trazado de la zona de cizalla Salado, la cual ubica al Sur del margen continental uruguayo.

Soto *et al.* (2011) identifican y caracterizan el denominado Sistema de transferencia del Río de la Plata (RPTS por sus siglas en inglés), ubicado en el borde suroeste del Alto del Polonio y que de un modo general separa las cuencas Punta del Este y Pelotas. El RPTS tiene una orientación general NW-SE e interrumpe y desplaza sinistralmente las cuñas de SDR, anomalías geofísicas y depocentros sedimentarios (Fig. 3).

Otro aspecto estudiado sobre el margen continental uruguayo es la influencia de las corrientes de fondo en la morfología del mismo. Hernández-Molina *et al.* (2017) describe un sistema depositacional contornítico con rasgos erosivos, depositacionales (*drifts*) y mixtos (terrazas) generados por flujos de fondo asociados a masas de agua oceánicas de origen antártico y subantártico durante el Mioceno medio y tardío (Fig. 4).

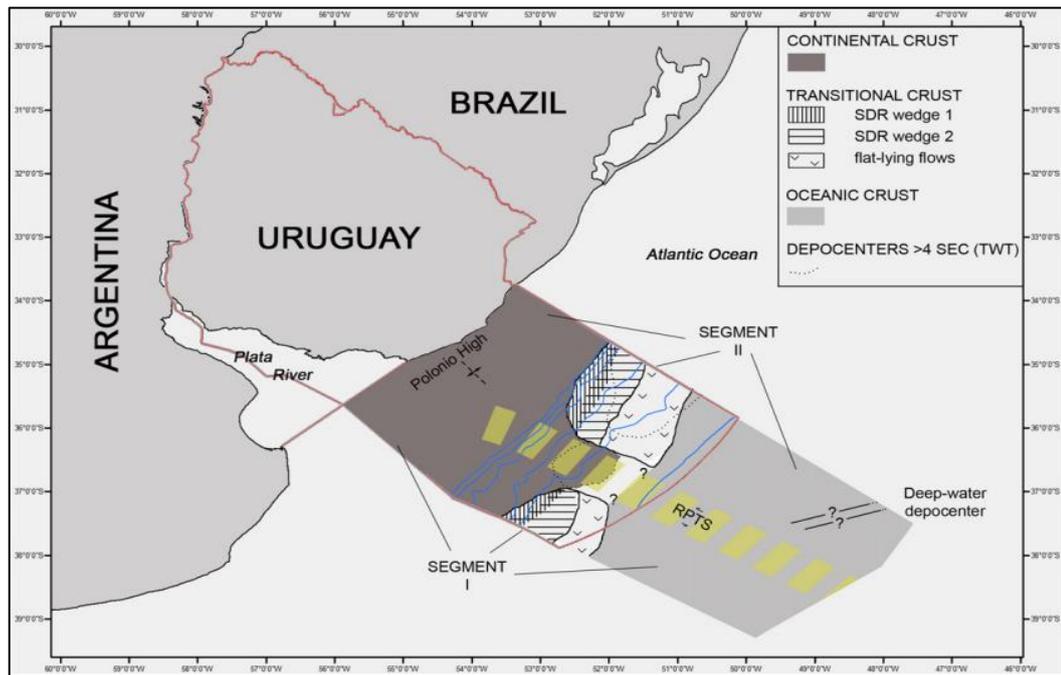


Fig. 3. Mapa de tipo de corteza y aspectos tectónicos del margen continental de Uruguay (Extraído de Soto *et al.*, 2011)

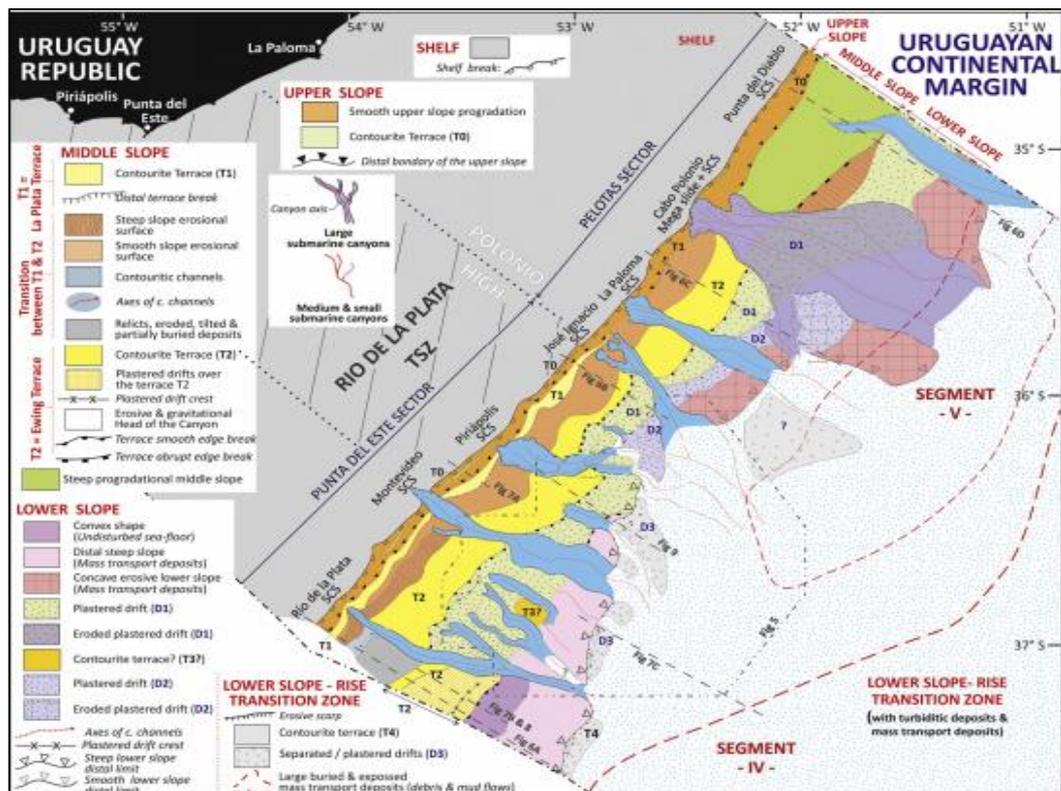


Fig. 4. Mapa morfosedimentario del margen continental uruguayo (tomado de Hernandez-Molina *et al.*, 2017)

Los estudios más recientes del margen continental uruguayo corresponden a los autores Steventon *et al.* (2018) y Chauvet *et al.* (2021). Steventon *et al.* (2018) definen un complejo de transporte en masa (MTC por sus siglas en inglés) caracterizado por una distribución de esfuerzos tripartitos, con dominios extensionales expresados por fallas normales, dominios transicionales y dominios asociados a sistemas compresivos representados por fajas plegadas y corridas.

En el trabajo de Chauvet *et al.* (2021) se realiza una síntesis de perfiles sísmicos publicados e inéditos del margen del Atlántico Sur que demuestran la existencia de tres tipos de cuñas de SDR (interiores, exteriores e intermedias). Estos tres tipos de cuñas de SDR son caracterizados en función de la curvatura de las reflexiones y la topografía que muestran en sus terminaciones *downdip* (Fig. 5).

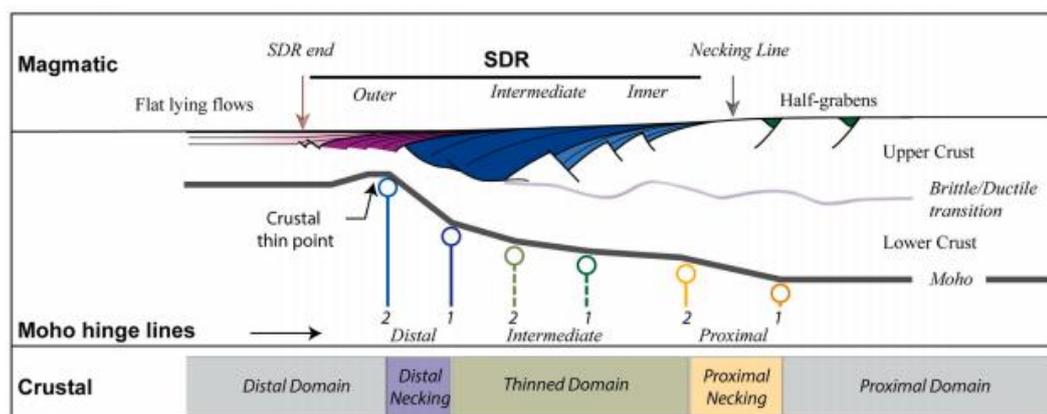


Fig. 5. Esquema con las principales estructuras observadas en diferentes dominios crustales y magmáticos del margen pasivo volcánico del Atlántico Sur (tomado de Chauvet *et al.*, 2021)

Asimismo, una compleja interacción entre procesos gravitacionales (depósitos de transporte en masa, flujos turbidíticos) y paralelos al talud (corrientes de contorno) han sido identificadas y descritas para el margen uruguayo con base en datos sísmicos (Steventon *et al.*, 2018; Creaser *et al.*, 2017; Hernández-Molina *et al.*, 2017, 2016) y probados mediante testigos del fondo marino (Krastel *et al.*, 2011).

4.1.1 Cuenca Punta del Este

Stoakes *et al.* (1991) fueron los primeros en referirse a el área localizada en el margen proximal sur de Uruguay como Cuenca Punta del Este, considerándola como una subcuenca de la Cuenca Salado, ubicada en el margen argentino. Estos autores, con base en los datos aportados por los pozos Lobo y Gaviotín y datos sísmicos, caracterizan la evolución de la Cuenca Punta del Este en tres fases: *rift*, *sag* y margen pasivo. La fase *rift* está representada por depósitos siliciclásticos continentales de edad Neocomiana presentes en *grabens* sin-depositacionales y asimétricos. La fase *sag* de edad Aptiana a Maastrichtiana está representada por depósitos continentales a marinos. La tercera fase de margen pasivo, está representada por una secuencia de sedimentos marinos.

Ucha *et al.* (2004) modifica la propuesta de Stokes *et al.* (1991) basándose en reinterpretaciones sísmicas, estudios sedimentológicos, geoquímicos y palinológicos de los pozos Lobo y Gaviotín. Estos autores caracterizan la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca en cinco fases:

pre-rift, sinrift I, sinrift II, sag y margen pasivo. La fase *pre-rift* está caracterizada por un conjunto de reflexiones sísmicas fuertes y subparalelas que se apoyan en forma discordante sobre las unidades cristalinas precámbricas. La fase sin-rift I representa una potente sucesión volcánico-sedimentaria constituida por conglomerados arenosos apoyados e intercalados con lavas basálticas y niveles piroclásticos. La fase sin-rift II responde a una subsidencia mecánica en el Cretácico temprano alto y está representada por una sucesión de areniscas gruesas a finas, inmaduras, cuarzo feldespáticas. La fase *sag* corresponde a la etapa de subsidencia térmica en el Cretácico tardío, caracterizada por reflexiones paralelas a subparalelas, con suaves deformaciones y un buzamiento generalizado hacia el E-SE. La última fase está constituida por secuencias depositacionales regresivas – transgresivas de margen pasivo que responden a eventos eustáticos como agente de mayor importancia en el patrón de apilamiento sedimentario.

Raggio *et al.* 2011 integra interpretaciones sísmo-estratigráficas y estudios bioestratigráficos para establecer tres secuencias limitadas por disconformidades comparables con la de la Cuenca Colorado del margen argentino. Estas tres fases tectónicas principales son: a) *sin-rift* (depósitos aluvio-fluviales y lacustres anteriores al Barremiano), b) *sag* (secuencias predominantemente regresivas desde el Barremiano al Maastrichtiano), c) margen pasivo (secuencias transgresivas en la base pasando a varios ciclos transgresivos-regresivos desde el Paleoceno inferior al presente) (Fig. 6).

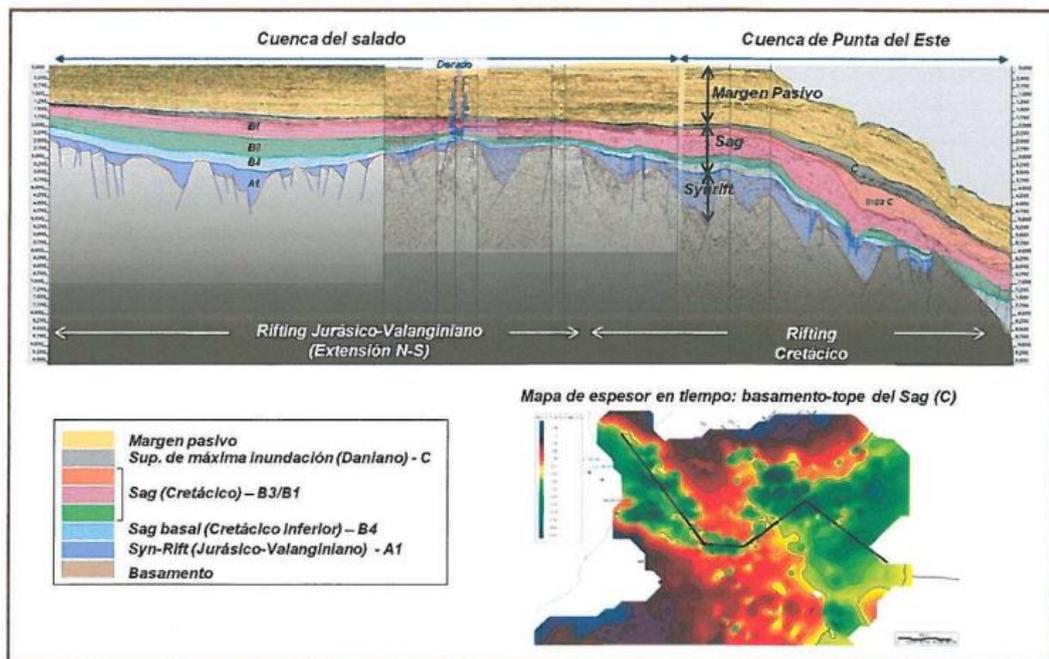


Fig. 6. Corte arbitrario entre las cuencas del Salado y Punta del Este con la relación estratigráfica de las principales secuencias (*sin-rift*, *sag* y margen pasivo). La sección interna de la cuenca del Salado asociada al rifting Jurásico-Valanginiense y la porción media y distal de la Cuenca de Punta del Este relacionada al rifting Cretácico. (Extraído de Raggio *et al.*, 2011)

Por su parte, Morales (2013) mapea catorce secuencias depositacionales en el margen continental uruguayo usando la estratigrafía

de secuencias como método principal de análisis de cuenca. Estas secuencias fueron agrupadas en cuatro fases de evolución: *pre-rift* (Paleozoico), *rift* (Jurásico- Cretácico temprano), transición (Barremiano-Aptiano) y *post-rift* (Aptiano-Presente). La Cuenca Punta del Este habría actuado como el depocentro del margen continental uruguayo durante el Cretácico (Morales *et al.*, 2017), habiendo migrado hacia la Cuenca Pelotas en el Cenozoico.

Creaser *et al.* (2017) retoma el enfoque sismo-estratigráfico del estudio del margen continental uruguayo para identificar cuatro unidades sísmicas regionales principales (SU.1-SU.4). Caracterizadas por facies sísmicas diferentes que se delimitan por cinco discontinuidades regionales (R.1-R.5) en el intervalo Cretácico tardío y el tope del Paleoceno. Estos registros son coincidentes con las diferentes etapas de evolución del denominado *Polonio Drift System* (PDS): comienzo (113-89.8 Ma), crecimiento (89.6-66 Ma) y soterramiento (66-56 Ma).

Soto *et al.* (2016) presenta un estudio detallado de inclusiones fluidas de más de 1000 muestras de los pozos Lobo y Gaviotín (perforados en el año 1976), con resultados positivos para diferentes tipos de hidrocarburos. Estos hidrocarburos habrían migrado durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano.

Turrini *et al.* (2017) hace un abordaje desde la geometría y el desarrollo cinemático de sistemas de fallas poligonales con motivo de inferir la presencia de rocas sello y reservorio en todo el *offshore* uruguayo.

Recientemente, Viera (2018) enfoca su trabajo en el paquete sedimentario correspondiente al Eoceno de las cuencas del margen continental uruguayo identificando ocho superficies estratigráficas. A su vez, reconoce tres ciclos sedimentarios representados por tres secuencias depositacionales.

4.1.2 Cuenca Pelotas

La mayor parte de los estudios correspondientes a la Cuenca Pelotas corresponden a su porción brasilera. Los primeros trabajos realizados en ella estuvieron a cargo de la empresa petrolera brasilera Petrobras S.A en la década de los 70's.

Dentro los trabajos más relevantes se encuentran el de Asmus y Ponte (1973) en el que caracterizan a todas las cuencas marginales de Brasil. Sin ahondar demasiado en la estratigrafía específica presentan un mapa estructural y un corte geológico basado en datos sísmicos de la Cuenca Pelotas (Fig. 7) que servirá como insumo para posteriores estudios.

Ojeda (1982) identifica cuatro fases de evolución en las cuencas marginales brasileras: a) una fase *pre-rift* (Jurásico tardío-Cretácico temprano) caracterizada por sedimentos continentales depositados en cuencas intracratónicas periféricas; b) fase *rift* (Cretácico temprano)

representado por sedimentos lacustres de valle de *rift* con un *graben* central; c) fase transicional (Aptiano) de estabilidad tectónica donde se depositaron las secuencias evaporíticas y clásticas lacustres; d) fase *drift* (Albiano a Holoceno) con una secuencia sedimentaria inferior clástica-carbonática y otra superior clástica (Fig. 7).

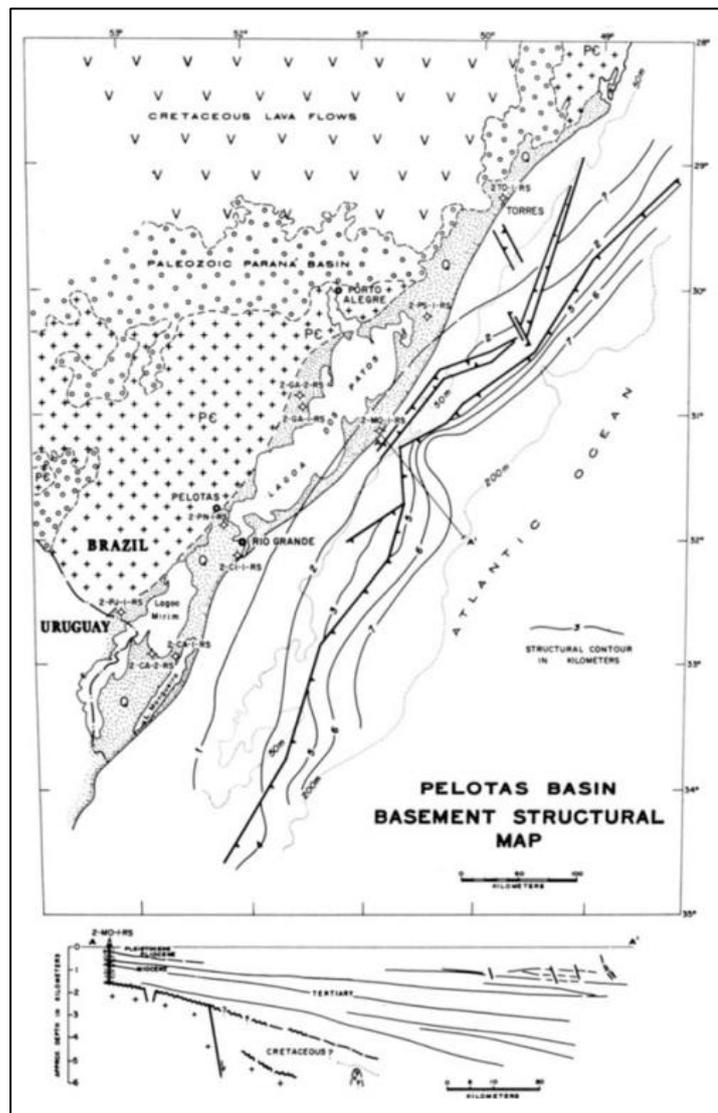


Fig. 7 Cuenca de Pelotas: mapa estructural del basamento y sección basada en información sísmica (extraído de Asmus y Ponte, 1973).

Fontana (1996 y 1987) identifica en la Cuenca Pelotas una fase *rift* (Jurásico temprano – Cretácico temprano) representada por fallas antitécticas, extrusión de rocas basálticas asociadas al inicio del *rifteamiento* (cuñas SDR) y por sedimentos *rift*. La segunda fase que identifica la denomina *post-rift* (Aptiano tardío- Reciente) y corresponde a un espeso prisma sedimentario sobre las secuencias *rift* que responden a una subsidencia termal y flexural de la cuenca.

Abreu (1998) identifica 48 límites de secuencia a partir del análisis de 1500 km de perfiles sísmicos de reflexión 2D y cuatro pozos de exploración de hidrocarburos. Propone subdividir la columna geológica de la Cuenca Pelotas en cuatro secciones en función del tipo de roca y estilo depositacional: basamento, transgresión Aptiano-Turoniano, agradación Coniaciano-Eoceno y regresión Oligoceno-Presente (Fig. 8).

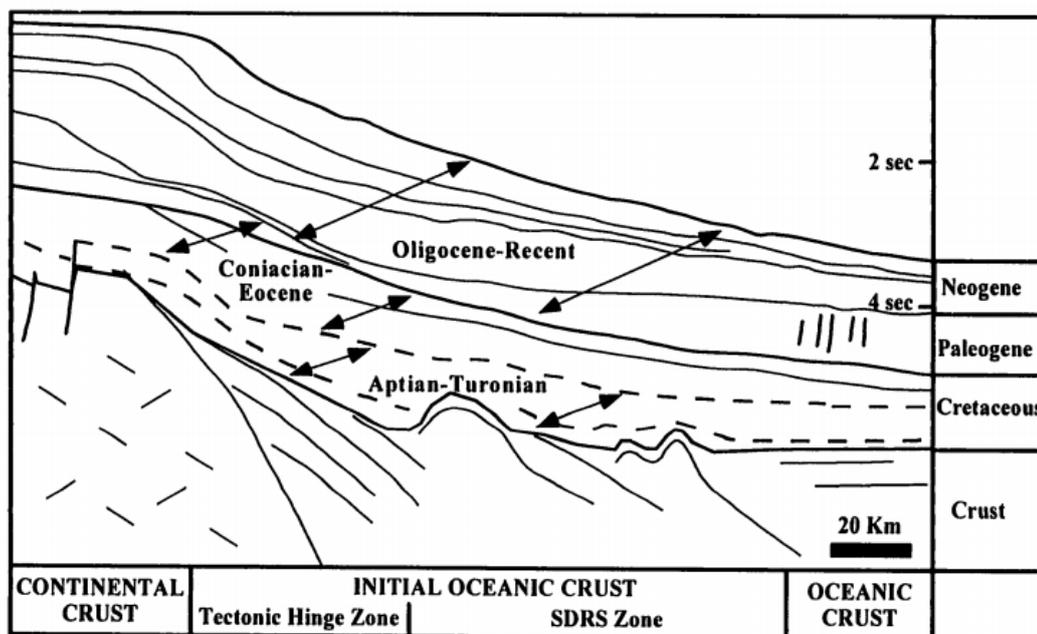


Fig. 8. Sección geológica compuesta de la región norte de la Cuenca Pelotas (extraído de Abreu, 1998).

Stika *et al.* (2014) analizan a la Cuenca Pelotas en relación a su evolución como margen volcánico en asociación a los procesos de *rifting* y la génesis de la provincia ígnea de Paraná-Etendeka. Dentro de este análisis basado en la interpretación sísmica y distribución regional de anomalías magnéticas lineares lograron caracterizar: corteza inferior de alta velocidad sísmica, corteza continental inferior, corteza continental superior, corteza continental ígnea, flujos de lava pre-*rift*, sedimentos por debajo de los flujos de lava pre-*rift*, SDR en sección *rift*, relleno de *rift* y SDR oceánicos (Fig. 9).

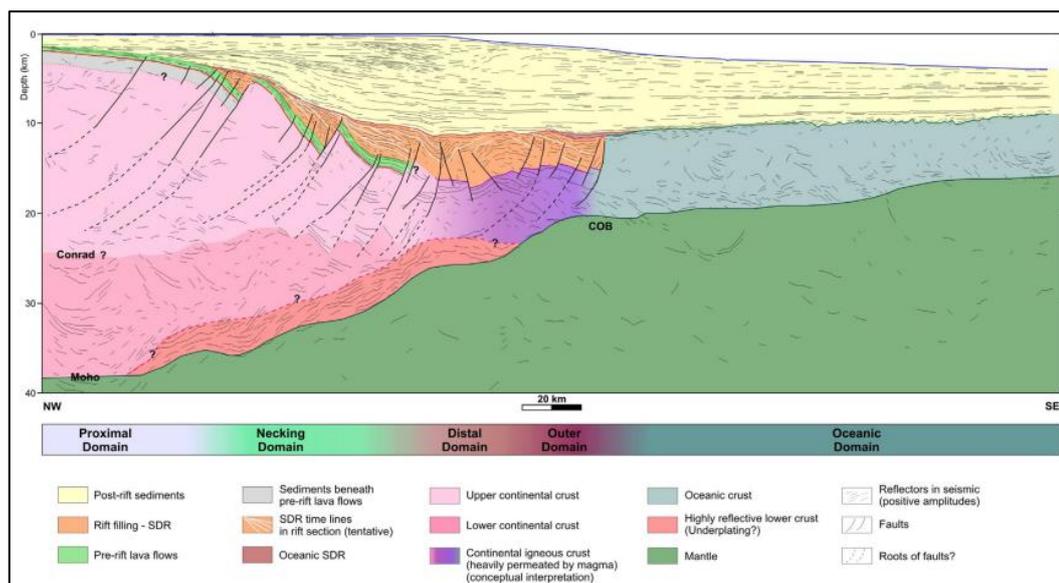


Fig. 9. Sección geosísmica regional de la región sur de la Cuenca Pelotas (extraído de Stika *et al.*, 2014)

En la porción uruguaya los trabajos referentes a la Cuenca Pelotas son escasos. Los más relevantes son los de Morales (2013), Conti (2015) y Conti *et al.* (2017). Morales (2013) identifica un conjunto de secuencias

depositacionales agrupadas en tres fases de evolución: una secuencia pre-*rift*, una secuencia *rift* y once secuencias post-*rift*.

Por su parte, Conti (2015) y Conti *et al.* (2017) identifica una megasecuencia pre-*rift*, una sin-*rift* y diez secuencias pre-*rift*. Estas secuencias fueron definidas en función de sus superficies estratigráficas, patrones de apilamiento, cortejos de sistemas y edad inferida.

4.1.3 Cuenca Oriental del Plata

Si bien existen algunas menciones a la Cuenca Oriental del Plata en imágenes de distintas publicaciones (*e.g.* Ucha *et al.* 2004), la primera definición de la misma aparece en la publicación de Soto *et al.* (2011). Estos autores la consideran como la equivalente uruguaya de la Cuenca Argentina ubicada en el margen continental argentino y localizan sus límites más allá de las 150 millas náuticas de las costas uruguayas, en aguas ultra-profundas, sobre corteza de transición y oceánica.

El límite de la Cuenca Oriental del Plata con la Cuenca Punta del Este sería la posición más hacia el continente de los SDR (Fig. 10). El relleno sedimentario de esta cuenca superaría los 5000 m de espesor, siendo las secuencias sedimentarias que la componen de edad Cretácica y Cenozoica (Soto *et al.*, 2011).

De las tres cuencas presentes en el margen continental uruguayo, la Cuenca Oriental del Plata es la que tiene menor información científica disponible. El mismo autor que la define se refiere a ella en una publicación

posterior (Soto *et al.* 2016) como “mal definida” y deja en duda su denominación como cuenca. Morales *et al.* (2017) identifica a dicha cuenca del mismo modo que Soto (*op cit*), resaltando su carácter de escasamente estudiada.

El antecedente más relevante para esta cuenca se corresponde con el trabajo de Veroslavsky *et al.* (2017), en el que se explican los parámetros y la metodología utilizada para la extensión del límite exterior de la plataforma continental uruguaya hasta las 350 millas náuticas.

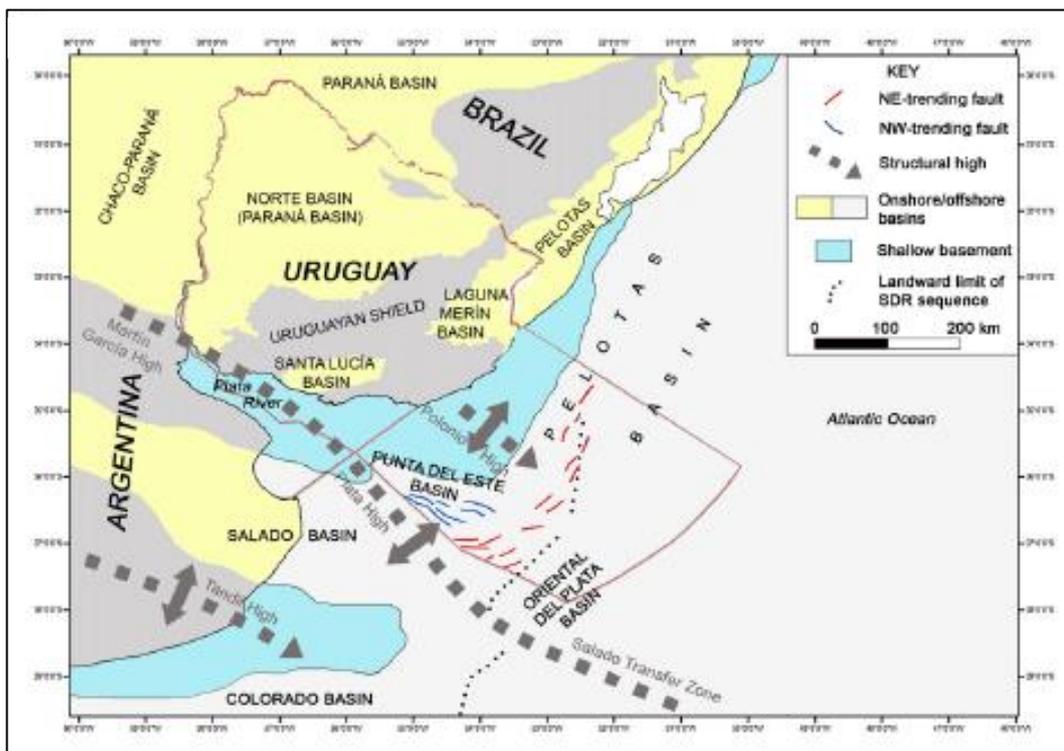


Fig. 10. Mapa tectónico-estructural con principales cuencas *onshore* y *offshore* de Uruguay (extraído de Soto *et al.*, 2011)

5 Materiales y métodos

5.1 Base de datos

Para la realización de este estudio se utilizaron principalmente 4 secciones sísmicas *dip* de reflexión 2D, denominadas COPLA 01, COPLA 02, BGR05 y BGR05s las que totalizan 1316 km lineales (Fig. 11 y Tabla 1).

Complementariamente, se incorporaron al estudio las secciones sísmicas *dip* 257-145 y 257-144 de la empresa Spectrum (actualmente TGS) de forma tal de extender aguas adentro la interpretación de las secciones sísmicas COPLA 02 y BGR05s, respectivamente. Las secciones sísmicas *dip* UR07-18 y UR07-16 se utilizaron para apoyar la interpretación de la sección sísmica BGR05. A su vez, las secciones sísmicas *strike* UR07-21 y 247-143 fueron utilizadas para correlacionar las diferentes secciones *dip* en los sectores más proximales y más distales, respectivamente (Fig. 11).

Las secciones sísmicas COPLA 01, COPLA 02, 257-142 y 257-143 se obtuvieron mediante una solicitud presentada a la Dirección de Asuntos del Derecho Internacional del Ministerio de Relaciones Exteriores, la cual fue aprobada, en el marco de la Comisión Asesora del Poder Ejecutivo para el Establecimiento del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COALEP). Representan en total 1143 km lineales (433 km COPLA 01, 384 km COPLA 02, 170 km 257-142, 157 km 257-143) (Tabla 1).

Tabla 1. Características de las secciones sísmicas utilizadas en este trabajo

Seccion	Columna de agua (m)			Longitud (km)	Dirección(°)	Año de adquisición	Empresa
	Min	Promedio	Máx				
257-142	5141	5324	5396	170	116	2014	Spectrum/TGS
257-143	5207	5327	5422	158	25	2014	Spectrum/TGS
257-144	5198	5233	5257	110	124	2014	Spectrum/TGS
BGR05	44	2621	4312	252	122	1987 y 2004	BGR
BGR05s	4307	4947	5234	247	124	1987 y 2004	BGR
COPLA01	930	4033	5279	433	121	2001 y 2002	COALEP
COPLA02	2145	4564	5387	384	120	2001 y 2002	COALEP
UR07-16	94	1657	3435	181	125	2007	Wavefield Inseis
UR07-18	21	1055	3336	247	123	2007	Wavefield Inseis
UR07-21	2612	3083	3297	331	42	2007	Wavefield Inseis
Total				2513			

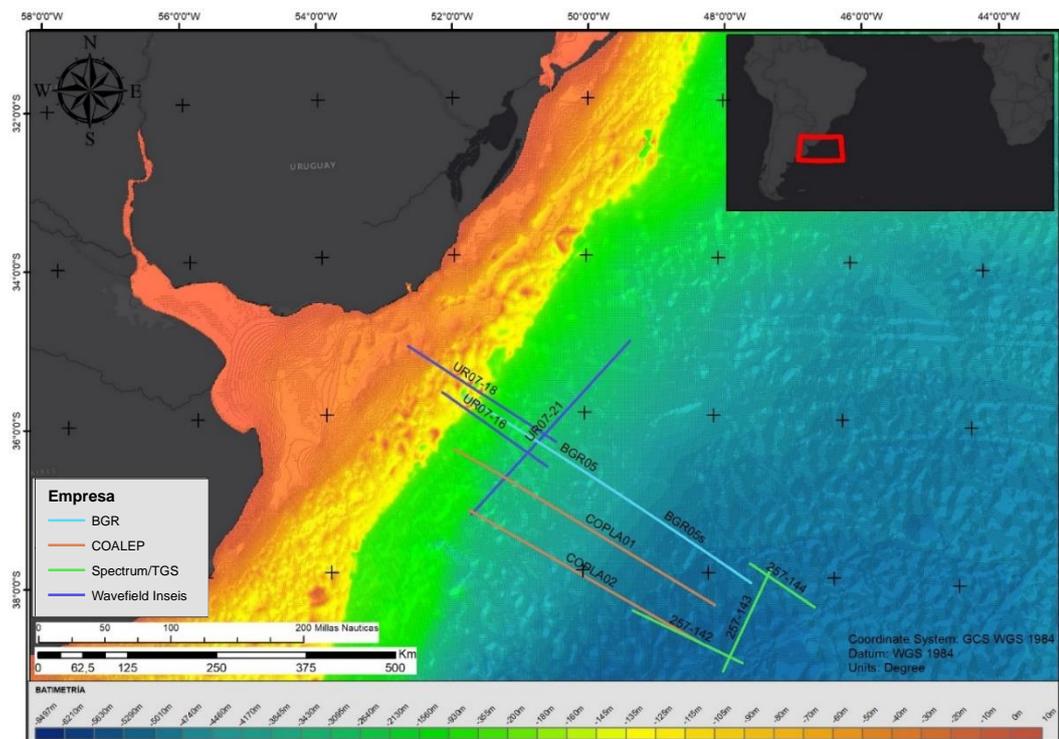


Fig. 11. Principales secciones sísmicas utilizadas en el presente trabajo.

Las secciones sísmicas BGR05 y BGR05s pertenecen a un relevamiento llevado a cabo por el Instituto Federal para la Geociencias y Recursos Naturales de Alemania (BGR por sus siglas en alemán) durante

los años 1987 y 2004 (Tabla 1), como parte de un programa de exploración sísmica profunda de los márgenes continentales de Argentina y Uruguay (Hinz *et al.*, 1999; Franke *et al.*, 2007). En total las dos secciones representan 499 km lineales (252 km BGR05 y 247 km BGRs) y tienen un intervalo de punto de tiro de 50 m (Soto *et al.*, 2011).

Las secciones sísmicas UR07-16, UR07-18 y UR07-21 fueron obtenidas de antecedentes y corresponden a parte de un relevamiento llevado a cabo por la empresa noruega *Wavefields Inseis* en el año 2007. Este relevamiento incluyó 6991 km lineales de secciones sísmicas principalmente localizadas en el área proximal del margen continental uruguayo. La sección sísmica UR07-21 es la más distal de este relevamiento.

Las secciones COPLA 01, COPLA 02, BGR05s, 257-142, 257-143, UR07-21, UR07-18 y UR07-16 son de buena calidad. Presentando buena definición en sus reflexiones, no habiendo presentado mayores dificultades en lo que respecta al registro de artefactos (difracciones, múltiples, etc.), facilitando la interpretación sísmica. Sin embargo, en la sección BGR05 se observa una mala definición en sus reflexiones y la presencia de algunos múltiples y difracciones que dificultaron la interpretación sísmica en detalle. Las secciones sísmicas UR07-18 y UR07-16, muy próximas a la sección BGR05, sirvieron para subsanar esta falta de calidad, permitiendo cotejar la interpretación de los diferentes horizontes mapeados.

5.2 Softwares

El *software* utilizado para visualizar, gestionar e interpretar la información sísmica fue *The Kingdom Suite*. Este *software* fue cedido al Instituto de Ciencias Geológicas, de la Facultad de Ciencias, por la empresa IHS para su utilización con fines académicos.

Para la visualización de los resultados en el espacio, las representaciones gráficas e interpolación de datos obtenidos de la interpretación sísmica fue utilizado el *software* ArcGis™ versión 10.2.2.

5.3 Interpretación de datos sísmicos

Para el análisis de los datos sísmicos se implementó una metodología integrada basada en la estratigrafía de secuencias y la estratigrafía sísmica. Estas dos disciplinas están íntimamente relacionadas desde su génesis.

5.3.1 Breve reseña histórica y conceptos de estratigrafía sísmica y estratigrafía de secuencias

La estratigrafía puede considerarse como la ciencia que estudia estratos rocosos, todas sus características y atributos, teniendo como objetivo su interpretación en términos de origen e historia geológica (Catuneanu *et al.*, 2006). Esta gran ciencia está integrada por varios “tipos” de estratigrafía dependiendo la propiedad de las rocas que se consideren (Tabla 2).

Tabla 2. Tipos de estratigrafía (modificado de Catuneanu *et al.*, 2006)

Estratigrafía	Propiedad
Litoestratigrafía	Litología
Bioestratigrafía	Fósiles
Magnetoestratigrafía	Polaridad magnética
Quimioestratigrafía	Propiedades químicas
Cronoestratigrafía	Edades absolutas
Aloestratigrafía	Discontinuidades
Estratigrafía sísmica	Datos sísmicos
Estratigrafía de secuencias	Tendencias depositacionales ¹

Los primeros aportes significativos a la estratigrafía se le pueden atribuir a Hutton en 1788, quien reconoció un conjunto de estratos de edades diferentes, intermediados por importantes hiatos temporales, lo que dio origen al concepto de discordancia. Este concepto permitió subdividir el registro geológico en sucesiones repetitivas que posteriormente se relacionaron a cambios en el nivel de base.

El término secuencia fue introducido por Sloss *et al.* (1949) para designar a unidades estratigráficas limitadas por discordancias subaéreas. Estos autores enfatizaron la importancia de la tectónica como generador de secuencias y discordancias. Al día de hoy este aporte puede resultar obvio, pero en aquella época donde la estratigrafía sísmica estaba naciendo esta observación había sido pasada por alto.

¹ Refiere a la agradación vs. erosión, y progradación vs. retrogradación. Los cambios en las tendencias depositacionales son controlados por la interacción de la sedimentación y los cambios en el nivel de base (Catuneanu, 2006).

Subsecuentemente el concepto de secuencia se expandió para incluir a toda sucesión relativamente concordante con estratos genéticamente relacionados sin considerar su escala espacial y temporal (Mitchum, 1977). Esta visión de secuencia en el contexto estratigráfico se potenció en los años 70's y 80's con el desarrollo de la estratigrafía sísmica y la estratigrafía de secuencias.

El concepto de secuencia, entendido como unidades estratigráficas limitadas por discordancias, fue usado en tiempos previos a la existencia de la estratigrafía de secuencias. Aportó unidades mapeables informales que se usaron para hacer correlaciones estratigráficas y subdividir el registro sedimentario en paquetes de estratos genéticamente relacionados.

Sin embargo, el concepto de secuencia (formalizado en 1994 por la Guía Internacional Estratigráfica europea) tiene ciertas limitaciones en el análisis de cuencas. Muchas veces, la delimitación de las secuencias queda restringida a los márgenes de cuenca, dificultándose su extensión lateral hacia el centro de las cuencas, hacia los sectores más distales (tal como es el caso del área de estudio). Es por esto que fue necesario introducir el concepto de conformidad correlativa de modo de extender los límites de las secuencias a la totalidad de la cuenca (Fig. 12).

La definición de conformidad correlativa en el contexto de la estratigrafía sísmica y estratigrafía de secuencias moderna posibilita el análisis de cuencas en ambientes marino profundos.

Los ciclos sedimentarios en ambientes marino profundos evidencian la interrelación del espacio de acomodación y el aporte sedimentario en la plataforma continental, que controla a su vez, la trayectoria de la línea de costa. Las tendencias estratigráficas definidas por cambios en los tipos, volumen y composición de flujos gravitacionales durante los ciclos de tránsito de la línea de costa en la plataforma, borde de plataforma y talud, proveerán un criterio diagnóstico para la identificación de cortejos de sistemas marino profundo y superficies limitantes (Catuneanu *et al.*, 2020). Al día de hoy, todos estos conceptos son abordados en forma sistemática por la estratigrafía de secuencias de forma de lograr un análisis de cuenca tanto en sus zonas proximales como distales.

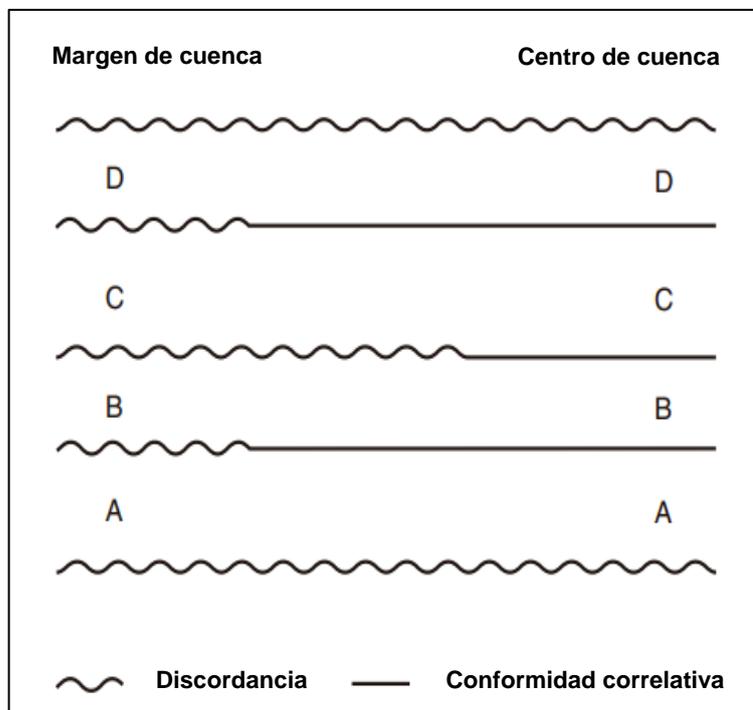


Fig. 12. Secuencias (A, B, C y D) definidas por discordancias y sus conformidades correlativas (modificado de Catuneanu, 2006).

La estratigrafía de secuencias es una técnica utilizada actualmente por la academia y la industria en forma muy extendida. El principio fundamental que utiliza es analizar los cambios de facies y las características geométricas de los estratos, identificando superficies llave para determinar el orden cronológico de relleno de la cuenca y sus eventos erosionales asociados (Catuneanu *et al.*, 2009).

Constituye un método utilizado tanto para la interpretación de datos sísmicos como para datos de pozos, teniendo aplicabilidad prácticamente universal ya que es independiente de la escala de tiempo (Holz, 2012). El abordaje de esta metodología en este trabajo se hará teniendo un enfoque modelo-independiente, que utilice los principios fundamentales y conceptos comunes de los diferentes modelos de la estratigrafía de secuencias.

Uno de los conceptos fundamentales en la estratigrafía de secuencias es el de cortejos de sistemas depositacionales. Según Brown y Fisher (1977) corresponde al conjunto de sistemas depositacionales contemporáneos que subdividen a una secuencia. Un cortejo depositacional incluye todos los estratos acumulados durante una fase particular en los cambios en la línea de costa. Se reconocen en función de su patrón de apilamiento, posición en la secuencia y tipos de superficie limitante (Fig. 13). La duración de cada cortejo depositacional es inferido relativamente a la curva que describe la variación del nivel de base en la línea de costa.

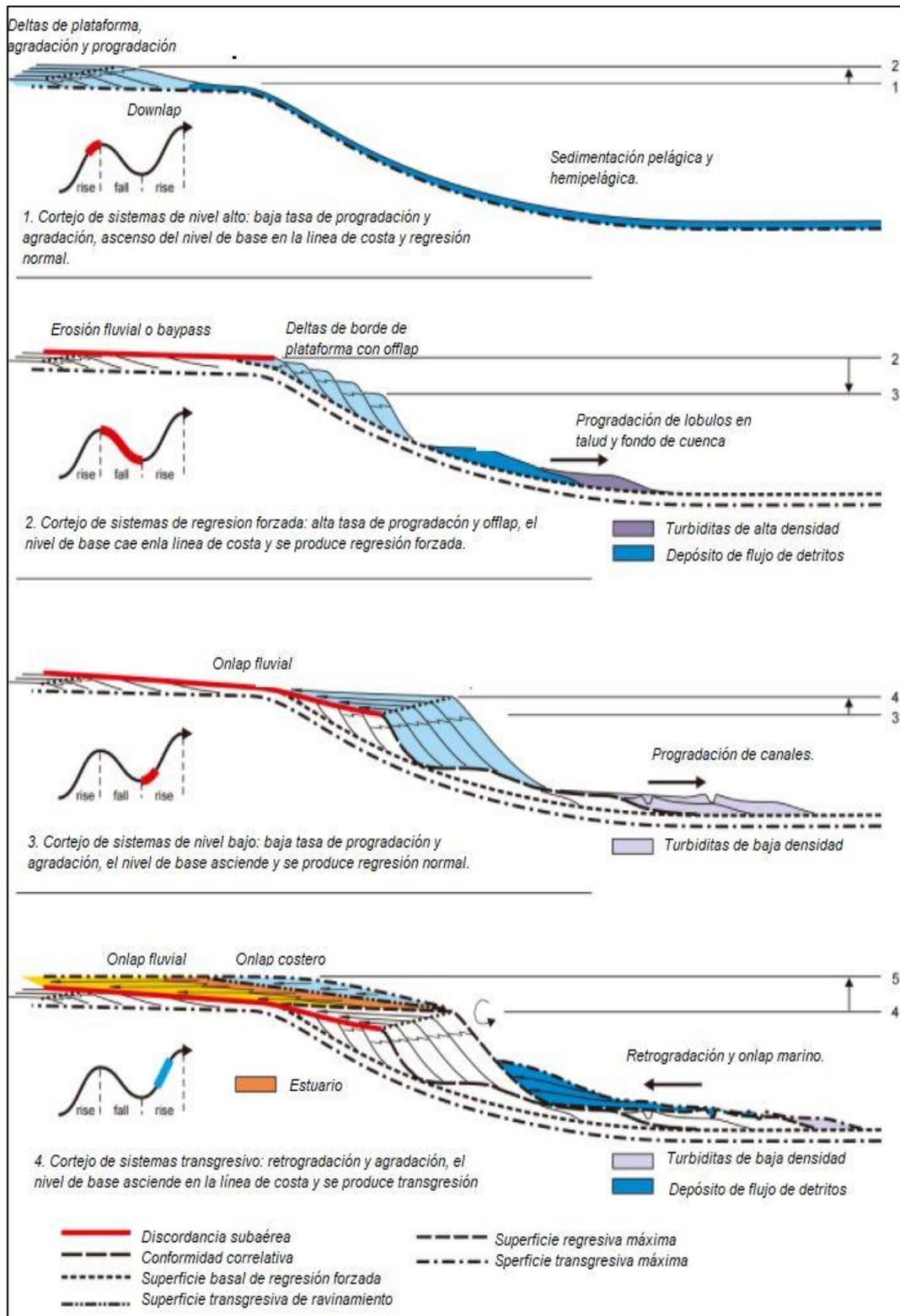


Fig. 13. Modelo simplificado de una secuencia depositacional. Modificado de Canuteanu (2006) (Extraído de Viera, 2018).

Las variaciones del nivel de base, y por lo tanto la depositación de los diferentes cortejos, responde a diversas variables naturales que interactúan entre sí. Las principales variables son la tectónica, la eustasia y el clima.

La tectónica actúa de forma tal que un levantamiento tectónico provoca áreas fuente y gradientes topográficos que permitirán la generación y el transporte de los sedimentos a áreas más bajas. Estas áreas topográficamente deprimidas son generadas por subsidencia tectónica y actuarán como cuencas sedimentarias.

La eustasia refiere a la variación global del nivel del mar respecto a los continentes, provocando cambios en el volumen de agua de los océanos. Los cambios eustáticos son controlados por los ciclos de glaciación (disminución del nivel del mar) y desglaciación (aumento del nivel del mar) y la tasa de expansión del fondo oceánico.

El clima influye directamente en la intensidad del intemperismo, la erosión y los procesos de transporte en las áreas fuente. Esto determina el aporte sedimentario que tendrá la cuenca sedimentaria.

Los principales cortejos de sistemas depositacionales de acuerdo a Catuneanu *et al.* (2009) son definidos durante un ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base, conformando así una secuencia depositacional. Los cortejos de sistemas depositacionales que componen una secuencia depositacional completa son: el cortejo de sistema de

regresión forzada (FFST, por sus siglas en inglés), los cortejos de sistema de nivel bajo (LST, por sus siglas en inglés), cortejos de sistema transgresivo (TST, por sus siglas en inglés) y los cortejos de sistema de nivel alto (HST, por sus siglas en inglés) (Fig. 13 y Fig. 14).

Cuando el volumen del aporte sedimentario supera al volumen del espacio receptor de ese material en la cuenca sedimentaria (espacio de acomodación) y el nivel de base disminuye. Se da una progradación de los sistemas sedimentarios, desplazando la línea de costa aguas adentro. Los cortejos de sistemas depositacionales resultantes es el de regresión forzada que se caracteriza por presentar un patrón de apilamiento progradante. Se limita en la base por la superficie basal de regresión forzada y en el tope por una superficie compuesta, integrada por la discordancia subaérea en la zona proximal y su correspondiente superficie de conformidad correlativa hacia el centro de la cuenca.

Los cortejos de sistemas de nivel bajo comienzan a expresarse cuando el nivel de base alcanzó su mínimo en un ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base. Es en este momento que el espacio de acomodación deja de reducirse y comienza a crecer en volumen. Los sistemas sedimentarios dejan de progradar tan intensamente como en el FFST, pasando a un patrón de apilamiento agradante al final del mismo, por lo que la línea de costa tiende a mantenerse en la misma posición. Se limita en la base por la discordancia subaérea y su superficie de

conformidad correlativa. El tope de estos cortejos queda establecido por la superficie regresiva máxima.

Cuando el nivel de base registra su mayor incremento (tiempo 17 de Fig. 14) el espacio de acomodación supera al aporte sedimentario por lo que la línea de costa se desplaza hacia el continente. Este es el momento en el que se desarrollan los cortejos de sistema transgresivo que tiene un patrón de apilamiento retrogradacional. Se limita en base y tope por la superficie regresiva máxima y la superficie transgresiva máxima, respectivamente.

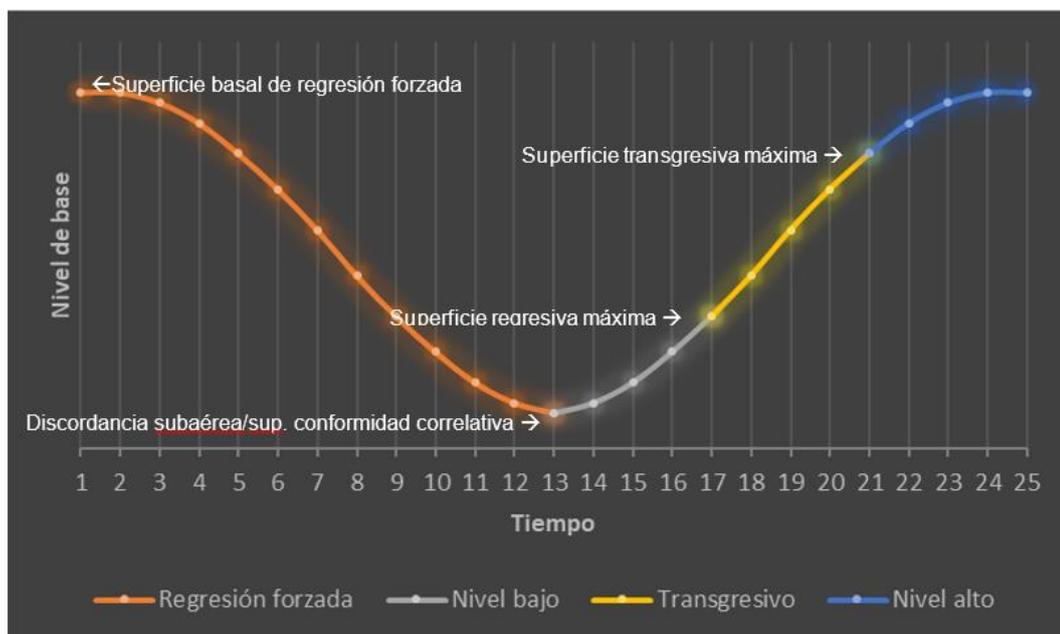


Fig. 14. Ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base. Mostrando los cortejos de sistemas y sus superficies estratigráficas limitantes. (Modificado de Holz, 2012).

En la fase final de ascenso del nivel de base se registran los cortejos de sistemas de nivel alto. Estos cortejos se caracterizan por una disminución progresiva en el espacio de acomodación en relación al aporte

sedimentario. De esta manera el patrón de apilamiento deja de ser retrogradacional y pasa a ser primero agradacional y luego progradacional. Está limitado en la base por la superficie transgresiva máxima y en el tope 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).

5.3.2 Metodología de la estratigrafía de secuencias y sísmica

Según Catuneanu *et al.* (2009), el conjunto general de etapas que deben seguirse en un estudio sistemático con enfoque en la estratigrafía de secuencias, y adaptado a las condiciones locales, es el siguiente:

- Determinación de las terminaciones de las reflexiones y del patrón de apilamiento sedimentario.
- Uso de las terminaciones (Fig. 15) y/o patrones de apilamiento para definir superficies estratigráficas secuenciales (superficies llave).
- Uso de las superficies llave, patrones de apilamiento y geometrías de los estratos para definir cortejos de sistemas.
- Mediante el uso de las superficies llave y cortejos de sistemas definir secuencias estratigráficas.

Combinado a la estratigrafía de secuencias se usaron características puramente sísmicas para definir unidades. Los aspectos considerados incluyeron:

- La configuración de las reflexiones (Fig. 16): relacionado a la geometría del patrón de apilamiento que resulta de un determinado proceso depositacional, paleotopografía y el contenido de fluidos (Vekeen, 2013).
- Continuidad de las reflexiones: está directamente relacionada a el proceso sedimentario y por lo tanto al ambiente de depositación.
- Amplitud de las reflexiones: muestran una medida del contraste de impedancia acústico, contraste litológico, espaciado de estratificación y el contenido de fluidos.
- Frecuencia de las reflexiones: da una estimación del espesor de la capa y posiblemente el contenido de fluidos.
- Geometría externa: describe la forma de los límites superior e inferior de una facie sísmica en 2 o tres dimensiones (Fig. 18).

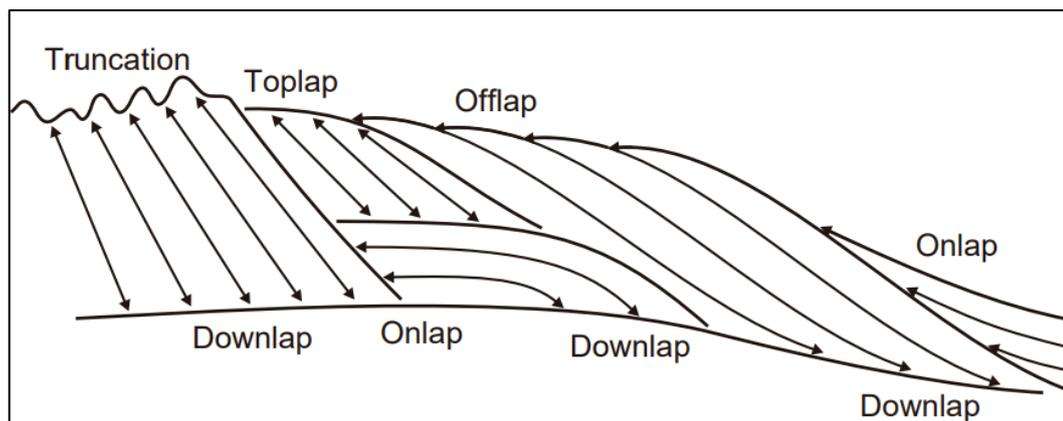


Fig. 15. Tipos de terminaciones estratales (extraído de Catuneanu, 2006)

Registrando e integrando los parámetros sísmicos arriba mencionados se pueden establecer facies sísmicas que definirán a las diferentes unidades. Estas facies son áreas localizadas tridimensionalmente donde se detectan características de reflexión específicas (Sangree y Widmier, 1977). Algunos ejemplos de facies sísmicas se pueden apreciar en la Fig. 17.

Configuraciones	
Paralela	
Subparalela	
Ondulada	
Divergente	
Sigmoidal	
Paralela oblicua	
Tangencial oblicua	
Sigmoidal compleja / oblicua	
Shingled	
Cliniformas hummocky	
Interrumpidas	
Contorneada	
Lenticular	

Fig. 16. Diferentes configuraciones de reflexiones sísmicas (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

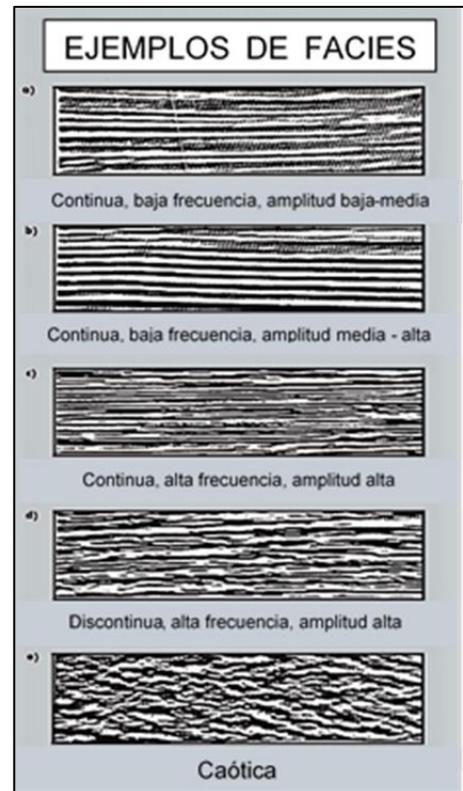


Fig. 17. Ejemplos de facies sísmicas (modificado de Vekeen, 2013)

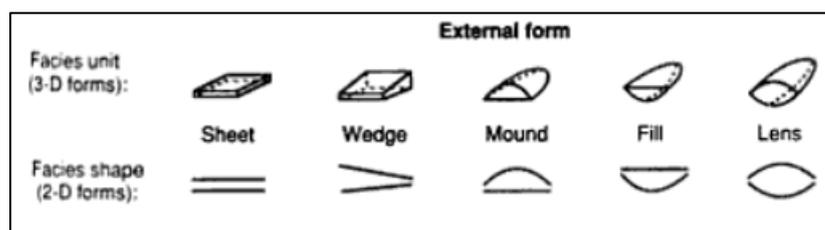


Fig. 18. Geometrías externas (modificado de Mitchum *et al.*, 1977)

6 Resultados

6.1 Análisis sísmico

En el análisis sísmico desarrollado en este trabajo se buscó reconocer y mapear horizontes o superficies llave en las secciones sísmicas y dividir el relleno de la cuenca en unidades con características distintivas. Como resultado del mismo se mapearon 15 horizontes y se caracterizaron 14 unidades sísmicas, 4 correspondientes a la sedimentación mesozoica y 10 correspondientes a la sedimentación cenozoica (Fig. 19).

La Tabla 3 resume las características de las superficies y unidades sísmicas mapeadas.

A continuación, se describen cada una de las unidades sísmicas identificadas

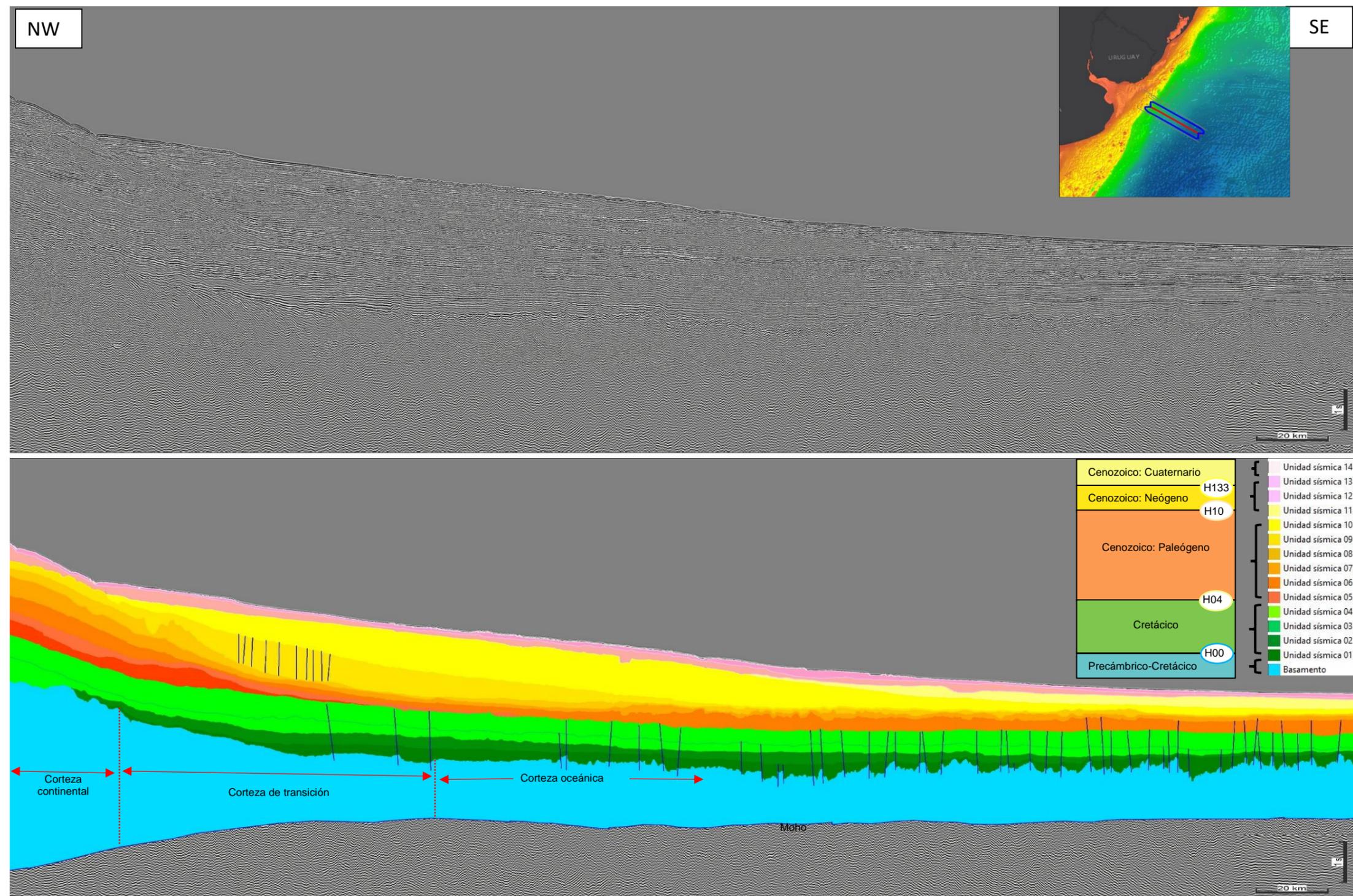


Fig. 19. Esquema de las diferentes unidades sísmicas interpretadas en perfil sísmico COPLA 01

Tabla 3. Esquema de facies sísmicas para las diferentes unidades

Unidad sísmica	Edad (Ma)	Horizontes sísmicos	Terminación de las reflexiones	Configuración interna			Geometría externa									
				Sector proximal	Sector central	Sector distal										
U.14	16 - 0	Topo: H14 (fondo oceánico) Base: H13		reflexiones con alta amplitud, frecuencia alta-media y mala continuidad. Configuración contorneada.	reflexiones con alta amplitud, frecuencia alta-media y mala continuidad. Configuración contorneada.	reflexiones con alta amplitud, frecuencia alta-media y mala continuidad. Configuración contorneada.	Laminar									
U.13	20,4 - 16	Topo: H13 Base: H09/H10/H11/H12		reflexiones de amplitud y frecuencia media-baja. Mala continuidad. Configuración subparalela	reflexiones de amplitud y frecuencia media-baja. Mala continuidad. Configuración subparalela	reflexiones de amplitud y frecuencia media-baja. Mala continuidad. Configuración subparalela	Laminar									
U.12	23 - 20,4	Topo: H12 Base: H11		Unidad restringida a sector distal	Unidad restringida a sector distal	reflexiones con amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela	Laminar									
U.11	28,1 - 23	Topo: H11 Base: H09/H10		reflexiones con amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela	reflexiones con amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela	reflexiones con amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela	Cuña									
U.10	30,7 - 28,1	Topo: H10 Base: H09		Unidad restringida a sector central	reflexiones con amplitud y frecuencia media-alta. Buena continuidad. Configuración subparalela	Unidad restringida a sector central	Cuña									
U.09	37,8 - 30	Topo: H09 Base: H08		reflexiones de amplitud media-baja y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela y contorneada.	reflexiones de amplitud media-baja y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela y contorneada.	reflexiones de amplitud media-baja y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela y contorneada. Bloques errantes de configuración interna contorneada a transparente	Zona proximal: cuña Zona distal: lenticular									
U.08	41,2 - 37,8	Topo: H08 Base: H07		reflexiones con amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración contorneada.	reflexiones con amplitud y frecuencia media-baja. Tenue configuración subparalela	reflexiones con amplitud y frecuencia baja. Tenue configuración subparalela	Laminar plegada									
U.07	56 - 41,2	Topo: H07 Base: H04/H05/H06		reflexiones con amplitud y frecuencia alta-media. Buena continuidad. Configuración divergente.	reflexiones con amplitud y frecuencia alta-media. Buena continuidad. Configuración subparalela.	reflexiones con amplitud y frecuencia alta-media. Buena continuidad. Configuración subparalela.	Laminar plegada									
U.06	61,6 - 56	Topo: H06 Base: H05		reflexiones de frecuencia y amplitud baja. Mala continuidad. Configuración subparalela	Unidad restringida a sector proximal	Unidad restringida a sector proximal	Laminar/Cuña									
U.05	66 - 61,6	Topo: H05 Base: H04		reflexiones de amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela a ondulada.	Unidad restringida a sector proximal	Unidad restringida a sector proximal	Monticular									
U.04	83,6 - 66	Topo: H04 Base: H03		reflexiones de amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración paralela oblicua. Carácter progredante	reflexiones de amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela.	reflexiones de amplitud y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela.	Laminar									
U.03	89,8 - 83,6	Topo: H03 Base: H00/H01/H02		reflexiones de amplitud y frecuencia media-alta. Buena continuidad. Configuración hummocky	reflexiones de amplitud y frecuencia media-alta. Buena continuidad. Configuración subparalela.	reflexiones de amplitud y frecuencia media-alta. Buena continuidad. Configuración subparalela.	Laminar									
U.02	100 - 89,8	Topo: H02 Base: H00/H01		reflexiones de amplitud baja y frecuencia media. Mala continuidad. Configuración subparalela a ondulada	reflexiones de amplitud media-baja y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela a ondulada	reflexiones de amplitud media-baja y frecuencia media. Buena continuidad. Configuración subparalela a ondulada	Laminar/cuña									
U.01	140 - 100	Topo: H01 Base: H00		Unidad restringida a sector central y distal.	reflexiones de amplitud y frecuencia media-alta. Buena continuidad. Configuración subparalela a paralela	reflexiones de amplitud y frecuencia media-alta. Buena continuidad. Configuración subparalela a paralela	Laminar									
Basamento	Sup. Diacrónica	Topo: H00 (tope basamento) Base: D.Mohorovičić		reflexiones de frecuencia y amplitud media. Mala continuidad. Configuración hummocky a caótica.	reflexiones de frecuencia y amplitud media. Mala continuidad. Configuración hummocky a caótica.	reflexiones de frecuencia y amplitud media. Mala continuidad. Configuración hummocky a caótica.										
Terminaciones en onlap				Terminaciones en downlap				Terminaciones en toplap			Truncamientos			Terminaciones doble downlap		

6.1.1 Unidades sísmicas

6.1.1.1 Basamento (por debajo de H00)

Por debajo del horizonte H00 se representa el basamento del relleno sedimentario suprayacente. Está integrado desde el área más proximal al área más distal por corteza continental, cuñas de SDR, basaltos planos, basaltos fracturados y corteza oceánica (Fig. 20).

El tope del basamento está definido por el horizonte H00, el cual se corresponde con una reflexión de fuerte amplitud localizada inmediatamente por encima de las cuñas de SDR y continúa lateralmente describiendo una superficie plana que se interpreta como basaltos planos. Aguas adentro, esta reflexión se presenta más irregular y se interpreta en el tope de los basaltos fracturados y la corteza oceánica.

En general toda la unidad presenta una configuración interna de tipo *hummocky* a caótica con reflexiones discontinuas de frecuencia y amplitud media hacia el tope de la unidad. A medida que se profundiza verticalmente las reflexiones muestran una configuración caótica con menor frecuencia y amplitud.

En la zona proximal de esta unidad es posible identificar dos generaciones de cuñas de SDR. Las cuñas más proximales presentan buzamiento pronunciado con convexidad hacia el tope. En tanto, las cuñas más distales son relativamente rectas y presentan un menor buzamiento (Fig. 20).

En la zona distal se observan fracturas, la mayoría de las cuales presentan un rechazo relativamente importante generando sucesivas depresiones y levantamientos tipo *horst* y *grabens*.

Las unidades sísmicas 01, 02 y 03 se ubican por encima, siendo el contacto concordante en la zona abisal, únicamente, con la unidad sísmica 01. En el área del talud, los contactos con las unidades sísmicas 01 y 02 se manifiestan según una superficie con terminaciones en *onlap* por encima. El contacto con la unidad sísmica 03 se localiza en la sección más proximal del talud donde se expresa en forma de discordancia.

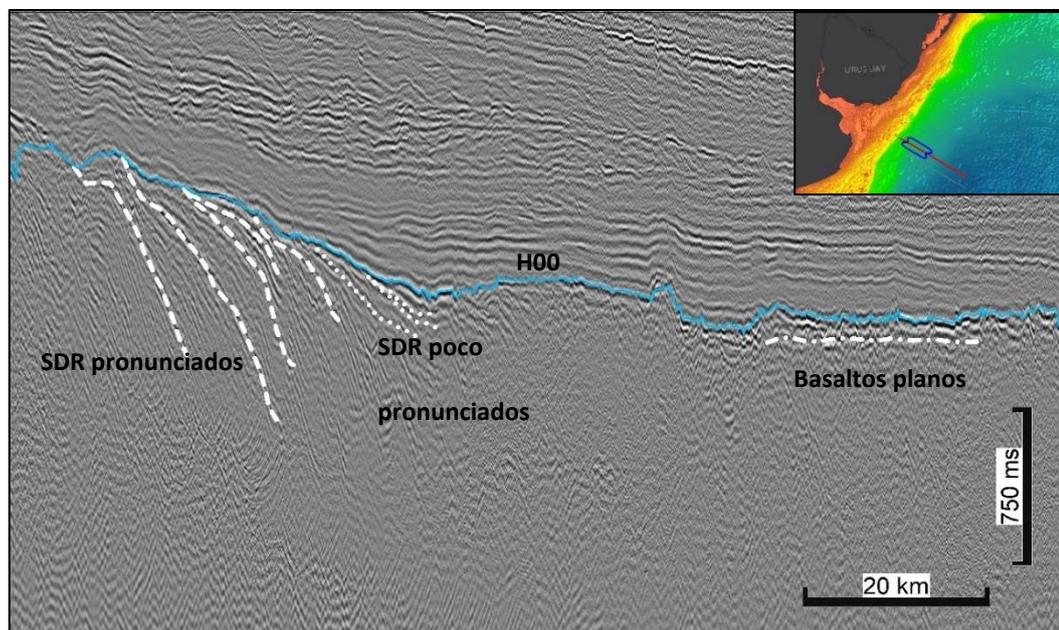


Fig. 20. Imagen de la sección sísmica COPLA 01 mostrando en línea blanca a rayas los SDR proximales, en punteado blanco SDRs distales, en punteado-rayado blanco los basaltos planos y en línea celeste el horizonte H00.

La Fig. 21 corresponde al mapa de contorno estructural de este horizonte, el cual se presenta relativamente homogéneo en toda el área de estudio, con excepción del sector más proximal, en el límite con el margen argentino. El conjunto de fallas normales que definen *grabens* (Fig. 22) en el ámbito de la corteza oceánica, se esboza en este mapa, aunque dada la escasa densidad de datos no es posible establecer una correlación entre las mismas.

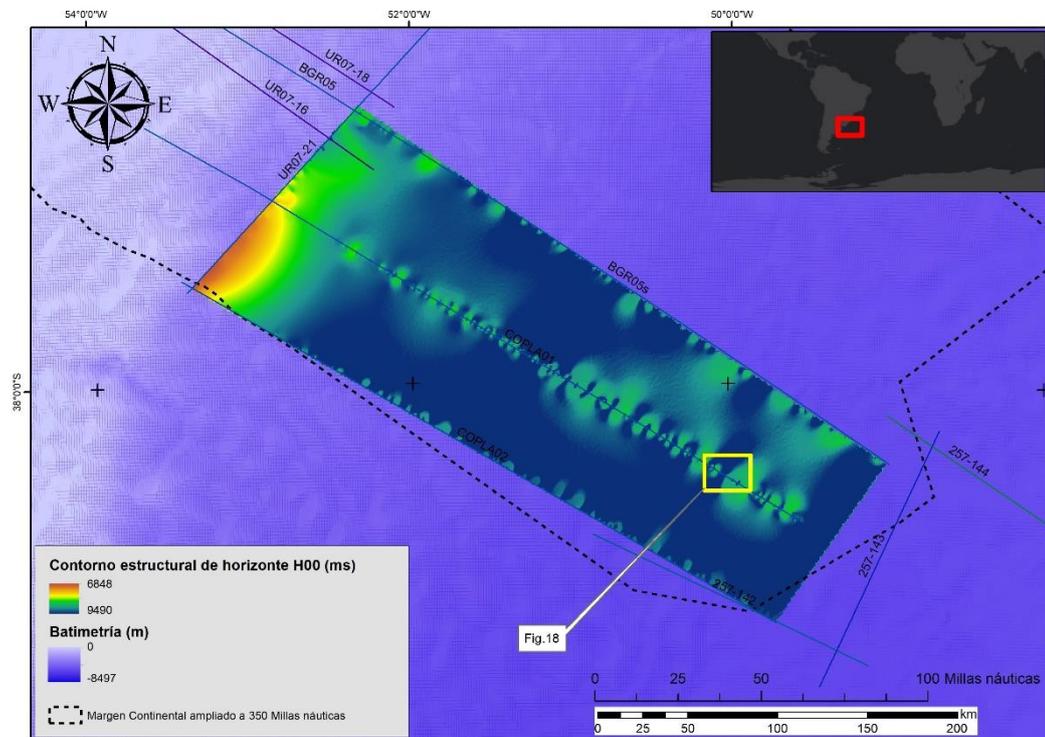


Fig. 21. Mapa de contorno estructural de horizonte H00 (Tope de basamento)

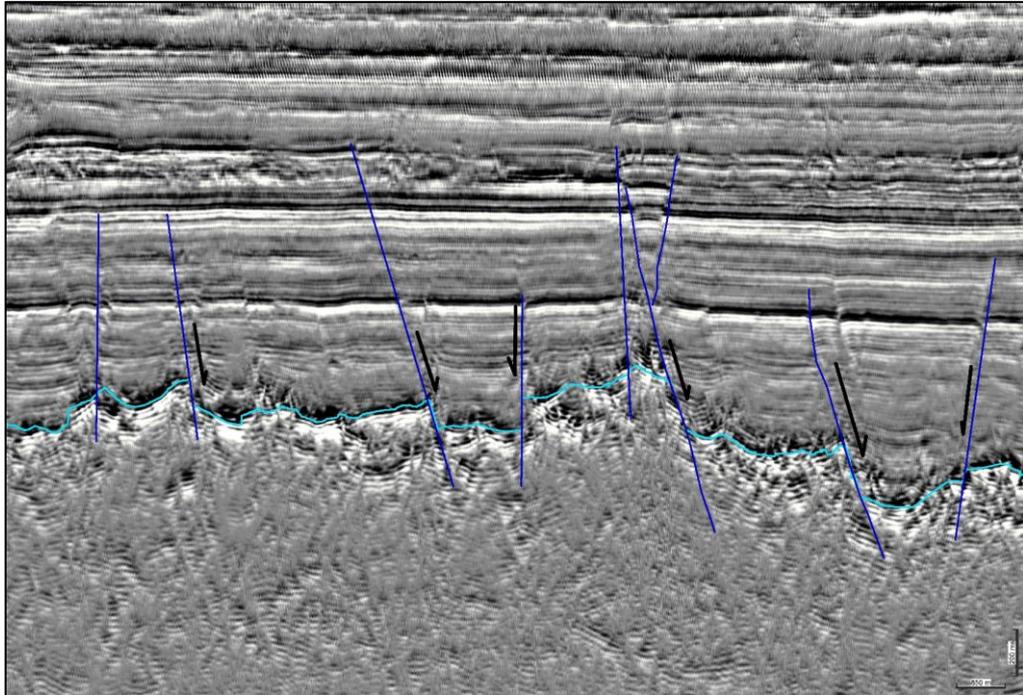


Fig. 22. *Horsts* y *grabens* producto del fallamiento normal en zona distal de COPLA 01 (imagen con atributo de pseudo relieve)

6.1.1.2 Unidad sísmica 01 (H00- H01)

La unidad sísmica 01 está caracterizada por facies sísmicas con configuración interna subparalela a paralela, integrada por reflexiones continuas con amplitud y frecuencia media a alta. Tiene un desarrollo horizontal desde el pie del talud hasta la zona abisal del área de trabajo, alcanzando el desarrollo vertical mayor como relleno de bajos del basamento y adelgazándose significativamente en los altos.

Considerando una velocidad sísmica en basaltos de 5.9 ± 0.3 km/s (Gilbert *et al.*, 2006) se puede estimar que los horst alcanzan los 2.500 m de espesor. Este sería, por tanto, el espesor máximo de la unidad como

relleno de bajos estructurales adyacente. El patrón de reflexiones de relleno en los bajos del basamento es divergente a progradante.

Se apoya concordantemente sobre el basamento en la zona abisal, mientras que en la zona de talud presenta terminaciones de reflexiones de tipo *onlap* (Fig. 23). El contacto superior es únicamente con la unidad sísmica 03 y es de tipo concordante.

Las fallas normales presentes en la unidad del basamento también tienen expresión en esta unidad sísmica, logrando rechazos significativos entre los bloques.

El espesor promedio de esta unidad sísmica es de 287 ms y tiene su expresión máxima en la zona distal de la sección sísmica COPLA02, donde alcanza los 634 ms. El espesor mínimo se presenta en la zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 donde alcanza apenas los 0,33 ms.

El límite superior e inferior de esta unidad pueden considerarse aproximadamente paralelos por lo que la configuración externa es laminar.

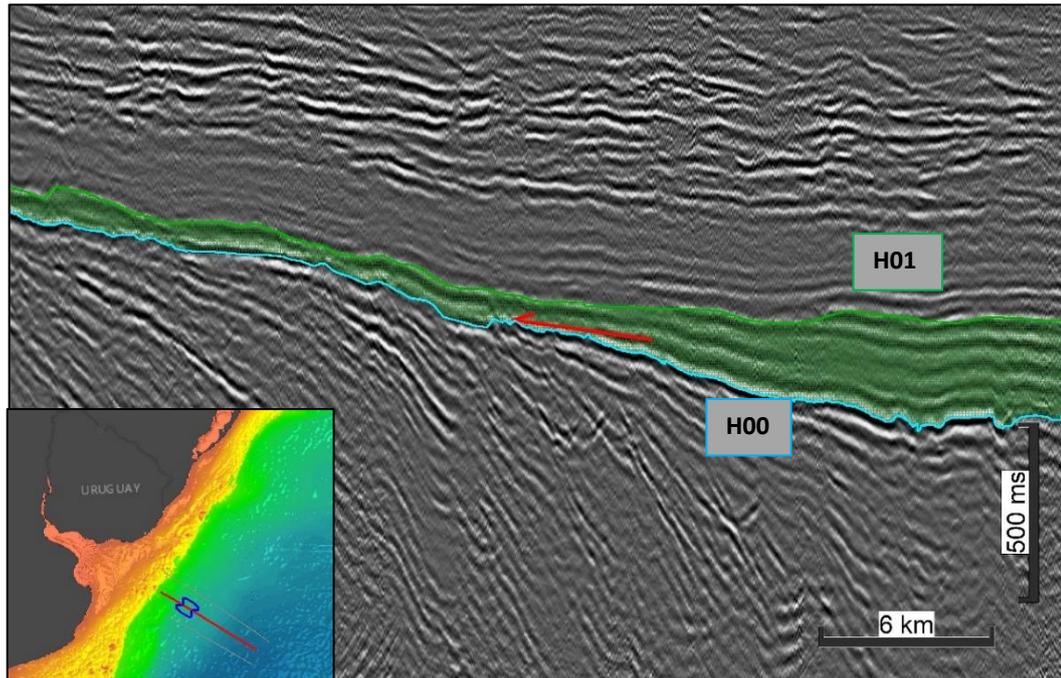


Fig. 23. Imagen de la sección sísmica COPLA 01 mostrando al horizonte H00 (línea sólida celeste), la unidad sísmica 01 (verde) y terminación en *onlap* en flecha roja

6.1.1.3 Unidad sísmica 02 (H00/H01 - H02)

Conformada por facies sísmicas con una configuración interna subparalela a ondulada, con reflexiones continuas de amplitud media a baja y frecuencia media. Hacia la zona proximal del área de estudio se aprecia menor amplitud y continuidad en las reflexiones de forma tal que generan sectores “transparentes”.

Se desarrolla en toda el área de estudio, presentando terminaciones en *onlap* sobre basamento (Fig. 24) en la zona de pie de talud. En el resto del área de estudio está en contacto concordante con la unidad sísmica 01 subyacente. En la zona distal es afectada por fallamiento normal.

Esta es una de las unidades que presenta menor expresión vertical de todo el relleno sedimentario. Posee un espesor promedio de 144 ms, teniendo un máximo de 400 ms en la zona distal de la sección sísmica COPLA01 y un mínimo de 0,97 ms en la zona proximal de la misma sección.

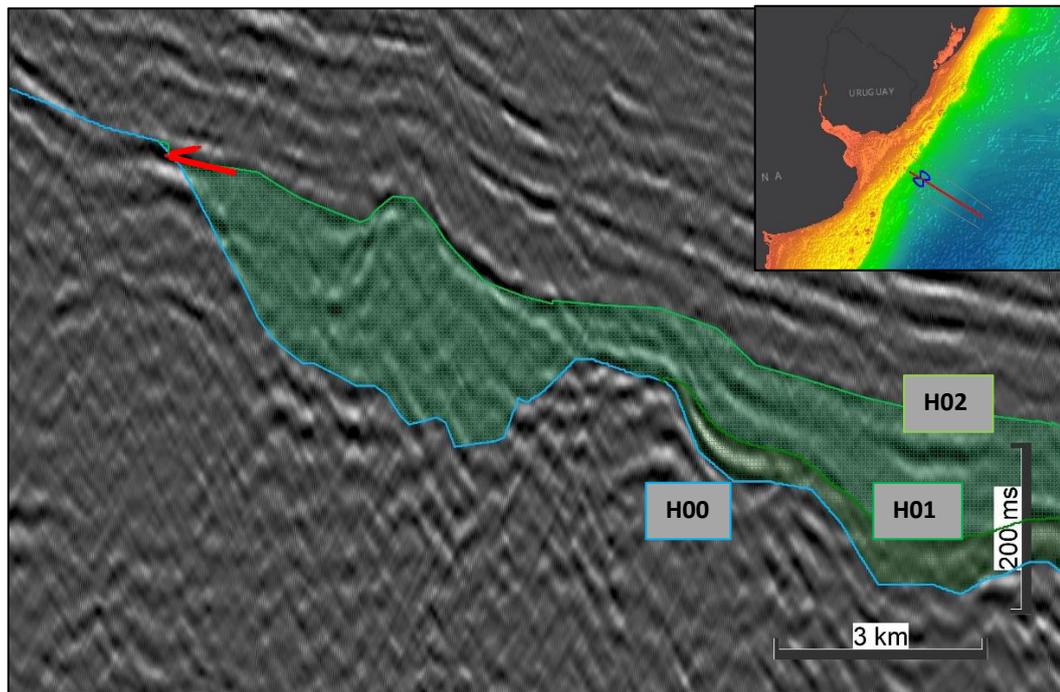


Fig. 24. Unidad sísmica 02 (Verde claro) en contacto con horizonte H00 (celeste) mostrando terminaciones *onlap* (flecha roja).

Los límites superior e inferior de esta unidad son subparalelos con acuñamiento hacia el sector distal por lo que su geometría externa puede considerarse laminar/cuña.

6.1.1.4 Unidad sísmica 03 (H00/H01/H02 – H03)

Integrada por facies sísmicas con configuración interna de tipo hummocky en el área proximal (Fig. 25) a subparalela en la zona distal (Fig. 26). Las reflexiones tienen buena continuidad, presentando una amplitud y frecuencia de media a alta en toda el área de estudio.

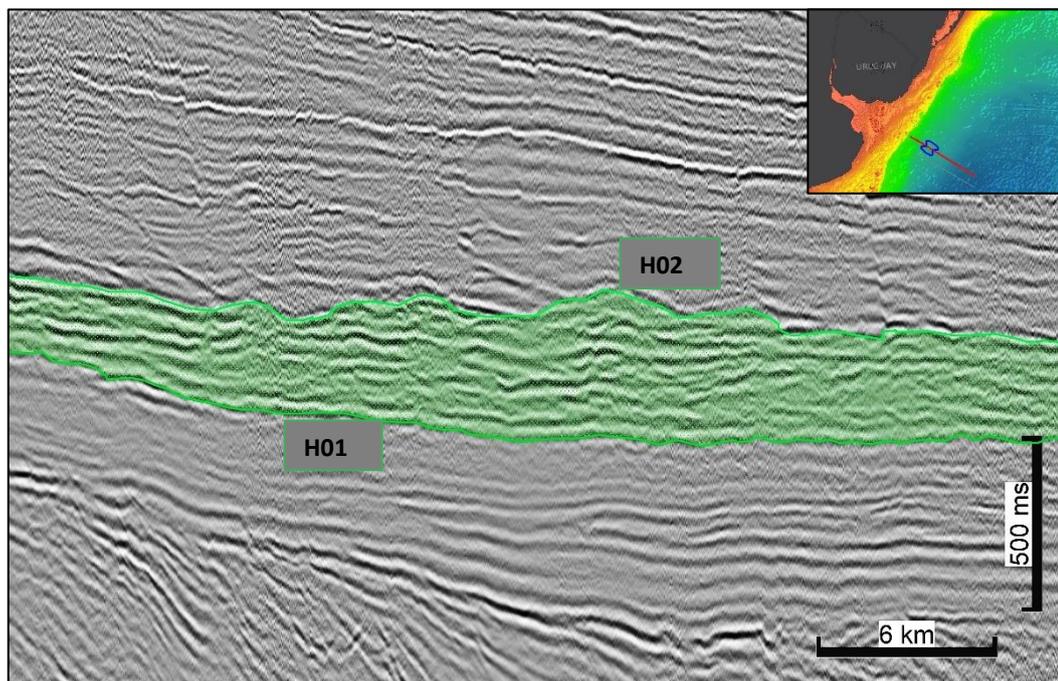


Fig. 25. Unidad sísmica 03 (en verde claro) en zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando configuración *hummocky*

Se presenta en contacto concordante con las unidades sísmicas subyacentes 01 y 02. La discordancia que limita a esta unidad de la inmediatamente superior es definida por terminaciones de reflexiones de tipo *downlap* por encima, en el área proximal. Hacia zonas más distales el contacto es concordante según una reflexión de fuerte amplitud describiendo una geometría externa laminar.

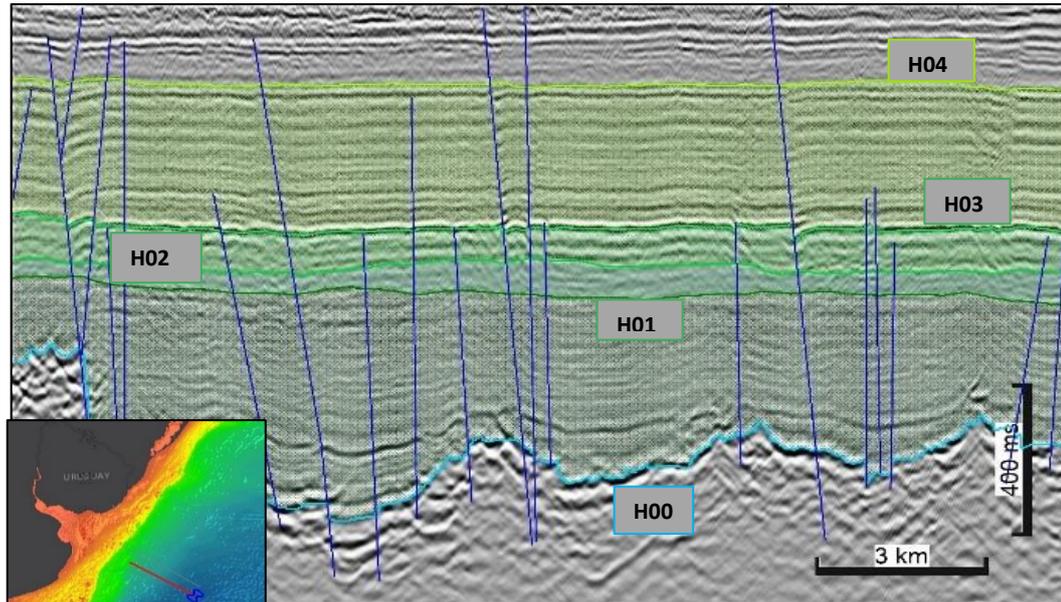


Fig. 26. Sección sísmica COPLA 02 en zona distal mostrando los horizontes H00, H01, H03 y H04 y fallas normales y en flor positiva (líneas sólidas azules).

El espesor promedio de esta unidad sísmica es de 242 ms y tiene su máxima expresión vertical en la zona proximal de la sección sísmica COPLA 02, donde alcanza los 800 ms de espesor. Su desarrollo vertical mínimo se localiza en la zona distal de la misma sección sísmica, donde alcanza los 39.26 ms de espesor.

6.1.1.5 Unidad sísmica 04 (H03-H04)

La configuración de las reflexiones en esta unidad sísmica evoluciona de paralela oblicua con terminaciones en *downlaps* y doble *dowlaps* en la zona proximal a subparalela en la zona distal (Fig. 26). De este modo, se observa un cambio en las facies sísmicas en diferentes sectores de la unidad, mostrando un carácter progradante en el sector proximal y agradante aguas adentro.

En la zona proximal de la unidad sísmica se identifican figuras con geometría externa de tipo monticular definida por reflexiones con terminaciones de doble *downlap* (Fig. 27).

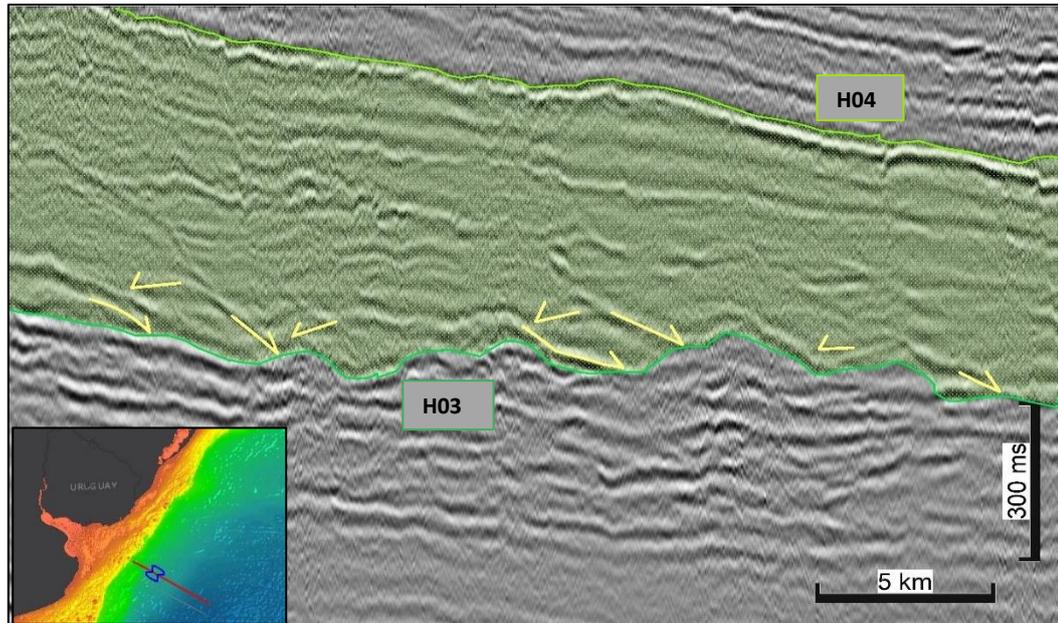


Fig. 27. Unidad sísmica 04 mostrando la configuración externa monticular según terminaciones de doble *downlap* (flechas amarillas)

En forma general las reflexiones presentan buena continuidad y tienen amplitud y frecuencia media que aumenta hacia la zona distal mostrando reflexiones bien definidas. En la zona distal se observa una interrupción de las reflexiones producto del fuerte fallamiento, apreciándose sectores contiguos de reflexiones que alternan entre formas cóncavas y convexas (Fig. 28).

El límite inferior de esta unidad sísmica queda establecido en la zona proximal por la superficie generada a partir de terminaciones de tipo *downlap* con la única unidad sísmica subyacente 03. En la zona distal

queda establecida por una reflexión de fuerte amplitud concordante con la unidad sísmica subyacente 03.

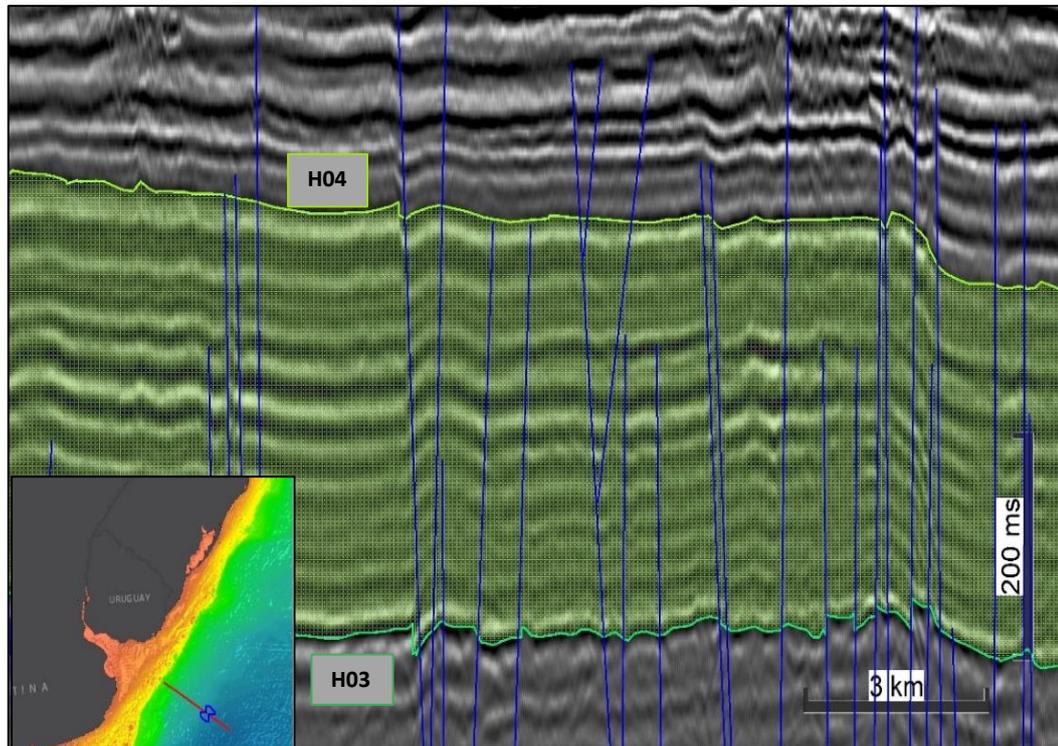


Fig. 28. Unidad sísmica 4 mostrando reflexiones con formas cóncavas y convexas producto del fallamiento.

Según puede verse en el mapa de contorno estructural (Fig. 29), el horizonte H04 se presenta relativamente homogéneo a lo largo de toda el área de estudio “copiando” la topografía del basamento. En la zona distal, sobre la sección sísmica COPLA 01, se siguen identificando algunos altos topográficos que podrían corresponder a reactivaciones de fallas normales del basamento que generaron *horst* y *grabens* de menor rechazo que en el horizonte H00.

En forma general esta unidad puede considerarse con una geometría externa laminar.

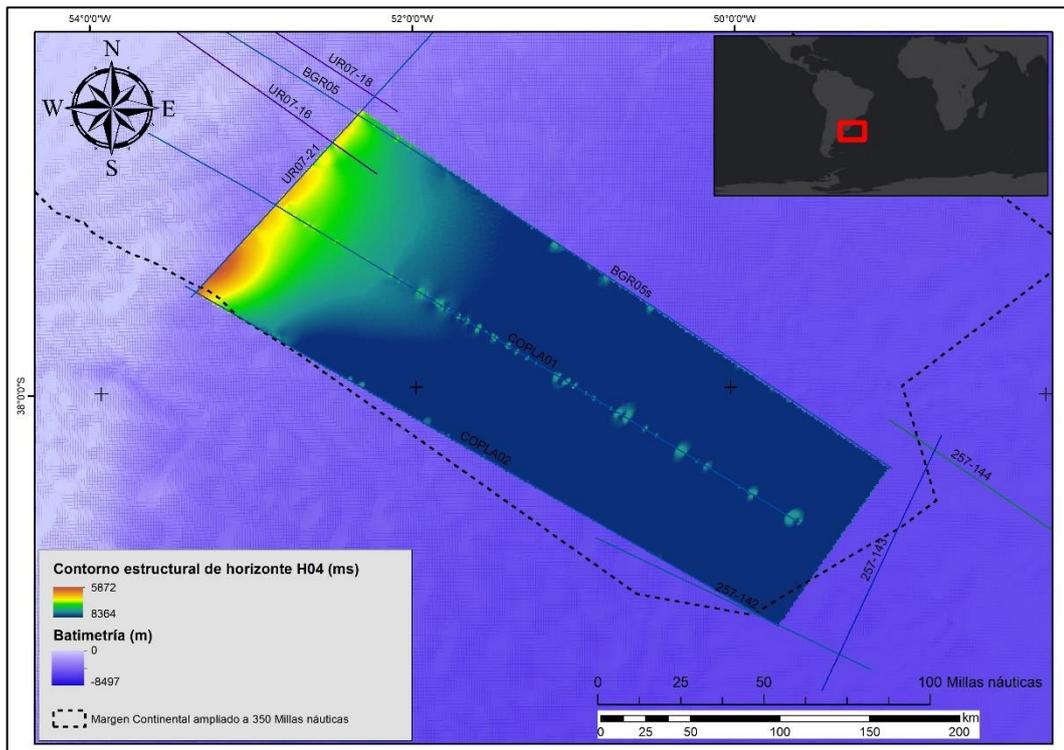


Fig. 29. Mapa de contorno estructural de horizonte H04 (Tope de Cretácico)

6.1.1.6 Unidad sísmica 05 (H04 – H05)

Unidad sísmica restringida al sector proximal del área de estudio. La configuración interna consta de reflexiones subparalelos a ondulados con buena continuidad y amplitud y frecuencia media.

Se observan estructuras contorneadas de reflexiones con terminaciones en doble *downlap* sobre la superficie inferior y *onlaps* por encima de la superficie tope (Fig. 30).

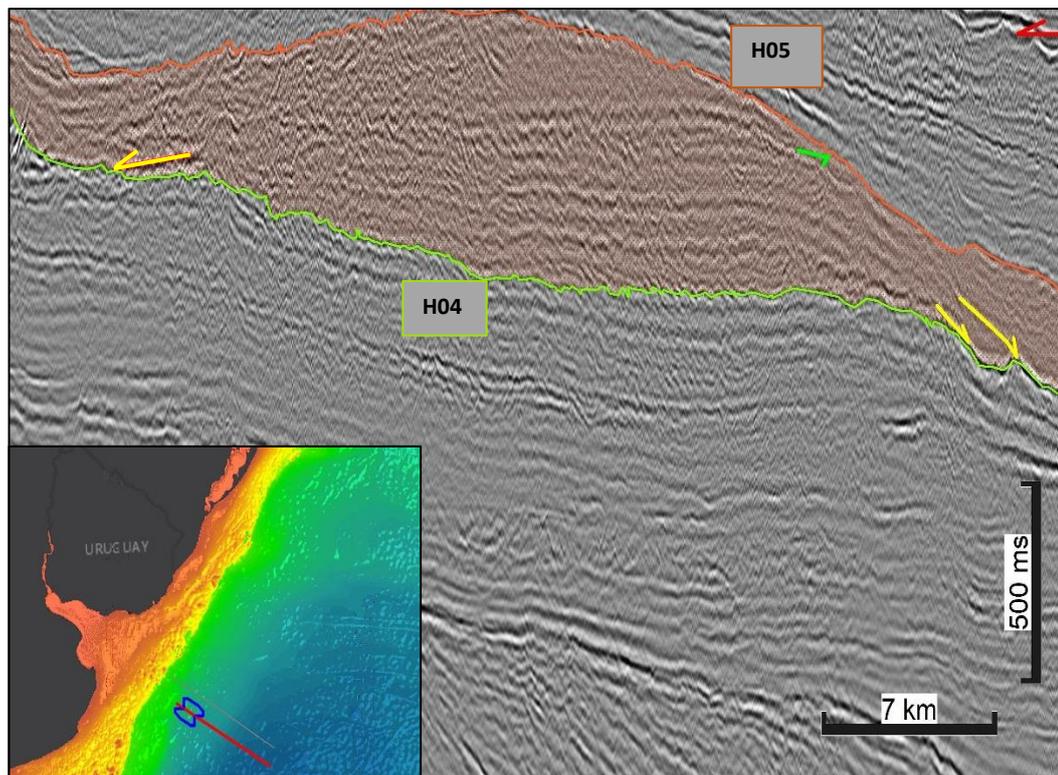


Fig. 30. Imagen del sector proximal de la sección sísmica COPLA 02 mostrando doble *downlap* (flechas amarillas) y truncamiento (flecha verde) en unidad 05.

Su espesor promedio es de 272 ms y alcanza su mayor desarrollo en la estructura monticular de la sección sísmica COPLA 02 con 685 ms.

El contacto inferior es íntegramente con la unidad sísmica 04 que se presenta en forma concordante. Sobre esta unidad se apoya de forma discordante las unidades sísmicas 06 y 07. El contacto con la unidad sísmica 06 se localiza hacia el continente de las estructuras contorneadas mientras que el contacto con la unidad sísmica 07 se encuentra aguas adentro de las mismas.

Dado que el límite inferior es aproximadamente plano y el límite superior muestra concavidad hacia el abajo, la geometría externa de esta unidad se considera monticular.

6.1.1.7 Unidad sísmica 06 (H05-H06)

Esta unidad sísmica es la de menor desarrollo horizontal del área de trabajo, estando restringida exclusivamente al sector proximal. Se distingue por una baja frecuencia y amplitud de sus reflexiones que al tener poca continuidad dificulta la identificación de su configuración que se esboza subparalela.

El desarrollo vertical es relativamente homogéneo, mostrando un progresivo acúñamiento aguas adentro por lo que su geometría externa puede considerarse como laminar/cuña. El espesor promedio de la unidad es de 259 ms, siendo el máximo de 513 ms, en la sección sísmica COPLA 02. El espesor mínimo se localiza en la zona más proximal de la sección sísmica COPLA 01.

El contacto inferior es exclusivo con la unidad sísmica 05 y es de tipo concordante. El límite superior de esta unidad queda definido según terminaciones en *onlap* exclusivamente con la unidad sísmica 07 (Fig. 31).

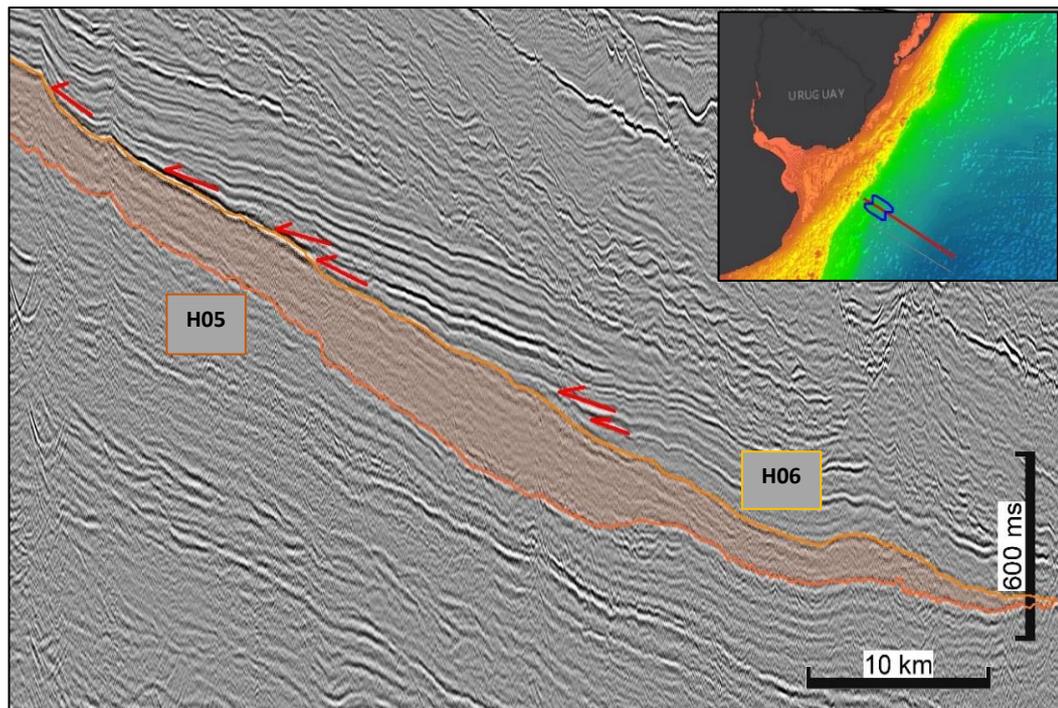


Fig. 31. Imagen del sector proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando la unidad sísmica 06 limitada por el horizonte H05 en la base y H06 en el tope con terminaciones en *onlap* (flechas rojas).

6.1.1.8 Unidad sísmica 07 (H04/H05/H06 – H07)

Esta unidad sísmica tiene una distribución en toda el área de estudio con una configuración interna que varía según los diferentes sectores de cuenca que ocupa. En el sector proximal la configuración de las reflexiones es divergente con terminaciones en *onlap* sobre la unidad sísmica 06 (Fig. 32). Hacia los sectores más profundos de cuenca la configuración pasa a

ser subparalela. En general las reflexiones tienen buena continuidad con amplitudes y frecuencias altas a medias.

El contacto inferior de esta unidad sísmica es variable a lo largo del área de estudio. En el sector más proximal, con la unidad sísmica 06, el contacto es mediante una superficie caracterizada por terminaciones en *onlap* por encima (Fig. 32). Aguas adentro el contacto pasa a ser concordante con la unidad sísmica 05 y con la unidad sísmica 04, según una reflexión de fuerte amplitud. El contacto superior es exclusivamente con la unidad sísmica 08. En el sector proximal el mismo es definido por una discordancia caracterizada por truncamientos de las reflexiones por debajo (Fig. 32).

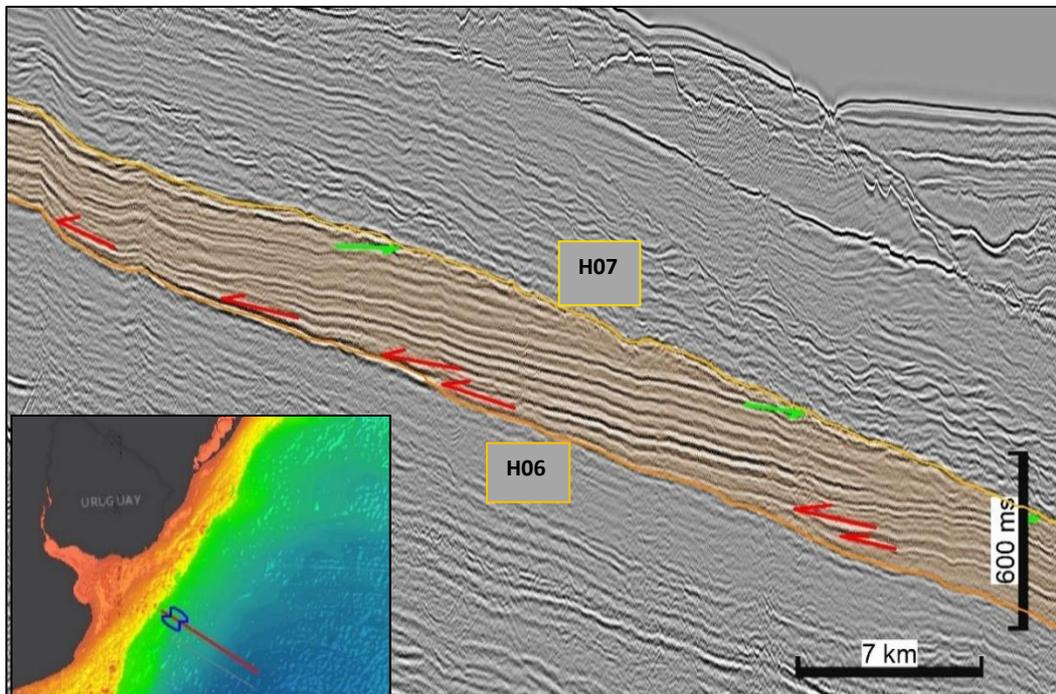


Fig. 32. Imagen del sector proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando la unidad sísmica 07 caracterizada por reflexiones divergentes, los horizontes base (H06) y tope (H07) con terminaciones en *onlap* (flechas rojas) y truncamientos (flechas verdes) respectivamente.

En el sector distal el contacto se presenta de forma concordante copiando puntuales formas onduladas de la unidad subyacente.

El espesor promedio de esta unidad es de 319 ms, teniendo un registro máximo de 661 ms en la zona distal de la sección sísmica COPLA 02. El registro mínimo de espesor se da en la zona proximal de la misma sección y alcanza los 128 ms. Teniendo en cuenta estos valores de espesores se observa una relativa homogeneidad vertical de la unidad.

Los límites superior e inferior se muestran subparalelos con leves ondulaciones que describen una geometría externa laminar levemente plegada.

6.1.1.9 Unidad sísmica 08 (H07 – H08)

Esta unidad sísmica se desarrolla en toda el área de estudio. En el sector proximal se aprecia una configuración interna contorneada con reflexiones de amplitud y frecuencia media y buena continuidad. Hacia sectores más profundos las reflexiones pierden amplitud y frecuencia, presentando una tenue configuración subparalela.

El contacto inferior es únicamente con la unidad sísmica 07 y en la zona proximal queda establecido por la superficie generada a partir de terminaciones en *downlap* y doble *downlap*, lo que evidencia el carácter progradante de la unidad (Fig. 33). Aguas adentro el contacto es de tipo concordante y pasa de ser una superficie subhorizontal a una superficie

fuertemente ondulada. El contacto superior es de tipo concordante exclusivamente con la unidad 09.

En promedio, la unidad sísmica tiene un espesor de 173 ms. El mayor desarrollo vertical de esta unidad se observa en la zona proximal de la sección sísmica COPLA 01, registrando 691 ms de espesor. El menor registro de espesor se localiza en la zona distal de la misma sección sísmica, alcanzando apenas los 1,42 ms de espesor.

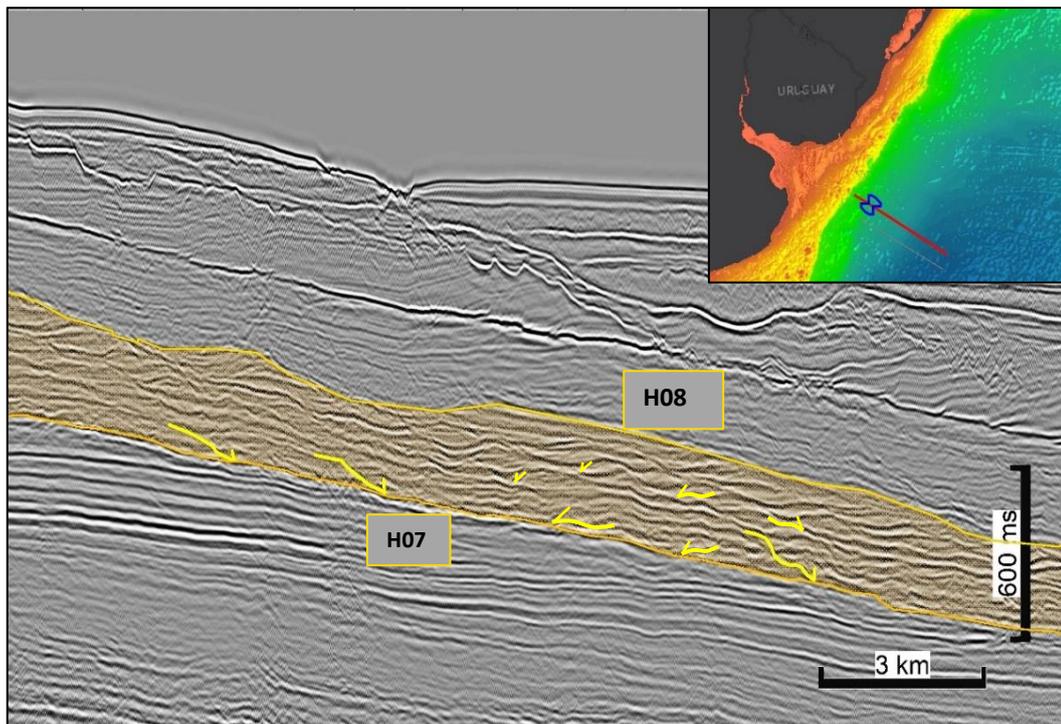


Fig. 33. Imagen de zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando una configuración interna contorneada, con terminaciones en doble *downlap* (flechas amarillas).

Los límites de esta unidad muestran una relación subparalela con leves ondulaciones en cada uno de ellos por lo que puede considerarse una geometría externa laminar levemente plegada.

6.1.1.10 Unidad sísmica 09 (H08 – H09)

Esta unidad está caracterizada por facies sísmicas con configuración interna de subparalela a contorneada, integrada por reflexiones continuas de amplitud media a baja y frecuencia media. Tiene un desarrollo horizontal a lo largo de toda el área de estudio.

Hacia el sector distal se identifican estructuras de bloques flotantes de configuración interna contorneada con sectores transparentes que engrosan puntualmente la unidad (Fig. 34).

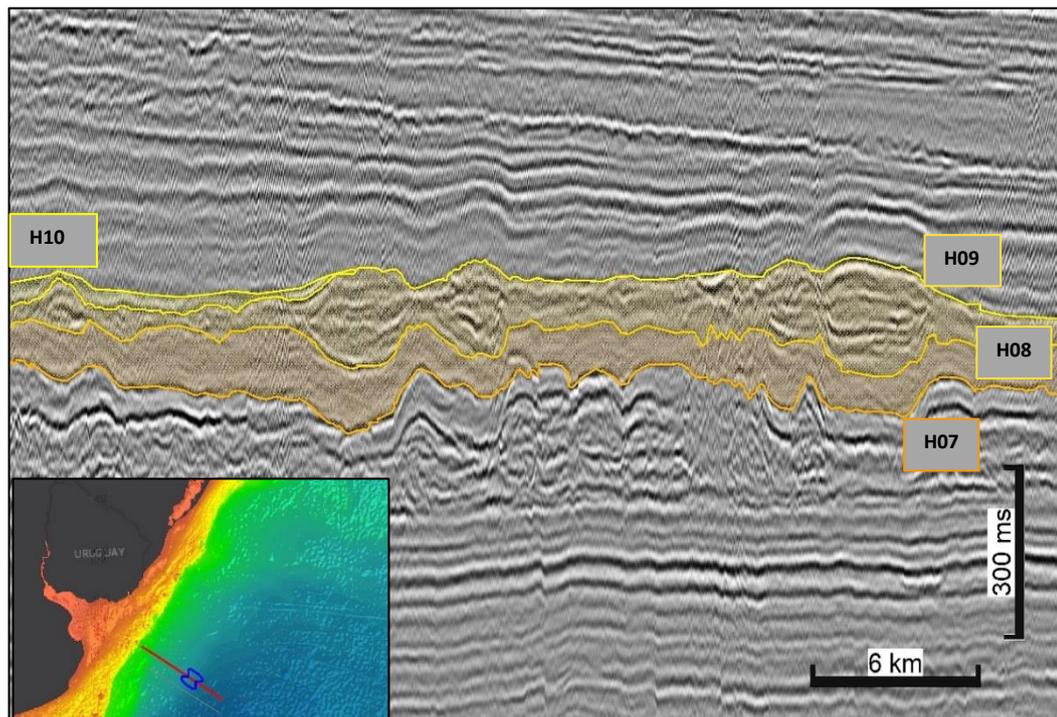


Fig. 34. Unidad sísmica 08, 09 y 10 en zona distal de la sección sísmica COPLA 01 mostrando la presencia de bloques flotantes.

Es de las unidades sísmicas que componen el relleno sedimentario del área de estudio con menor desarrollo vertical. Tiene 144 ms de espesor

promedio, alcanzando los 604 ms como espesor máximo en la zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 y un espesor mínimo de 4,65 ms en la zona distal de la sección sísmica COPLA 02.

El contacto inferior es de tipo concordante y exclusivo con la unidad sísmica 08. Las unidades suprayacentes varían lateralmente. En el sector más proximal el contacto es de tipo concordante con la unidad sísmica 13. Inmediatamente aguas adentro, el contacto es con la unidad sísmica 10, mediante una superficie generada por terminaciones en *onlap*. Hacia la zona distal la unidad sísmica 10 se acuña hasta desaparecer, por lo que el contacto es de tipo concordante con la unidad sísmica 11.

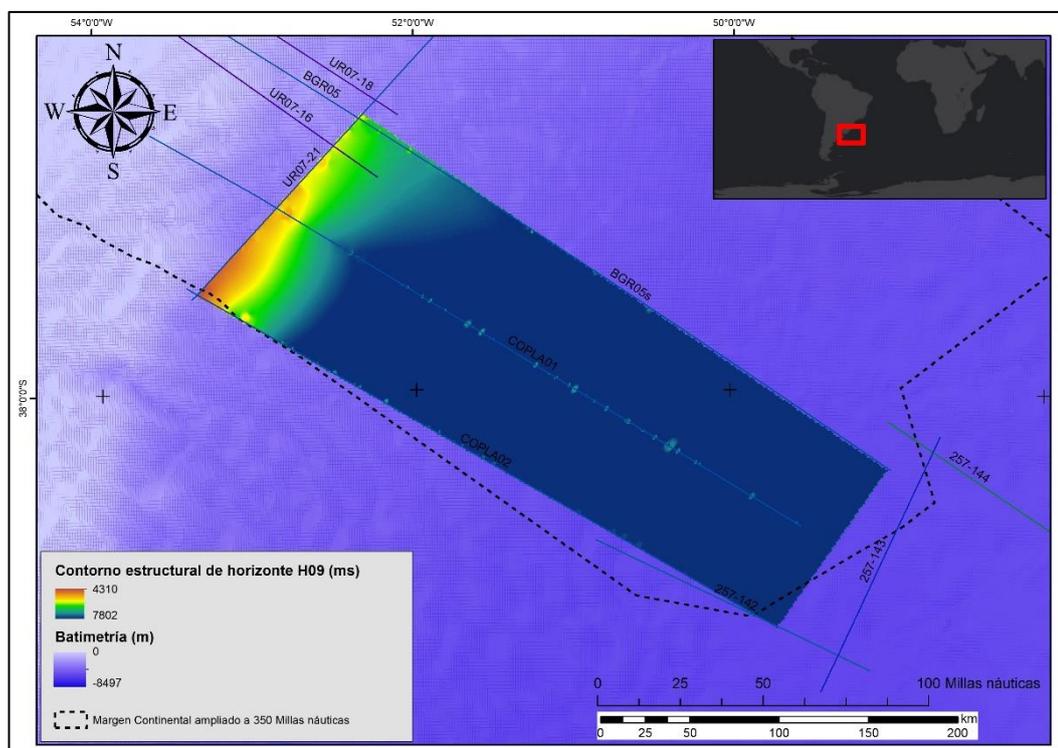


Fig. 35. Mapa de contorno estructural del horizonte H09.

El horizonte H09 muestra un desarrollo bastante homogéneo en toda el área de estudio. La zona más superficial corresponde al sector proximal suroeste, lindero al margen continental argentino. Las áreas más profundas corresponden a la zona distal de forma bastante homogénea. (Fig. 35)

La geometría externa de esta unidad varía según el sector que se considere. En el sector proximal muestra una forma de cuña. En el sector distal los límites muestran concavidad hacia el centro de la unidad describiendo una geometría externa de tipo lenticular.

6.1.1.11 Unidad sísmica 10 (H09 – H10)

Esta unidad está integrada por facies sísmicas con configuración interna subparalela de reflexiones continuas con amplitud y frecuencia media a alta. Se desarrolla en la zona central del área de trabajo (Fig. 34) y muestra una geometría externa de cuña.

La base de la unidad está descrita por una discordancia que se expresa por truncamientos por debajo y terminaciones en *onlap* por encima (Fig. 36). Esta discordancia evoluciona aguas adentro a una superficie de conformidad correlativa. En el área proximal la base de la unidad tiene una importante depresión que es rellenada según un patrón divergente. Siguiendo hacia el sector continental del área de trabajo el contacto es de tipo concordante con la unidad sísmica 09.

Hacia el tope de la unidad se identifican terminaciones tipo truncamiento que definen el límite superior (H10). Este límite separa a esta

unidad de la unidad sísmica 11 y hacia la zona distal gradada a un contacto de tipo concordante. Hacia el tope el contacto es con la unidad sísmica 13 según terminaciones en *onlap* (Fig. 36).

Verticalmente esta unidad tiene un desarrollo significativo, con un espesor promedio de 289 ms y un espesor mínimo de 0,03 ms en límite proximal de la sección sísmica COPLA 01. La mayor expresión vertical se encuentra en la zona media proximal, donde alcanza los 836 ms. En esta zona muestra un marcado fallamiento que tiene su origen en la base de la unidad (Fig. 36).

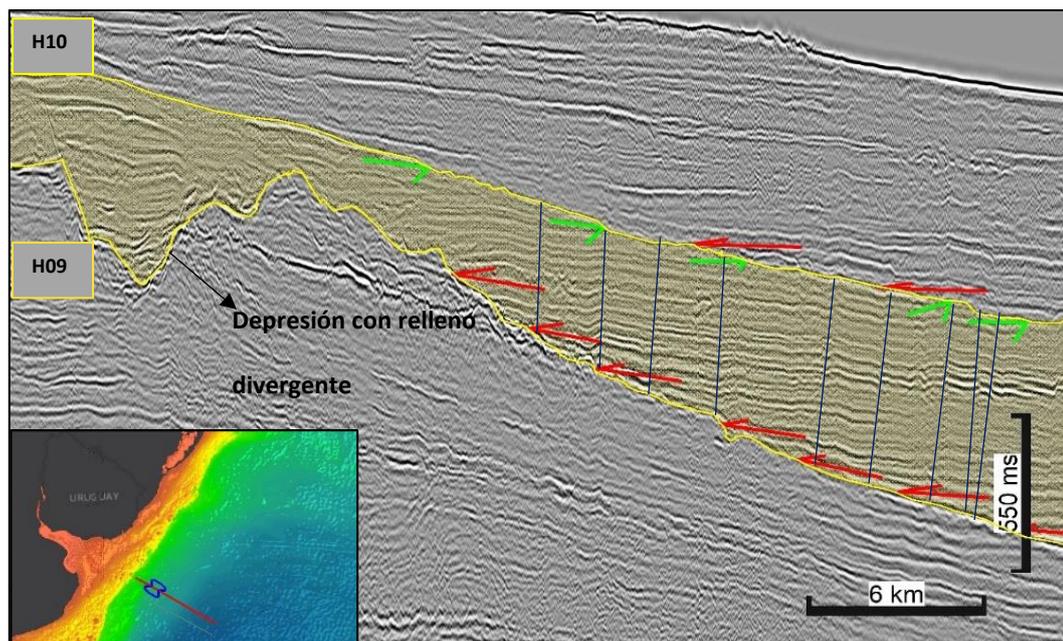


Fig. 36. Unidad sísmica 10 en zona la proximal de la sección sísmica COPLA 01. Terminaciones *onlap* en flechas rojas, truncamientos en flechas verdes y fallas en líneas azules

6.1.1.12 Unidad sísmica 11 (H09/H10 – H11)

Esta unidad está conformada por facies sísmicas con configuración interna subparalela, caracterizada por reflexiones continuas de amplitud y frecuencia media y una geometría externa tipo cuña. Presenta un nivel intercalado de facies sísmica con configuración interna transparente en la zona proximal (Fig. 37), con un espesor promedio de 90 ms, alcanzando su espesor máximo en la sección sísmica COPLA 01 con 224 ms.

Esta unidad es la de mayor desarrollo vertical de todo el relleno de la cuenca. Tiene un espesor promedio de 435 ms, alcanzando el su máximo espesor de 963 ms en la zona distal de la sección sísmica COPLA 01. El mínimo espesor lo registra en la zona proximal de la sección COPLA 02 con 21,27 ms.

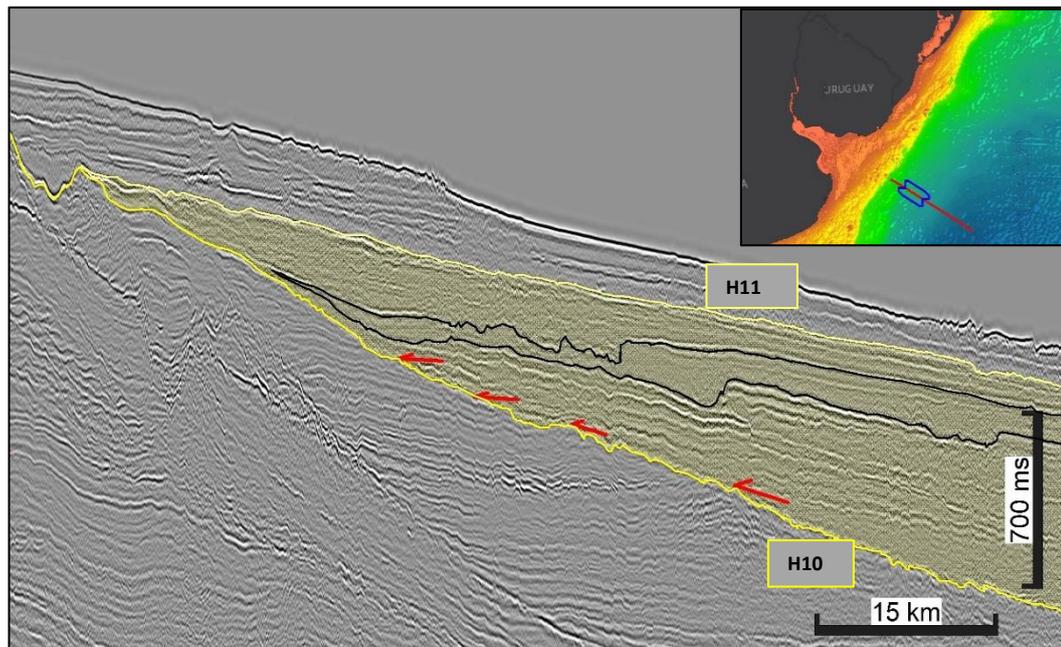


Fig. 37. Unidad sísmica 11 en zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 con un sector transparente (entre líneas sólidas negras) y terminaciones en *onlap* sobre horizonte H10 (flechas rojas).

Horizontalmente tiene un desarrollo restringido a la zona media proximal y toda la zona distal. El límite inferior de esta unidad queda definido por la superficie descrita por terminaciones *onlap* sobre la unidad 10 en la zona proximal externa. Aguas adentro el límite pasa a ser concordante pasando a limitar con la unidad 09.

El tope de esta unidad limita concordantemente con la unidad sísmica 13 en la zona proximal y con la unidad sísmica 12 en la zona distal, según terminaciones *onlap* (Fig. 38).

6.1.1.13 Unidad 12 (H11 – H12)

Unidad sísmica caracterizada por facies de configuración subparalela con reflexiones continuas de amplitud y frecuencia media. Presenta al igual que la unidad sísmica anterior la intercalación de un nivel de facies sísmica con configuración interna transparente. Presenta terminaciones en *onlap* con la unidad sísmica 11 que la subyace y truncamientos con la facies sísmica transparente (Fig. 38).

Horizontalmente esta unidad sísmica está restringida al sector distal del área de trabajo. Tiene contacto en su base únicamente con la unidad sísmica 11 y en su tope con la unidad sísmica 13. En el límite superior presenta una figura erosiva que se rellena con la unidad suprayacente, evidenciando el carácter discordante del contacto superior (Fig. 38).

Verticalmente esta unidad tiene un espesor promedio de 160 ms, presentando su desarrollo mayor en la sección sísmica COPLA 01. El

menor desarrollo vertical se observa en la zona más proximal, teniendo su mínimo en la sección sísmica COPLA 02, con 4,32 ms.

La relación entre su límite inferior y superior describen una geometría externa de tipo laminar.

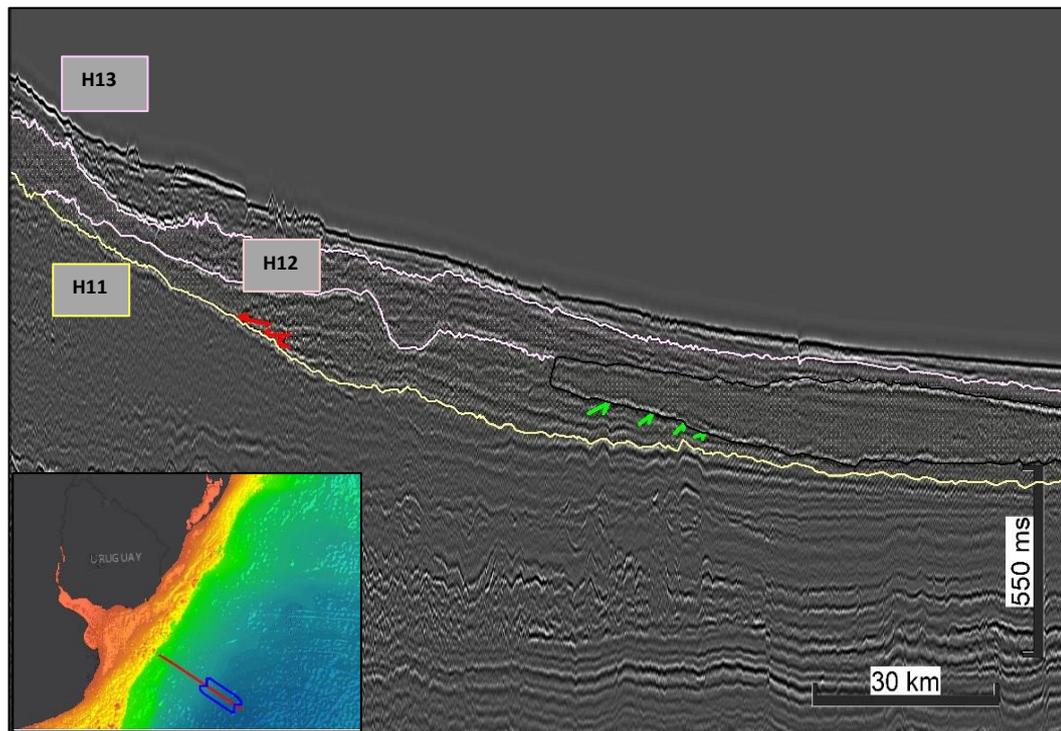


Fig. 38. Unidad sísmica 12 en zona distal de la sección sísmica COPLA 01. Terminaciones *onlap* sobre horizonte H11 en flechas rojas, truncamientos en flechas verdes e intercalación de facies sísmica con configuración transparente entre líneas sólidas negras.

6.1.1.14 Unidad 13 (H09/H10/H11/H12 – H13)

Esta unidad sísmica se desarrolla lateralmente a lo largo de toda el área de estudio. Es definida por una configuración interna subparalela de reflexiones de amplitud y frecuencia media a baja que en general no presentan buena continuidad (Fig. 39). De hecho, en ciertos sectores de la unidad no se logran identificar reflexiones, siendo áreas transparentes.

Tiene un desarrollo areal bastante homogéneo con un espesor promedio de 160 ms. El espesor máximo lo registra en la zona proximal de la sección sísmica COPLA 01 con 745 ms y el espesor mínimo en la zona distal de la sección sísmica COPLA 02 con 24,3 ms.

La base de esta unidad se corresponde con una superficie concordante con la unidad sísmica 09 en la zona proximal. Aguas adentro el contacto es con las unidades sísmicas 10, 11 y, por último, en la zona más distal del área de trabajo, con la unidad sísmica 12. Todos estos contactos son de tipo concordante. El tope de esta unidad limita en forma concordante también, únicamente, con la unidad sísmica 14. La geometría externa puede considerarse laminar.

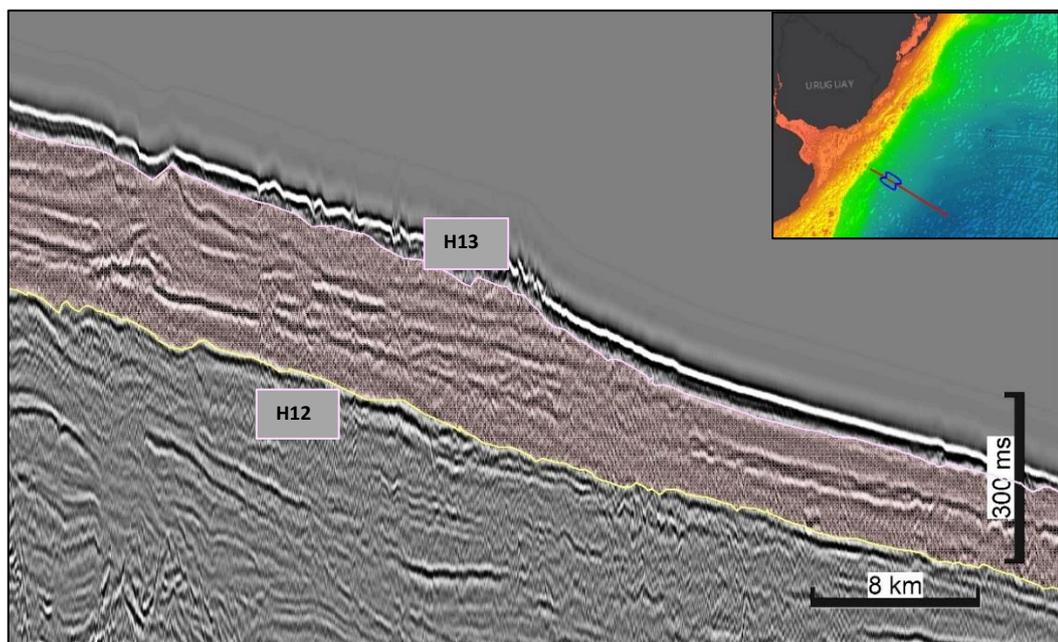


Fig. 39. Unidad sísmica 13 en la zona distal de la sección sísmica COPLA 01 con H11 como base y H13 como tope.

6.1.1.15 Unidad 14 (H13 – H14: fondo del mar)

Esta unidad sísmica se desarrolla a lo largo de toda el área de estudio, siendo su tope definido por el fondo del mar. En la base limita únicamente con la unidad sísmica 13. Es la que presenta el menor desarrollo vertical de todas las unidades sísmicas que componen el relleno sedimentario del área de estudio. Tiene un espesor promedio de 57 ms y el máximo espesor, de 100 ms, se localiza en la zona distal de la sección sísmica COPLA 02 con 100 ms. La facies sísmica de la unidad se puede definir en función de reflexiones con amplitud alta y frecuencia alta-media que describen una configuración contorneada y no tienen buena continuidad (Fig. 40).

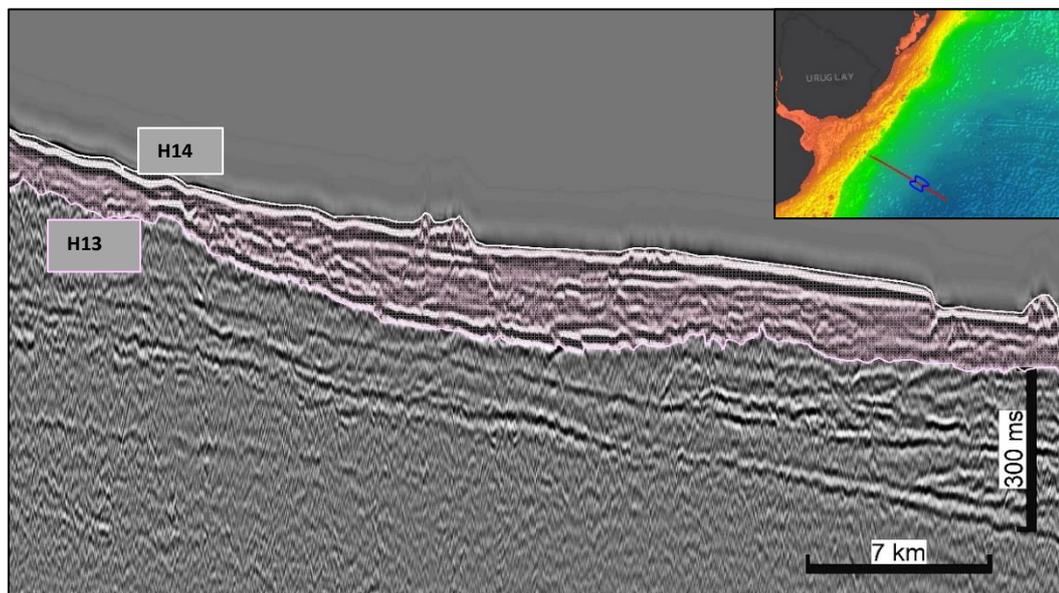


Fig. 40. Unidad sísmica 14 en zona distal de la sección sísmica COPLA 01.

En el mapa de contorno estructural del horizonte H14 (Fig. 41), correspondiente al fondo oceánico, puede observarse un desarrollo bastante homogéneo que muestra la profundización progresiva del Océano Atlántico hacia el Sureste - Este.

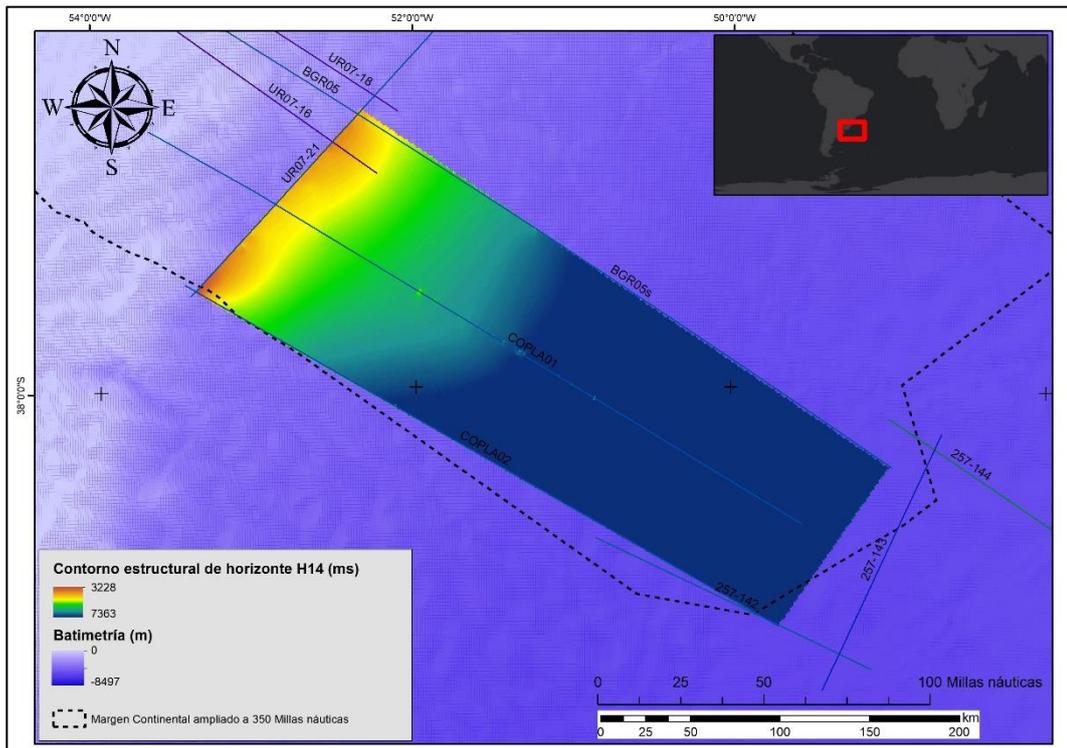


Fig. 41. Mapa de contorno estructural del horizonte H14 (fondo oceánico).

Los límites superior e inferior de esta unidad pueden considerarse paralelos por lo que su geometría externa se define como laminar.

6.1.2 Secuencias depositacionales

Teniendo en cuenta la definición de secuencia depositacional de Mitchum *et al.* (1977) y considerando la identificación de discontinuidades en el relleno sedimentario del área de estudio, se pueden establecer secuencias depositacionales a partir de las unidades sísmicas y superficies llave previamente definidas. Debe tenerse presente que no todas las unidades sísmicas pueden considerarse secuencias depositacionales ya que en muchas ocasiones los contactos entre unidades sísmicas son de tipo concordante. Asimismo, estos contactos de tipo concordante podrían corresponder a conformidades correlativas de discordancias identificadas en el borde de cuenca, que podrían operar como límite de secuencia depositacional. De esta forma, se definieron 9 secuencias depositacionales a partir de las 14 unidades sísmicas identificadas en el relleno sedimentario del área de estudio.

La secuencia depositacional más basal, denominada S01 (Tabla 4), está integrada por las unidades sísmicas 1, 2 y 3. La base de esta secuencia queda definida por el horizonte H00 correspondiente al tope del basamento. El tope de esta secuencia es el H03, una superficie definida por terminaciones en doble *downlap* de la unidad sísmica 4 que puede correlacionarse con el horizonte H7 de Morales *et al.* (2017) y el horizonte R.3 de Creaser *et al.* (2017) en el área proximal. Esta secuencia presenta un patrón de apilamiento retrogradacional a agradacional pudiendo relacionarse a ambientes depositacionales transgresivos.

La secuencia depositacional 2 (S02, Tabla 4) se localiza inmediatamente por encima de la S01. Está integrada únicamente por la unidad sísmica 04 que tiene un patrón de apilamiento progradante, relacionada a un ambiente deposicional regresivo. El tope de esta secuencia es la discordancia definida como horizonte H04 que corresponde al horizonte H8 de Morales *et al.* (2017), el horizonte R.4 de Creaser *et al.* (2017) y el horizonte K-Pg de Soto *et al.* (2017) que representa el límite Cretácico-Paleógeno.

La secuencia depositacional 3 (S03, Tabla 4) está integrada únicamente por la unidad sísmica 5. Esta secuencia es producto de la sedimentación por acción de corrientes de fondo (contornitas).

El horizonte H06 es la superficie de conformidad correlativa de una importante discordancia thanetiana definida en el área proximal del margen continental uruguayo por Morales *et al.* (2017) como H.9, por Creaser *et al.* (2017) como R5 y por Viera (2018) como D1+SCC. Este horizonte marca el tope de la secuencia depositacional 4 (S04, Tabla 4), integrada por la unidad sísmica 06, que se caracteriza según sus antecedentes por presentar un cortejo de sistemas transgresivo.

La secuencia depositacional 5 (S05, Tabla 4) queda definida según conformidad correlativa H06 en base y la discordancia H07 en tope. Esta última corresponde a terminaciones de reflexiones en truncamiento de la unidad sísmica 7. Según su patrón de apilamiento y terminaciones de base

y tope la secuencia depositacional 5 corresponde a un cortejo de sistemas de tipo transgresivo.

La unidad sísmica 8 es la que define la secuencia depositacional 6 (S06, Tabla 4). Esta secuencia muestra un carácter progradante con un retrabajo sedimentario por corrientes de fondo que se puede relacionar a un contexto general regresivo en una zona marina profunda.

La secuencia depositacional 7 (S07, Tabla 4) está integrada únicamente por la unidad sísmica 9 y su tope está definido por una discordancia regional denominada H09. Esta secuencia depositacional muestra un fuerte aporte sedimentario continental evidenciado por los depósitos de tipo *slumps* y olistostromos correspondiente a un contexto general regresivo.

Sobre la discordancia regional definida por el horizonte 9 se apoyan terminaciones de tipo *onlap* que delinear la base de la unidad sísmica 10. Esta unidad puede considerarse una secuencia depositacional en sí misma (secuencia depositacional 8, S08, Tabla 4) ya que su tope también corresponde a una discordancia definida por truncamientos (horizonte 10, H10). Estas terminaciones estratales se pueden asociar a un cortejo de sistema transgresivo, restringido a la zona distal del margen continental ya que no hay un correlato proximal del H10.

Por último, la secuencia más superficial identificada en este trabajo queda definida por la integración de las unidades sísmicas 11, 12, 13 y 14.

Esta secuencia (S09, Tabla 4) tiene como base el horizonte 10 y como tope el horizonte 14 correspondiente al fondo oceánico. Esta secuencia muestra un patrón de apilamiento general de tipo agradante con depósitos de transporte en masa, lo que se puede asociar a un ambiente de nivel de base estable con eventos esporádicos de aporte sedimentario desde continente.

6.2 Cronología

En el área distal del *offshore* uruguayo (Cuenca Oriental del Plata) no existen muchos antecedentes de trabajos científicos vinculados a las ciencias de la Tierra. Uno de los pocos aportes fue el realizado por Veroslavsky et al. (2017), el que resultó decisivo en la ampliación del límite exterior del margen continental uruguayo. Sin embargo, existen varios trabajos de interpretación sísmica en el área proximal del margen continental (Cuenca Punta del Este) que definen cortejos y secuencias sedimentarias que pueden resultar correlacionables con las unidades sísmicas resultantes de este trabajo. La Tabla 4 muestra la correlación de los horizontes mapeados en este trabajo con los otros autores

6.2.1 Basamento

El horizonte H00, se corresponde con la base del relleno de cuenca, siendo correlacionable con los horizontes H1 y BUU-OC de Morales *et al.*, 2017 y Soto *et al.*, 2011 respectivamente. En ambos casos se lo considera una superficie diacrónica que deja por debajo unidades precámbricas del basamento en el área continental y mesozoicas en las áreas distales.

6.2.2 Unidades sísmicas cretácicas

La unidad sísmica 01 se correlaciona con la secuencia *postrift* 1 de Morales *et al.* (2017) y Conti *et al.* (2017) y, la unidad AR2 de Hinz *et al.* (1999). El tope de la misma (H01) se correlaciona con los horizontes H4 y H5 de Morales *et al.* (2017), que quedan constituidos en uno solo en

profundidad, y el horizonte R1 de Creaser *et al.* (2017) de edad Albiana superior. Esto último posiciona cronológicamente a la unidad sísmica 01 dentro del tope del Cretácico temprano.

El horizonte H02 se correlaciona estratigráficamente con los horizontes H6 y R2 de Morales *et al.* (2017) y Creaser *et al.* (2017) respectivamente. La edad sugerida para este horizonte es Turoniana tardía por lo que la unidad sísmica 02 quedaría restringida a una sedimentación albiana tardía – turoniana tardía.

El horizonte H03 puede correlacionarse con el horizonte H7 de Morales *et al.* (2017) y el horizonte R.3 de Creaser *et al.* (2017), localizados cronológicamente en el tope del Santoniano por Creaser *et al.* (2017), por lo que la edad de sedimentación de la unidad sísmica 03 podría asumirse entre el Turoniano tardío y Santoniano tardío.

La unidad sísmica 4 alcanza su tope con el horizonte H04. Este horizonte es correlacionable con el horizonte H8 de Morales *et al.* (2017), el horizonte R.4 de Creaser *et al.* (2017) y el horizonte K-Pg de Soto *et al.* (2017). En todos los casos este horizonte representa el límite Cretácico-Paleógeno, por lo que la unidad sísmica 04 correspondería a la unidad más superficial del Cretácico tardío

6.2.3 Unidades sísmicas del Cenozoico

El horizonte H05, correspondiente al tope de la unidad sísmica 05, no se logró correlacionar con horizontes definidos en otros trabajos ya que

está restringido a la zona de pie de talud sin continuidad hacia áreas más proximales del margen continental. Sin embargo, puede suponerse que la unidad sísmica 5 tiene una edad post Maastrichiano - pre Thanetiano dadas las correlaciones de los horizontes H04 y H06.

La unidad sísmica 6 es definida en su tope por el horizonte H06. Este horizonte es correlacionable con el horizonte H.9 de Morales *et al.* (2017), R5 de Creaser *et al.* (2017) y D1+SCC de Viera (2018). En todos los casos representa una importante discordancia de edad Thanetiana por lo que la edad de esta unidad quedaría restringida al Paleoceno.

El horizonte H07, que define el tope de la unidad sísmica 7, se correlaciona con los horizontes H10 y D2+SCC definidos en área proximal del margen continental por Morales *et al.* (2017) y Viera (2018) respectivamente. En ambos trabajos este horizonte define el tope de una secuencia depositacional completa (LST, TST, HST y FFST). Sin embargo, en el área distal es únicamente identificable un sistema de cortejos de tipo transgresivo definido por un patrón de apilamiento retrogradante en la unidad sísmica 7, con terminaciones de reflexiones de tipo *onlap* en la base y truncamientos en el tope (Fig. 32).

La unidad sísmica 8 queda definida entre los horizontes H07 y H08. Este último es correlacionable los horizontes definidos en el área proximal de la cuenca H.11 y SRM de Morales *et al.* (2017) y Viera (2018), respectivamente. La edad asignada a este horizonte por estas autoras es

Bartoniana superior por lo que la unidad sísmica 8 se le puede asignar una edad de depositación Lutetiana superior-Bartoniana superior.

El límite superior de la unidad sísmica 9 queda definido por una discordancia regional denominada en este trabajo como H09. Este horizonte es identificado en la zona proximal del margen continental por Morales *et al.* (2017), Hernández-Molina *et al.* (2017) y Viera (2018) como H.12, AR4 y D4 + SCC respectivamente. Considerando estas correlaciones se puede asumir una edad Rupeliana por lo que la unidad sísmica 9 quedaría restringida temporalmente al Bartoniano superior (límite inferior) - Rupeliano (límite superior).

La unidad sísmica 10 es la unidad más superficial asociada al Paleógeno. El horizonte que define su tope (H10 en este trabajo) no tiene una correlación clara con ningún horizonte definido por otros autores en la zona proximal del margen continental. Sin embargo, se le puede asignar una edad post Rupeliano - pre Burdigaleano superior dadas las correlaciones de horizontes los horizontes H9 y H13.

El horizonte H13 puede correlacionarse con el horizonte H.13 definido por Morales *et al.* (2017) en la zona proximal del margen continental. Estos autores le asignan una edad Burdigaliana superior por lo que la unidad sísmica 13 tendría una edad aproximada post Aquitaniano inferior – pre Burdigaliano superior.

La unidad sísmica 14 corresponde a una sedimentación reciente dado que su límite superior es el fondo oceánico.

7 Discusión

7.1 Arquitectura sedimentaria

El mapeo de las unidades sísmicas del sector sur del margen continental uruguayo muestra un extenso ámbito de sedimentación marina siendo el sustrato corteza de transición y oceánica.

En la Fig. 19 se presenta el perfil sísmico COPLA 01, siendo posible observar la configuración estratigráfica y estructural del área de estudio. De un modo general puede observarse que las unidades sísmicas del Cretácico tienen un desarrollo vertical relativamente homogéneo en toda el área de estudio (Fig. 19 y Fig. 42) y presentan una sedimentación fundamentalmente agradante. Mientras que las unidades sísmicas correspondientes al Cenozoico presentan una geometría en cuña que se engrosa hacia el continente (Fig. 19 y Fig. 43) en la que dominan procesos gravitacionales y de corrientes de fondo combinados. Las unidades sísmicas correspondientes al Paleógeno tienen su mayor desarrollo vertical en la zona proximal del área de estudio (Fig. 44). Lo mismo sucede con las unidades sísmicas correspondientes al Neógeno y Cuaternario, las que presentan un espesor mayor en el pie de talud, sin gran desarrollo en la llanura abisal (Fig. 45).

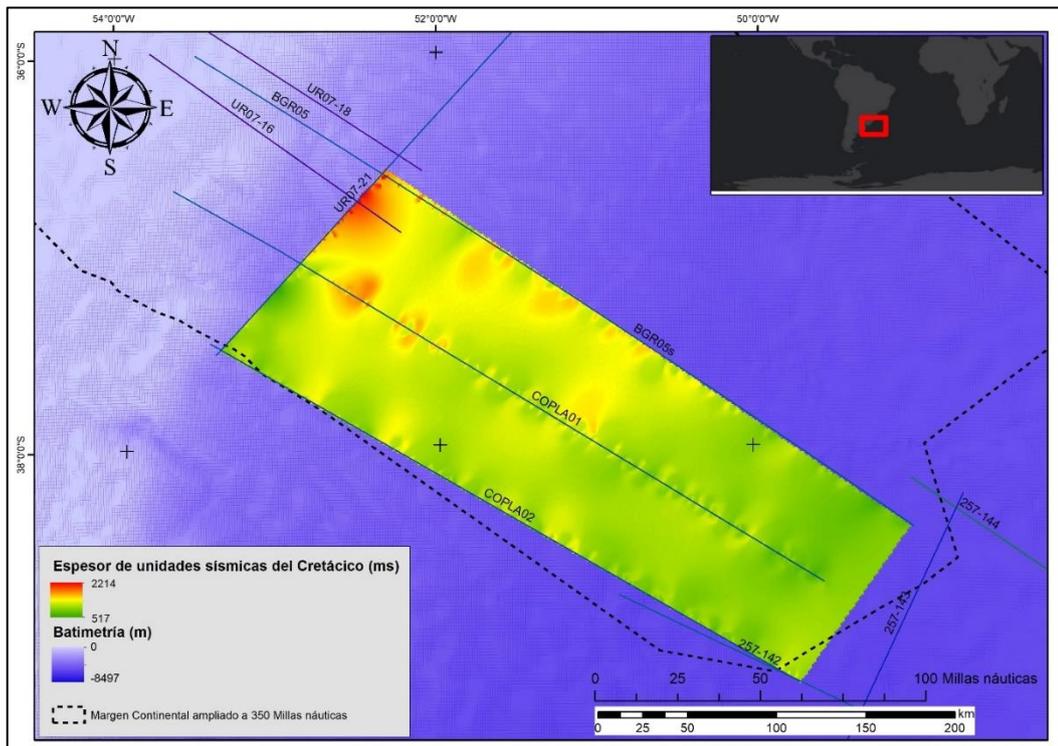


Fig. 42. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Cretácico

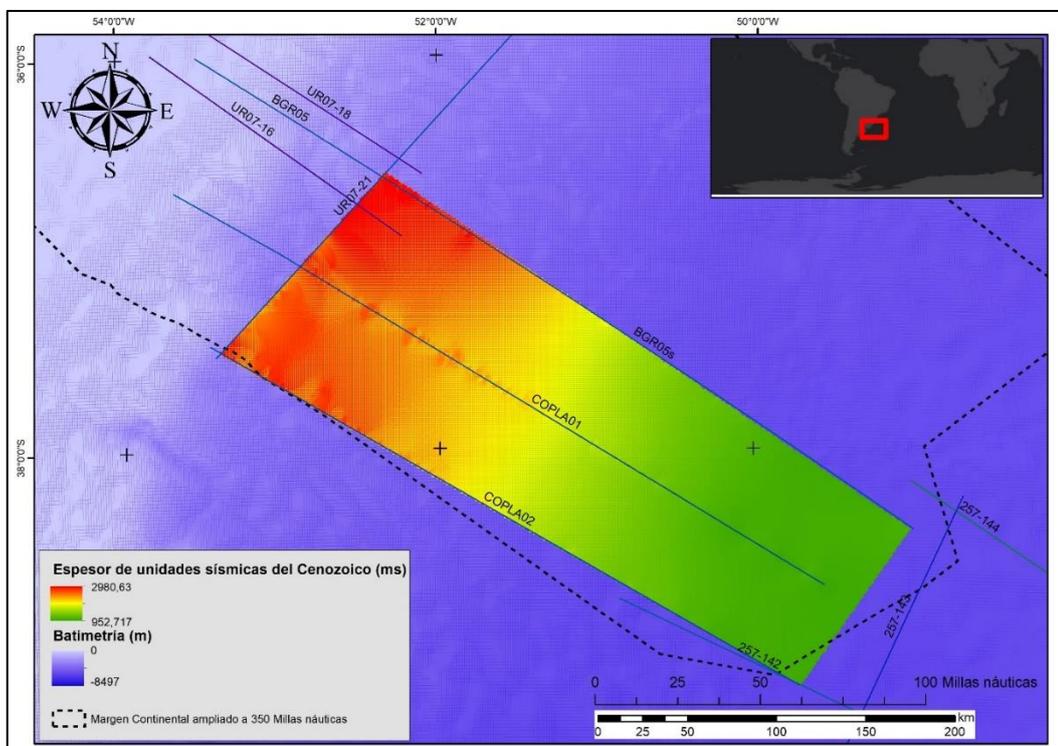


Fig. 43. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Cenozoico

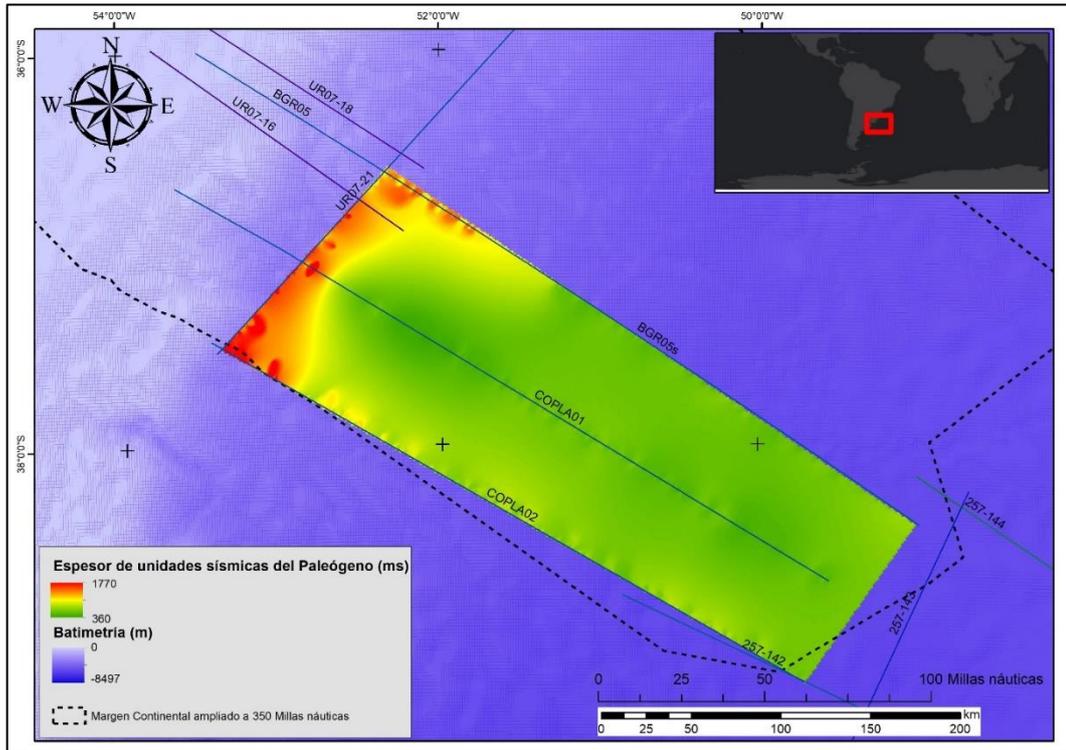


Fig. 44. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Paleógeno

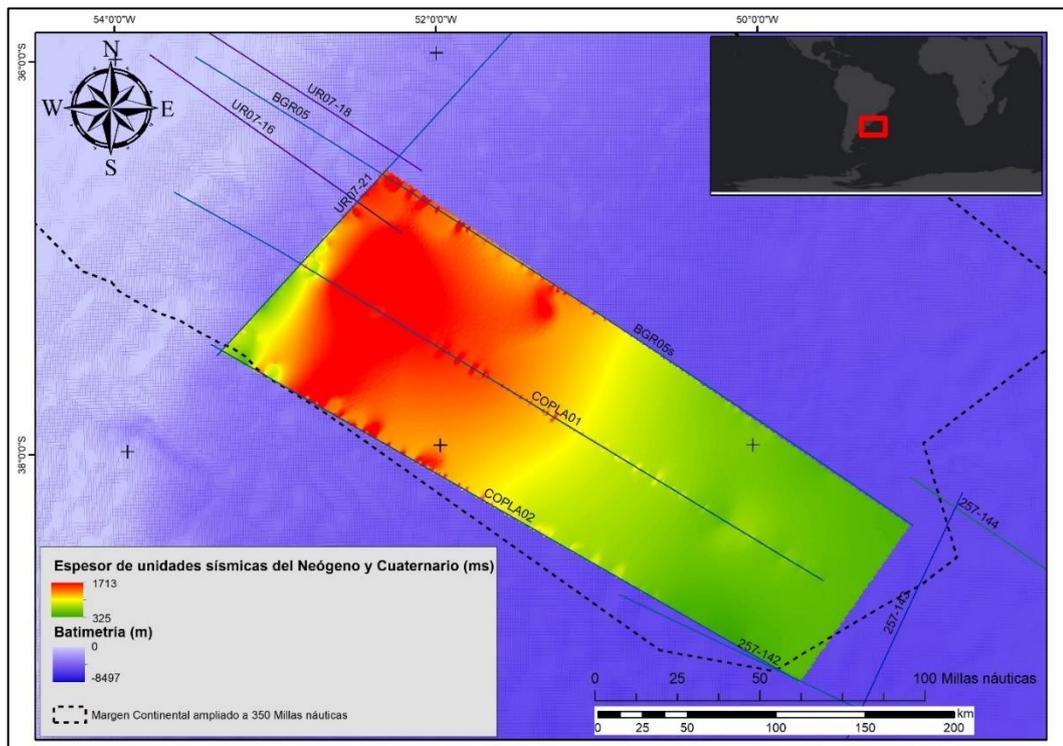


Fig. 45. Mapa de isópacas de unidades sísmicas correspondientes al Neógeno y Cuaternario

7.2 Etapas evolutivas

7.2.1 Rift

En el área proximal de la unidad sísmica 00 se identificaron cuñas de reflexiones buzantes hacia el mar (*Seaward dipping reflectors* - SDR) que pueden interpretarse como flujos basálticos intercalados con sedimentos clásticos y volcanoclásticos con exposición subaérea durante el último período de *rifteamiento*, inmediatamente antes a la formación de corteza oceánica (Mutter *et al.*, 1982; Eldholm *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000; Planke *et al.*, 2000; Talwani y Abreu, 2000).

La ocurrencia de dos generaciones de SDR distintas, una proximal con buzamiento pronunciado y convexidad hacia el tope y otra más distal, relativamente rectas y menor buzamiento (ver Fig. 20), puede responder a condiciones ambientales diferentes en su génesis.

Según Geoffroy *et al.* (2005) los SDR proximales o internos son puramente continentales, asociados a condiciones ambientales subaéreas. Según Franke *et al.* (2010) los SDR distales o exteriores se localizan inmediatamente aguas adentro de los basaltos planos y son interpretados como una fase tardía de volcanismo bajo condiciones subacuáticas.

Sin embargo, Chauvet *et al.* (2021) define tres tipos de SDR (internos, intermedios y exteriores) con localización inmediatamente hacia continente de los basaltos planos sin interrupción entre ellos (ver Fig. 5).

En el caso de este estudio, las dos generaciones de SDR identificadas se localizan inmediatamente hacia continente de los basaltos planos, sin interrupción entre ambas. Teniendo en cuenta la localización y considerando la clasificación de Franke *et al.* (2010) ambas generaciones pueden interpretarse como SDR internos.

Considerando la clasificación de Chauvet *et al.* (2021) las dos generaciones de SDR identificados en este trabajo corresponderían a tipos diferentes. Las más próximas a continente corresponderían a SDR internos y las más próximas a los basaltos planos corresponderían a SDR de tipo intermedios a exteriores.

Sea cual fuere su clasificación se puede interpretar que las dos generaciones de SDR identificados corresponden a un emplazamiento en condiciones subaéreas que gradualmente pasaron a condiciones subacuáticas (ver Soto *et al.*, 2011).

La ocurrencia de basaltos planos a poca distancia de los SDR aguas adentro, marcaría el inicio de erupciones puramente submarinas (Palnke *et al.*, 2000).

7.2.2 Sedimentación cretácica

Las correlaciones de horizontes H01 y H02 permiten asociar a las unidades sísmicas 01 y 02 a un sistema de cortejo transgresivo que va en concordancia con su carácter sísmico y el contexto mundial asociado a una de las máximas transgresiones (Fig. 46)

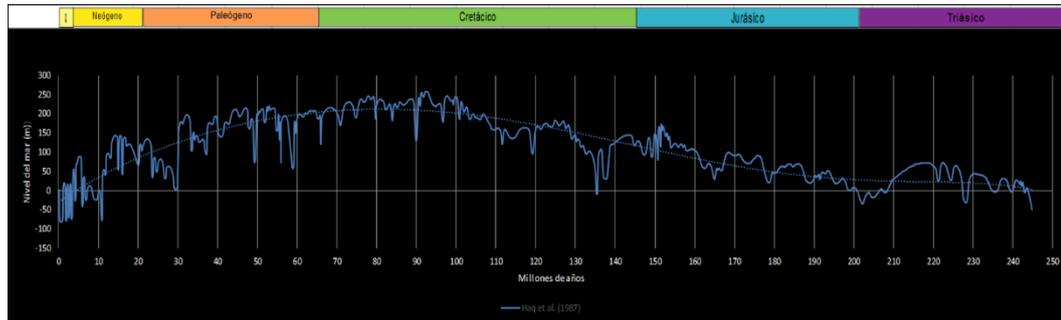


Fig. 46. Curva de variación del nivel del mar según Haq et al., 1987

En la Cuenca Punta del Este, sobre las unidades transgresivas cretácicas, ocurren un conjunto de secuencias progradantes, con migración de la línea de costa hacia el mar con alto aporte sedimentario que constituyen el depocentro cretácico del margen continental uruguayo. Estas secuencias corresponden en el área distal con la unidad sísmica 4.

La geometría externa predominantemente laminar de las unidades cretácicas sugiere la ausencia de procesos contorníticos en la sedimentación durante este período. El principal factor actuante en la sedimentación vendría dado por la variación del nivel de base que registra una transgresión (secuencia 1, S01) y una regresión (secuencia 2, S02).

Desde el punto de vista estructural se observa que las unidades cretácicas son las que presentan mayor fallamiento (Fig. 19 y Fig. 47). La mayoría de las fallas tienen un buzamiento subvertical y un carácter normal, lo que indica un ambiente distensivo generalizado asociado a la alta tasa de extensión registrada durante este período (Heine *et al.*, 2013).

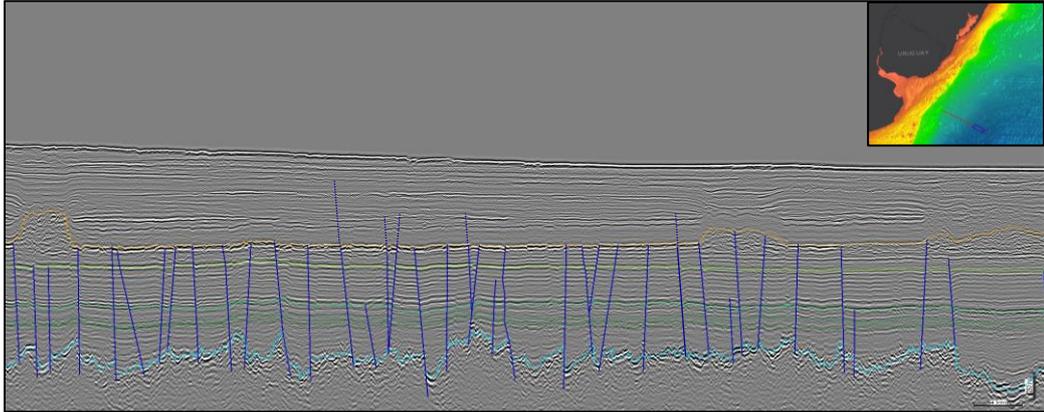


Fig. 47. Zona distal de sección sísmica COPLA 02 con fallamiento predominantemente normal subvertical

Algunas de las fallas arriba mencionadas trascienden las unidades cretácicas y afectan a las unidades cenozoicas mostrando un menor rechazo (líneas punteadas azules en Fig. 47). Esto podría responder a reactivaciones de fallas cretácicas durante el cenozoico

7.2.3 Sedimentación del Cenozoico

La unidad sísmica 05 muestra una geometría externa monticular tipo contornítica con 2 discontinuidades erosionales representadas por los horizontes H4 en base y H5 en tope. Localizado en el área de pie de talud se puede identificar un cuerpo contornítico de tipo elongado de gran escala (Stow *et al.*, 2002) con un patrón de reflexiones uniforme subparalelos a ondulados con buena continuidad y amplitud y frecuencia media (Fig. 30). Para una descripción más robusta que arrojara más detalles en la definición e interpretación de este cuerpo sería necesario contar con datos en mayor cantidad y calidad.

Con la presencia del cuerpo contornítico de la unidad sísmica 5 queda en evidencia la actuación de las corrientes de contorno en los procesos sedimentarios durante el Paleógeno. Sin embargo, siguen actuando como uno de los factores determinantes en la sedimentación los cambios en el nivel de base. Esto se puede apreciar en la depositación de la unidad sísmica 6.

Esta unidad es la primera unidad transgresiva que llega al pozo Gaviotín, constituyendo la Formación Gaviotín definida por Ucha *et al.* 2004. Constituye un sello regional de importante espesor (Ucha *et al.* 2004, Soto *et al.* 2018, Morales *et al.* 2019). La eficiencia de este cortejo de sistemas transgresivo como roca sello es además evidente en los pozos Lobo y Gaviotín, en los que se observa una importante disminución de las inclusiones fluidas en las unidades Cenozoicas con relación a las Mesozoicas (Soto *et al.*, 2015, Tavella y Wright 1996).

La configuración interna con reflexiones en doble *downlap* en la zona proximal de la unidad sísmica 08 puede asociarse a un campo de dunas contorníticas con aparente migración hacia el Oeste (Fig. 33) caracterizando previamente por Hernandez-Molina *et al.* (2017). Este fenómeno podría asociarse a una corriente de fondo de dirección hacia el Norte con desviación hacia la derecha asociado a el efecto Ekman en el hemisferio sur (Rebesco *et al.*, 2014).

En el área distal las unidades sísmicas 7 y 8 muestran una geometría externa laminar ondulada (Fig. 34) que podría asociarse a la carga de depósitos de olistostromos de la unidad sísmica 9.

El sector distal de la unidad sísmica 9 muestra estructuras que pueden interpretarse como bloques flotantes a olistostromos (Festa *et al.*, 2016, Fig. 48 y Fig. 49) de configuración interna contorneada puntualmente transparentes (Fig. 34). La génesis de estos depósitos de olistostromos podría asociarse a los depósitos más distales de uno o varios eventos de transporte en masa asociados a deslizamientos submarinos de gran porte (Prior *et al.*, 1984 y Festa *et al.*, 2016).

En el área más proximal de la unidad 9 se observa una geometría externa monticular tipo *slump* (Fig. 48) que denota la conexión entre los bloques flotantes de la zona distal y la zona de talud. Este deslizamiento es correlacionable con los depósitos de gran escala de tipo abanico (Miller *et al.*, 2015), localizados en el talud continental de la Cuenca Pelotas, en su porción brasilera, denominado como Cono de Rio Grande (Martins *et al.*, 1972).

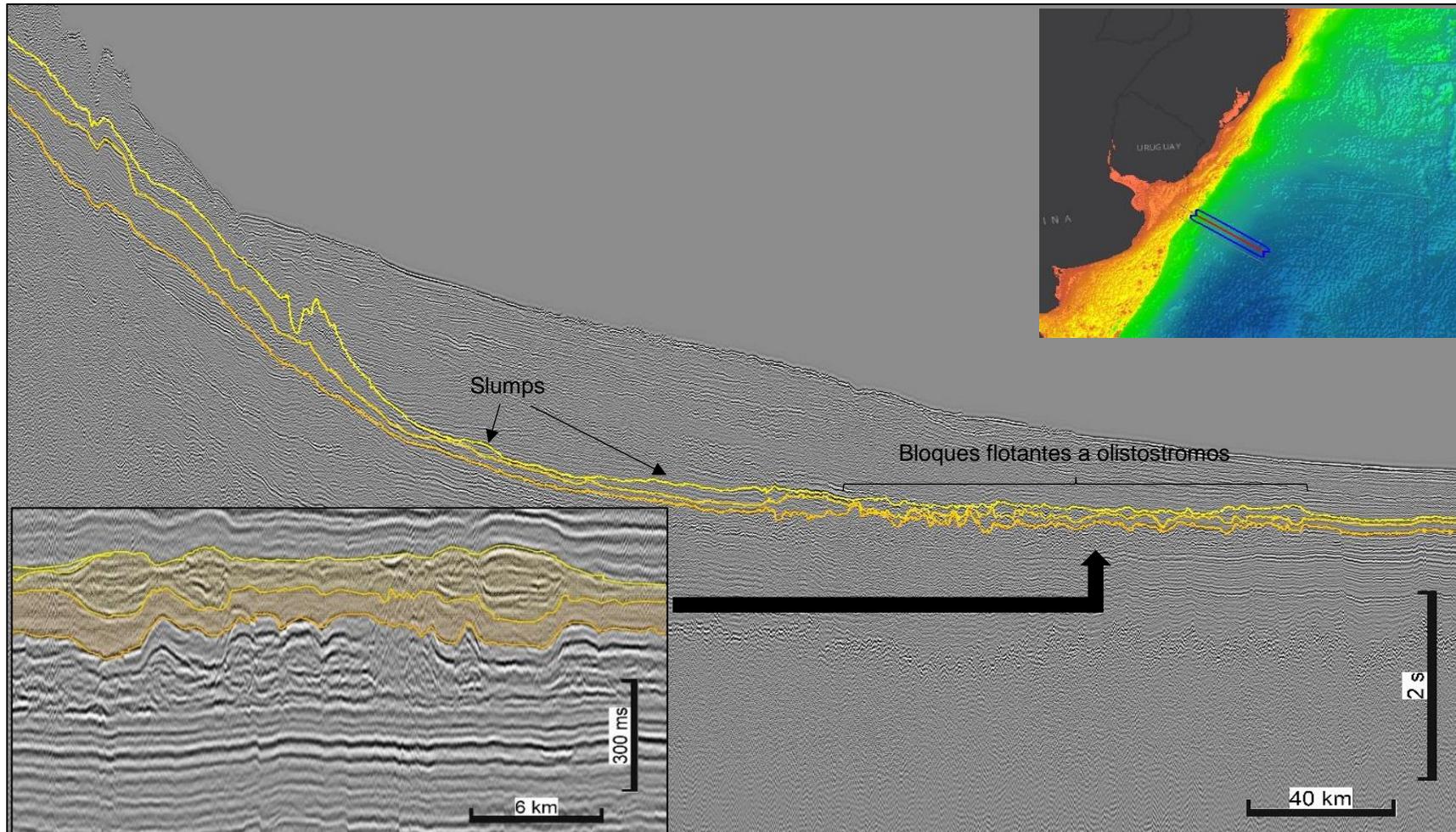


Fig. 48. Unidad sísmica 8 y 9 mostrando geometría externa tipo monicular-slump en zona proximal y contorneada de bloques flotantes a olistostromos en zona distal

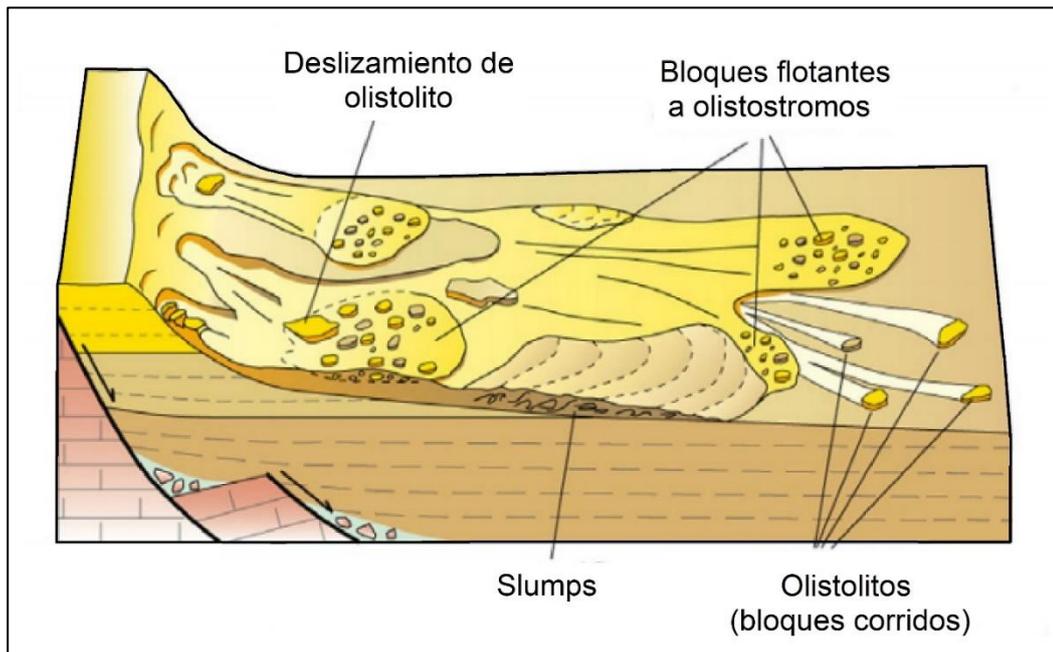


Fig. 49. Modelo conceptual de los mecanismos de formación y emplazamientos de olistostromos en margen pasivo (modificado de Festa et al., 2016).

Las terminaciones de reflexiones de tipo *onlap* sobre el horizonte base H09 (Fig. 36) hacen suponer que la unidad 10 representa un cortejo de sistema transgresivo restringido a la zona distal del margen continental.

En la unidad sísmica 10 se observa un fallamiento de tipo normal, puntualmente en flor negativa, localizado a pie del talud (Fig. 19 y Fig. 50). Esto puede evidenciar un ambiente general distensivo con componente transtensivo (Huang y Liu, 2017). No se descarta que este fallamiento sea producto del deslizamiento de sedimentos por el talud.

Al igual que la unidad sísmica 10, la unidad sísmica 11 presenta un patrón de apilamiento retrogradante con terminaciones de reflexiones de tipo *onlap* en la base que hacen suponer que se trata de un cortejo de sistema transgresivo restringido a la zona distal del margen continental.

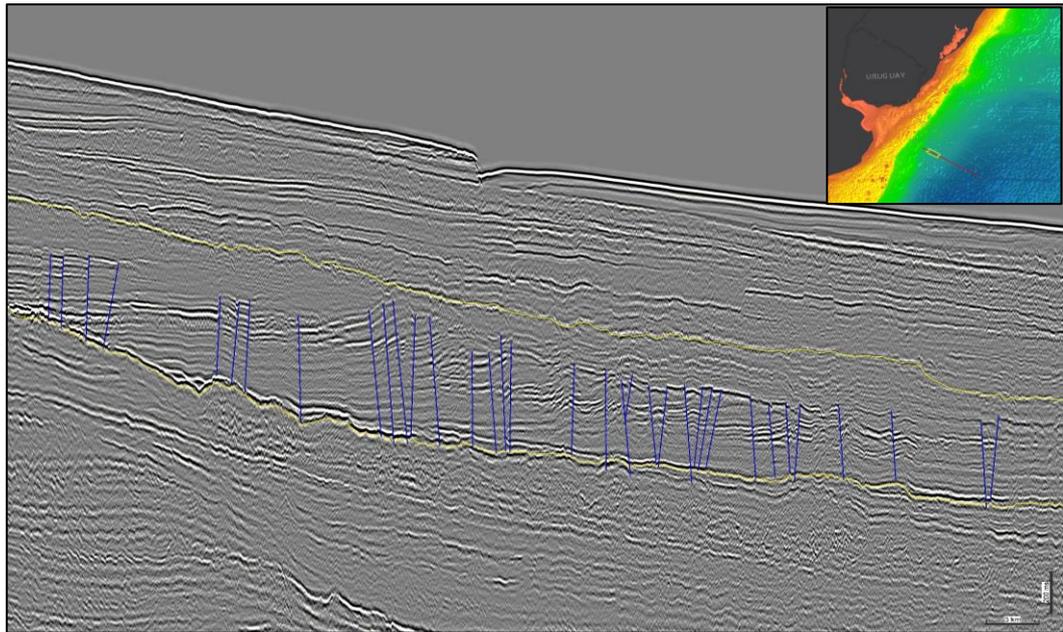


Fig. 50. Fallamiento normal, puntualmente en flor negativa, en zona proximal de sección sísmica COPLA 02

La ocurrencia de dos niveles intercalados de facies sísmica con configuración interna transparente en la zona proximal (Fig. 37) de la unidad 11 y uno en la zona distal de la unidad 12 (Fig. 38), puede interpretarse como depósitos de transporte en masa (*mass-transport deposit, MTDs*). Estos depósitos podrían responder a varios procesos combinados tales como la ocurrencia de hidratos de gas y migración de fluidos (Tomasini *et al.*, 2011; Gray 2014), terremotos (Drastel *et al.*, 2011), las recientes fases tectónicas Quechua e Inca de la Cordillera de los Andes

(Contreras *et al.*, 2010) promoviendo eventos de inestabilidad en el margen y depósitos contorníticos no consolidados susceptibles de generar deslizamientos (Rebesco y Camerlenghi, 2008; Hernandez-Molina *et al.*, 2016).

Asimismo, los *MTDs* identificados en este trabajo integrarían parte de un complejo de transporte en masa del Neógeno definido por Seventon *et al.* (2019) en el *offshore* de Uruguay. Estos autores proponen dos modelos potenciales de emplazamiento: i) un modelo de acoplamiento de cizallamiento, donde uno o varios *debris flows* produjeron una mayor carga y localización de esfuerzo cortante en una zona mecánicamente débil que subsecuentemente sufrió rotura por fallamiento. ii) un proceso de carga que desencadenó la falla inicial del sedimento, con relleno de la topografía remanente por *debris flows* no relacionados

8 Conclusiones

El sector sur del margen continental uruguayo constituye un extenso ámbito de sedimentación marina, con un relleno sedimentario de aproximadamente 4000 m de espesor, siendo el sustrato corteza de transición y oceánica.

El relleno sedimentario meso-cenozoico fue dividido en catorce unidades sísmicas, cuatro correspondientes a la sedimentación mesozoica y diez a la sedimentación cenozoica. Estas unidades sísmicas se agrupan en nueve secuencias depositacionales, dos correspondientes a la sedimentación mesozoica y siete a la sedimentación cenozoica.

De un modo general, las unidades sísmicas del período Cretácico tienen un desarrollo vertical relativamente homogéneo en toda el área de estudio. Las variaciones del nivel de base generando el incremento del espacio de acomodación y propiciando el desarrollo de unidades transgresivas ubicadas en la base, sería el principal control de la sedimentación. Hacia el tope de la sedimentación cretácica se observa la actuación de procesos gravitacionales turbidíticos, probablemente vinculados a una variación del nivel de base y un aumento del aporte sedimentario.

Las unidades sísmicas correspondientes al Cenozoico presentan una geometría en cuña que se engrosa hacia el continente, con el mayor espesor en el sector del pie de talud, en las que dominan los procesos

gravitacionales de transporte en masa y los procesos asociados a la actuación de corrientes de contorno. El control en la sedimentación más relevante para este intervalo sedimentario es la variación del nivel de base y el aporte sedimentario, en eventos esporádicos, que suministran sedimentos a los sectores más distales del margen.

El control que ejercen las variaciones del nivel de base de largo término se expresa en toda la Cuenca Oriental del Plata. Los procesos gravitacionales turbidíticos y de transporte en masa son observados en la mayoría de las unidades sísmicas del paquete sedimentario. Por su parte, evidencias de procesos contorníticos se observan a partir del Paleógeno, momento en el cual el Océano Atlántico se muestra como un ambiente oceánico desarrollado, donde opera una circulación oceánica profunda que se expresa como corrientes de contorno.

De un modo general los resultados alcanzados en este trabajo presentan una buena correlación con los antecedentes del sector proximal del margen continental uruguayo, denotando la actuación de una diversidad importante de procesos sedimentarios.

La caracterización y definición más precisa de los rasgos sedimentarios y estructurales más relevantes requieren de una mayor densidad y calidad de datos.

9 Bibliografía

Abreu, V. D. S. (1998). *Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa). Implication for global sea level changes (Doctoral dissertation, Rice University).*

Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). *ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis.*

Asmus, H. E., & Ponte, F. C. (1973). *The Brazilian marginal basins. In The South Atlantic (pp. 87-133).* Springer, Boston, MA.

Austin Jr, J. A., & Uchupi, E. (1982). *Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa. AAPG Bulletin, 66(9), 1328-1347.*

Blarez, E. (1986). *La marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana: structure et évolution d'une marge continentale transformante (Doctoral dissertation).*

Brown Jr, L. F., & Fisher, W. L. (1977). *Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull-apart basins: section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation*

Burone, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., & Ortega, L. (2018). *Geomorphological and sedimentological characterization of the Uruguayan Continental Margin: A review and state of art. Journal of Sedimentary Environments, 3(4), 253-264.*

Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy.* Elsevier

Catuneanu, O. (2020). *Sequence stratigraphy of deep-water systems. Marine and Petroleum Geology, 114, 104238.*

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.*

Chauvet, F., Sapin, F., Geoffroy, L., Ringenbach, J. C., & Ferry, J. N. (2021). *Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic—Architecture and development. Earth-Science Reviews, 103461.*

Commission for the Geological Map of the World, Bouysse, P., Acharyya, S. K., & Bischoff, D. (2000). *Geological map of the world.*

Conti, B. (2015). *Sistemas petrolíferos especulativos da bacia de Pelotas (offshore do Uruguai).*

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.

Conti, B., Ferro, S., Tomasini, J., Gristo, P., & De Santa Ana, H. (2016). *Geologic and Volumetric Evaluation of Prospects Offshore Uruguay*. In *AAPG/SEG International Conference & Exhibition*.

Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., & Bechstädt, T. (2010). *Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins)*. *Marine and Petroleum Geology*, 27(9), 1952-1980.

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.

de Oliveira Marinho, M. (1985). *Le plateau marginal de Guinée: transition entre atlantique central et atlantique équatoriale (Doctoral dissertation)*.

Eldholm, O., Gladchenko, T. P., Skogseid, J., & Planke, S. (2000). *Atlantic volcanic margins: a comparative study*. *Geological Society, London, Special Publications*, 167(1), 411-428.

Ewing, M., Ludwig, W. J., & Ewing, J. I. (1963). *Geophysical Investigations in the Submerged Argentine Coastal Plain: Part 1. Buenos Aires to Peninsula Valdez*. *Geological Society of America Bulletin*, 74(3), 275-292.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., & Alonso, J. L. (2016). *Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis*. *Gondwana Research*, 39, 180-203.

Franke, D., Ladage, S., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Reichert, C., Hinz, K., & Siciliano, M. (2010). *Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(2).

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., & Hinz, K. (2007). *Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic*. *Marine Geology*, 244(1-4), 46-67.

Geoffroy, L. (2005). *Volcanic passive margins*. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1395-1408.

Goodlad, S. W., Martin, A. K., & Hartnady, C. J. H. (1982). *Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal Valley*. *Nature*, 295(5851), 686.

Gouyet, S. (1988). *Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nord-brésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud (Doctoral dissertation)*.

Gray, A. 2014, *Seabed geomorphology and gas hydrate distribution, Offshore Uruguay MSc Thesis (Sin publicar), University of Aberdeen*. 82 pp.

Gristo, P. (2009). Gestión de los datos de exploración de hidrocarburos en la República Oriental del Uruguay. Taller de recursos minerales energéticos del Uruguay: petróleo, gas, hidratos de gas, lutitas pirobituminosas, carbón y uranio, 1 al 2 de setiembre de 2009.

Huang, L., & Liu, C. Y. (2017). *Three types of flower structures in a divergent-wrench fault zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), 10-478.

Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R. (1987). *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science*, 235(4793), 1156-1167.

Heine, C., Zoethout, J., & Müller, R. D. (2013). *Kinematics of the South Atlantic rift. arXiv preprint arXiv:1301.2096*.

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.

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.

Jackson, M. P., Cramez, C., & Fonck, J. M. (2000). *Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. Marine and Petroleum Geology*, 17(4), 477-498.

Krastel, S., Wefer, G., Hanebuth, T. J., Antobreh, A. A., Freudenthal, T., Preu, B. ... & Winkelmann, D. (2011). *Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). Geo-Marine Letters*, 31(4), 271-283.

Leyden, R., Ludwig, W. J., & Ewing, M. (1971). *Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. AAPG Bulletin*, 55(12), 2161-2173.

Li, W., Alves, T. M., Wu, S., Völker, D., Zhao, F., Mi, L., & Kopf, A. (2015). *Recurrent slope failure and submarine channel incision as key factors controlling reservoir potential in the South China Sea (Qiongdongnan Basin, South Hainan Island). Marine and Petroleum Geology*, 64, 17-30.

Martin, A. K., Goodlad, S. W., Hartnady, C. J. H., & Plessis, A. D. (1982). *Cretaceous palaeopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies*. *Geophysical Journal International*, 71(3), 567-579.

Martins, L.R.; Melo, U.; França, A.M.C.; Santana, C.I. & Martins, I.R., 1972. *Distribuição Faciológica da Margem Continental Sul Riograndense*. Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. Brasil. 26° Anais (2) 115-132.

Miller, D. J., Ketzer, J. M., Viana, A. R., Kowsmann, R. O., Freire, A. F. M., Oreiro, S. G., ... & Preissler, A. G. (2015). *Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic*. *Marine and Petroleum Geology*, 67, 187-196.

Mohriak, W. U., & Rosendahl, B. R. (2003). *Transform zones in the South Atlantic rifted continental margins*. *Geological Society, London, Special Publications*, 210(1), 211-228.

Mohriak, W. U., Szatmari, P., & Anjos, S. (2012). *Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context*. *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 131-158.

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.

Morales, E., Conti, B., Soto, M., Viera-Honegger, B. (2020). *Risks inherent in the Cenozoic stratigraphic plays of the Uruguayan continental margin*. *Marine and Petroleum Geology*. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2019.104072.

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2), 1-37.

Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Unternehr, P. (2005). *Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project)*. *Geophysical Journal International*, 162(3), 793–810. doi:10.1111/j.1365-246x.2005.02668.x

Mutter, J. C. (1985). *Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins*. *Tectonophysics*, 114(1-4), 117-131.

Mutter, J. C., Talwani, M., & Stoffa, P. L. (1982). *Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading"*. *Geology*, 10(7), 353-357.

Peate, D. W. (2013). *The Paraná-Etendeka Province. Geophysical Monograph Series*, 217–245. Doi: 10.1029/gm100p0217

Pérez- Díaz, L., & Eagles, G. (2014). *Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. Tectonics*, 33(9), 1848-1873.

Planke, S., & Alvestad, E. (1999). *Seismic volcanostratigraphy of the extrusive breakup complexes in the northeast Atlantic: Implications from ODP/DSDP drilling. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Vol. 163, pp. 3-16). College Station, Tex: Ocean Drilling Program.*

Prior, D. B., Bornhold, B. D., & Johns, M. W. (1984). *Depositional characteristics of a submarine debris flow. The Journal of Geology*, 92(6), 707-727.

Rabinowitz, P. D. (1976). *Geophysical study of the continental margin of southern Africa. Geological Society of America Bulletin*, 87(11), 1643-1653.

Rabinowitz, P. D., & LaBrecque, J. (1979). *The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 5973-6002.

Raggio, F. Gerster, R. y H. Welsink, (2011). *Cuencas del Salado y Punta del Este. En Kozłowski, 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.*

Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), 2008. *Developments in Sedimentology 60. Elsevier, Amsterdam.*

Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D., & Wåhlin, A. (2014). *Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. Marine Geology*, 352, 111-154.

Rossello, E. A., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., & Rodríguez, P. (2018). *Geology of the Río de la Plata and the surrounding areas of Argentina and Uruguay related to the evolution of the Atlantic margin. Journal of South American Earth Sciences*, 83, 147-164.

Sangree, J. B., & Widmier, J. M. (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 9. Seismic interpretation of clastic depositional facies: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.*

Schimschal, C. M., & Jokat, W. (2018). *The crustal structure of the continental margin east of the Falkland Islands*. *Tectonophysics*, 724, 234-253.

Sibuet, J. C., Hay, W. W., Prunier, A., Montadert, L., Hinz, K., & Fritsch, J. (1984). *Early evolution of the South Atlantic Ocean: role of the rifting episode*. *Initial reports of the deep sea drilling project covering leg, 75*, 469-481.

Sloss, L. L. (1949). INTEGRATED FACIES ANALYSIS. En *Sedimentary facies in geologic history: Conference at meeting of the Geological Society of America held in New York, New York, November 11, 1948 (Vol. 39, p. 91)*. Geological Society of America.

Soto, M., Conti, B., Gristo, P., & de Santa Ana, H. (2016). *Direct Oil and Gas Evidences from Punta Del Este Basin, Offshore Uruguay: New Data From Fluid Inclusions*. In *International Conference & Exhibition*.

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(9), 1676-1689.

Soto, M., Viera, B., Morales, E., Conti, B., & Hernández-Molina, F. J. (2019). *Paleocene seismic facies in the continental margin of Uruguay (South America)*. *Journal of Sedimentary Environments*, 4(3), 263-275.

Steventon, M. J., Jackson, C. A. L., Hodgson, D. M., & Johnson, H. D. (2019). *Strain analysis of a seismically imaged mass-transport complex, offshore Uruguay*. *Basin Research*, 31(3), 600-620.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., & Mantovani, M. (1996). 3-D, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4), 95-109.

Stica, J. M., Zalán, P. V., & Ferrari, A. L. (2014). *The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic*. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1-21.

Stoakes, F. A., Campbell, C. V., Cass, R., & Ucha, N. (1991). *Seismic Stratigraphic Analysis of the Punta Del Este Basin, Offshore Uruguay, South America (1)*. AAPG Bulletin, 75(2), 219-240.

Stow, D. A., Faugères, J. C., Howe, J. A., Pudsey, C. J., & Viana, A. R. (2002). *Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art*. *Geological Society, London, Memoirs*, 22(1), 7-20.

Talwani, M., & Abreu, V. (2000). *Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the US East Coast margin and conjugate*

South Atlantic margins. Geophysical monograph-American Geophysical Union, 115, 211-234.

Tavella, G. F., & Wright, C. G. (1996). Cuenca del Salado. Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina, 6, 95-116.

Tomasini, J., de Santa Ana, H., Conti, B., Ferro, S., Gristo, P., Marmisolle, J., Morales, E., Rodríguez, P., Soto, M., Veroslavsky, G., 2011. *Assessment of marine gas hydrates and associated free gas distribution offshore Uruguay*. *J. Geophys. Res.*, 326259 <http://dx.doi.org/10.1155/2011/326250> (7 pp.).

Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., & Mantovani, M. (1994). *Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology*. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4), 333-348.

Turrini, L., Jackson, C. A., & Thompson, P. (2017). *Seal rock deformation by polygonal faulting, offshore Uruguay*. *Marine and Petroleum Geology*, 86, 892- 907.

Ucha, N., De Santa Ana, H., Veroslavsky, G. (2004). La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero. Pp. 173- 192. in Veroslavsky, G., Ubilla, M., & Martínez, S., (eds) *Cuencas Sedimentarias del Uruguay.: Geología, Paleontología y Recursos Naturales- Mesozoico, DIRAC, Montevideo.*

Uchupi, E. (1989). *The tectonic style of the Atlantic Mesozoic rift system*. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 8(2-4), 143-164.

Urien, C. M., & Ewing, M. (1974). *Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf*. En *The geology of continental margins* (pp. 157-177). Springer, Berlin, Heidelberg.

Veeken, P. (2013). *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*. Doi: 10.3997/9789073834439

Veroslavsky, G., Rodríguez, P., Ucha, N., de Santana, H. (2017). *Rasgos Geofísicos Y Geológicos Del Margen Continental En La Determinación Del Límite Exterior De Uruguay*.

Viera Honegger, B. (2018). *Estratigrafía sísmica de los depósitos sedimentarios del Eoceno en el margen continental uruguayo*.

Wen, Z., Jiang, S., Song, C., Wang, Z., & He, Z. (2019). *Basin evolution, configuration styles, and hydrocarbon accumulation of the South Atlantic conjugate margins*. *Energy Exploration & Exploitation*, 37(3), 992-1008.

Will, T., Frimmel, H. (2018). *Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. Gondwana Research* (53), 9-19.