

Estratigrafía sísmica secuencial y caracterización geomorfológica de las unidades cenozoicas en la plataforma Gorgon, cuenca North Carnarvon, Australia

Laura Lucia Ortiz Sanguino

Trabajo de grado, bajo la modalidad de pasantía de investigación, para optar el título de  
Geóloga

Directora

Heather Bedle

PhD. en Ciencias de la Tierra y Planetarias

Codirector

Dilan Arturo Martínez Sánchez

M.Sc. en Geología

Universidad Industrial de Santander  
Facultad de Ingenierías Físicoquímicas  
Escuela de Geología  
Bucaramanga

2020

## Agradecimientos

La clase del 2020 definitivamente será recordada por su capacidad de adaptación y resiliencia. Me enorgullece ser parte de esta generación que transforma las dificultades en oportunidades. Por supuesto, este logro no es individual y me gustaría reconocer la influencia de las siguientes personas/entes:

A Dios y a la vida por llevarme en el camino correcto para elegir esta maravillosa profesión y por darme la sabiduría para afrontar los retos que conlleva.

A mis papitos Blanca y Kike, por apoyarme en cada sueño y por hacerme ver siempre el lado positivo de la vida en las situaciones más adversas. Gracias infinitas por leer mi tesis y hacer sus respectivas sugerencias. ¡Son el mejor comité de ortografía y puntuación!

A mis directores de tesis, la Dr. Heather Bedle y Dilan Martínez por su asesoría técnica, paciencia e incondicionalidad.

A mis profesores que con su conocimiento y ética forjaron mi identidad como profesional y por enseñarme que el verdadero placer de “saber” es compartir el conocimiento.

A todos los amigos y compañeros que colecciono durante mi estancia en la UIS por su paciencia y apoyo. Quiero agradecer especialmente a Ana, Daniel, Mario, Camilo, Sthefany, Andrés (El “Emo”), las “Tías”, los “Lolos” y muchas otras personas que me acompañaron en este proceso. Todos son tan únicos a su manera y llevo un pedacito de cada uno de uds en mi corazón. Gracias especiales a Melissa Hernández por compartir las fechas de entrega de este libro, sin ese mensaje hoy no estaría escribiendo estos agradecimientos.

A todas las personas que conocí en mi estancia en la Universidad de Oklahoma por hacerme sentir parte de su familia y por darme siempre esa sensación de hogar estando tan lejos del mío propio. Especialmente, este trabajo está dedicado al profe Roger Slatt por siempre creer en mi potencial y por apoyarme en mis aspiraciones académicas, desde el cielo espero que se sienta muy orgulloso de todos los estudiantes que seguiremos su legado. A mi segunda familia: Javi y Kare, por amarme como a una hija y por su incondicional apoyo, sin su ayuda este proyecto no sería una realidad. A los miembros de los SDA y RCML teams: Robby, Clayton, Julian, Dr. Pranter, David Lubo, David Duarte y Hannah por su amistad y asesoría. Y por supuesto, a la familia COLSA, por regalarnos un pedacito de Colombia en Oklahoma.

Finalmente, quiero agradecer a la UIS por ser la realizadora de sueños de muchos santandereanos que, como yo, anhelamos mejorar el mundo con conocimiento y ética profesional. Espero este sea el inicio de mi carrera como académica y en unos años volver a mi alma mater a retribuir todos los beneficios que recibí de ella.

*Lola*

**Contenido**

	<b>Pág.</b>
Introducción .....	13
1. Objetivos .....	14
1.1 Objetivo General .....	14
1.2 Objetivos Específicos.....	14
2. Área de Estudio.....	15
2.1 Geología del área de estudio .....	16
2.1.1 Geología regional de la cuenca North Carnarvon.....	16
2.1.2 Evolución sedimentaria del Cenozoico.....	17
2.1.3 Geología local.....	18
3. Metodología .....	23
3.1 Etapa 1: Revisión bibliográfica y colección de datos .....	23
3.2 Etapa II: Procesamiento e inspección preliminar.....	24
3.3 Etapa III: Análisis de resultados .....	25
3.4 Etapa IV: Conclusiones, informe final y elaboración de artículo científico.....	26
4. Bases de datos .....	27
4.1 Información sísmica.....	27
4.2 Información de pozos.....	28
4.3 Bioestratigrafía.....	29
5. Marco Teórico.....	30
5.1 Atributos sísmicos: teoría y sentido geológico .....	30
5.1.1 Atributos geométricos.....	33

5.1.2 Atributos de descomposición espectral.....	36
5.1.3 Atributos de acentuación de amplitud.....	37
5.1.4 Atributos texturales o estadísticos matrices de co-ocurrencia de escala de grises (GLCM)	38
5.2 Aplicación de técnicas de Aprendizaje Automatizado (Machine Learning) no supervisado para identificación de facies sísmicas.....	39
5.2.1 Generalidades del Aprendizaje Automatizado.....	39
5.2.2 Aplicación de Aprendizaje Automatizado a facies sísmicas .....	41
5.3 Principios de estratigrafía secuencial.....	46
6. Resultados.....	50
6.1 Trazo/Mapeo de horizontes (Horizon Picking).....	50
6.2 Caracterización Geomorfológica: Acercamiento desde el análisis multiatributo convencional .....	52
6.2.1 Formación Dockrell: Depósitos de masa transportada tipo “Fall” y “trinchera rellena” (MTD 1)......	53
6.2.2 Formación Dockrell y Formación Wilcox: Grietas por Contracción (Shrinkage Cracks) relacionadas a deshidratación de calcilutitas y calcilimolitas (GC).....	59
6.2.3 Formación Wilcox y Formación Walcott: Depósito de masa transportada en canal (MTD2). .....	60
6.2.4 Formación Walcott: Sistema de Canal-dique (Levee) (CD1).....	62
6.2.5 Formación Calizas de Treaella: Depósitos de masa transportada con bloques (MTD3). ....	66
6.2.6 Formación Delambre: Depósito de masa transportada con surcos basales (grooves) (MTD4). .....	73
6.2.7 Formación Delambre: Sistema de canales trenzados (CT1).....	77

6.2.8 Formación Delambre: Depósito de masa transportada y abanicos submarinos (MTD 5-AS1). .....	81
6.2.9 Formación Delambre: Sistemas de canales y cañones (C1). .....	84
6.3 Aplicación de técnicas de Aprendizaje Automatizado: Análisis de Componentes Principales (PCA) y Mapas Autoorganizados (SOM) en la identificación de elementos arquitecturales.....	88
6.3.1 Planteamiento del problema.....	88
6.3.2 Atributos de entrada para Análisis de Componentes Principales .....	88
6.3.3 Análisis de componentes principales o Principal Component Analysis (PCA) .....	92
6.3.4 Mapas auto-organizados o Self-organizing maps (SOM).....	95
6.3.5 Comparación de los resultados de Mapas Autoorganizados (SOMs).....	103
6.3.6 Discusión: Ventajas y limitaciones .....	105
6.4 Interpretación Estratigráfica Secuencial .....	108
6.4.1 Identificación de límites de secuencias (LSs).....	108
6.4.2 Interpretación estratigráfica de tercer orden. ....	110
6.4.3 Caracterización de la paleofisiografía (Mapas estructurales de tiempo) .....	118
6.5 Correlación de la evolución estratigráfica con el nivel del mar, eventos tectónicos locales, tasa de subsidencia y cambios climáticos .....	120
7. Conclusiones.....	124
8. Recomendaciones .....	126
Referencias Bibliográficas .....	128

## Lista de Figuras

	<b>Pág.</b>
Figura 1. Localización del área de estudio.....	15
Figura 2. Mapas paleogeográficos del continente australiano desde el Cretácico Medio al Reciente. .....	18
Figura 3. Evolución de la Plataforma Gorgon. ....	22
Figura 4. Metodología empleada en el estudio. ....	27
Figura 5. Cubo sísmico Dreak 3D y polaridad sísmica.....	28
Figura 6. Ilustración del algoritmo de Eigen structure-Based Coherence. ....	34
Figura 7. Diagrama de atributos de curvatura.....	35
Figura 8. Flujo de trabajo para el análisis de facies sísmicas usando aprendizaje automatizado no supervisado. ....	42
Figura 9. Representación de conceptos asociados al Análisis de Componentes Principales.....	44
Figura 10. Ejemplo de clasificación usando Mapas Autoorganizados (Self-organizing maps). .	46
Figura 11. Diagrama de identificación de superficies de interés estratigráfico a partir de terminaciones sísmicas.....	48
Figura 12. Curva del nivel del mar y elementos arquitecturales asociados. ....	50
Figura 13. Sección sismoestratigráfica de las unidades cenozoicas del área de estudio (Crossline 4592) .....	52
Figura 14. Depósitos de masa transportada en la base de la Formación Dockrell.....	55
Figura 15. Depósito de masa transportada tipo “relleno de trinchera” .....	56
Figura 16. Desplazamiento de Storegga, Noruega.....	58
Figura 17. Caracterización de las grietas por contracción (Shrinkage Cracks). ....	60

Figura 18. Depósito de masa transportada acanalado en las Formaciones Wilcox y Walcott.....	62
Figura 19. Sistema de canal-dique (levee) dentro de la Formación Walcott.....	63
Figura 20. Sistema de canal-dique en Great Bahama Bank.....	66
Figura 21. Esquema de los depósitos de masa transportada y vista en planta del depósito en la Formación Calizas Traella.....	67
Figura 22. Secciones sísmicas de amplitud ilustrando los dos tipos de bloques.....	68
Figura 23. Clasificación de la deformación de los bloques.....	71
Figura 24. Imagen satelital del desplazamiento “Toreva block” en Arizona.....	72
Figura 25. Depósito de masa transportada con surcos basales.....	74
Figura 26. Ejemplo de surcos basales y su mecanismo de generación.....	76
Figura 27. Sistema de canales trenzados identificados al norte del volumen dentro de la Formación Delambre.....	78
Figura 28. Vista en perfil del sistema de canales trenzados.....	79
Figura 29. Imagen de GLORIA sidescan sonar backscatter mostrando los abanicos submarinos y canales trenzados.....	81
Figura 30. Depósito de masa transportada y abanico submarino.....	83
Figura 31. Sistema de canales en el segmento más somero del Cenozoico.....	86
Figura 32. Fotografía de flujo de detritos ricos en arena “en cascada” a una profundidad de 40 metros dentro de un canal en el Cañón San Lucas, Baja California.....	87
Figura 33. Atributos geométricos utilizados en el análisis PCA extraídos sobre el inline 2267 ..	89
Figura 34. Atributos indicadores litológicos, texturales y de frecuencia utilizados en el análisis PCA extraídos sobre el Inline 2267.....	90

Figura 35. Resultados para el Análisis de Componentes Principales (PCA) de los 8 atributos utilizados para el grupo de inlines seleccionado (1146-1170).....	93
Figura 36. Resultados para el Análisis de Componentes Principales (PCA) de los 8 atributos utilizados para el grupo de inlines seleccionado (1880-1980).....	94
Figura 37. Resultados de SOM 1 en sección vertical de amplitud (inline 2267).....	98
Figura 38. Vista en planta y perfiles de interés de los elementos arquitecturales .....	99
Figura 39. Resultados de SOM 2 en sección vertical de amplitud (inline 2267).....	101
Figura 40. Resultados de SOM 3 en sección vertical de amplitud (inline 2267).....	102
Figura 41. Sección de tiempo a -1500 ms de los tres SOMs generados donde se muestra los abanicos submarinos y MTD (AS1+MTD5), característicos de la Formación Delambre.....	104
Figura 42. Sección de tiempo a -1684ms de los tres SOMs generados donde se muestra el Sistema de canales trenzados (CT1) dentro de la Formación Delambre.....	105
Figura 43. Paleta de colores utilizada para mostrar los resultados del análisis SOM y las características de las facies resaltadas por cada rango de color.....	106
Figura 44. Superficies de importancia identificadas en perfil de amplitud (inline 2267).....	109
Figura 45. Interpretación de los límites de secuencias de tercer orden en el perfil sísmico inline 2267 desde el Paleoceno hasta edad reciente.....	110
Figura 46. Marco estratigráfico de tercer orden interpretado en el registro gamma ray del pozo Clio-1. ....	111
Figura 47. Marco estratigráfico de tercer orden interpretado en el registro gamma ray del pozo Clio-1 .....	112
Figura 48. Mapas de tiempo estructural (TWT) como indicador de cambio en el depocentro .	119

Figura 49. Tabla tectonoestratigráfica de correlación de las secuencias identificadas con eventos importantes globales y locales. .... 123

**Lista de Tablas**

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Nomenclatura de rocas de grano fino, mixtas siliciclásticas-carbonatadas.....	19
Tabla 2. Información bioestratigráfica de los topes y bases de las unidades.....	30
Tabla 3. Clasificación de los atributos sísmicos, ejemplos de atributos y su respectivo uso interpretativo .....	32
Tabla 4. Expresión de atributos sísmicos, apariencia en perfil e imagen representativa de los elementos arquitecturales en ambientes de agua-profunda.....	91

## Resumen

**Título:** Estratigrafía sísmica secuencial y caracterización geomorfológica de las unidades cenozoicas en la plataforma Gorgon, cuenca North Carnarvon, Australia\*

**Autor:** Laura Lucía Ortiz Sanguino\*\*

**Palabras Clave:** Interpretación sísmica, Ambientes mixtos carbonatado-siliciclásticos, Agua-profunda, Atributos sísmicos, Aprendizaje automatizado

### Descripción:

En este proyecto se presenta una caracterización estratigráfica secuencial de las unidades cenozoicas de ambiente mixto carbonato-siliciclástico de agua profunda en la cuenca *North Carnarvon* en Australia. Se fundamenta en la descripción geomorfológica detallada de los elementos arquitecturales usando como información base sísmica 3D, registros de pozo y reportes bioestratigráficos.

Esta interpretación está dividida en cuatro fases principales: (1) descripción geomorfológica de los elementos arquitecturales a partir del análisis convencional de atributos sísmicos. Adicionalmente, se usan algunos análogos modernos para mejorar el entendimiento de la génesis de las geoformas descritas. (2) Implementación de técnicas de aprendizaje automatizado no supervisado para la clasificación de facies sísmicas (3) Establecimiento de un marco de estratigrafía secuencial integrando los resultados geomorfológicos, los patrones en el registro gamma ray y la información bioestratigráfica. (4) Finalmente, la correlación del marco estratigráfico secuencial con variables importantes como el eustatismo, la tectónica y los eventos climáticos globales que permite dar explicación a los cambios depositacionales.

La integración de estratigrafía sísmica secuencial y geomorfología sísmica permitió identificar seis secuencias de tercer orden. Las primeras tres secuencias son depositadas en un régimen predominantemente transgresivo con poca influencia tectónica y climática; mientras la sedimentación en la sección superior se asoció a regresiones repetitivas y es afectada por el movimiento de la placa australiana y las oscilaciones climáticas (calentamiento-enfriamiento). Dentro de estas secuencias se describieron como elementos arquitecturales: depósitos de masa transportada (MTD), sistemas de canal-dique (*levees*), abanicos submarinos y sistemas de canales trenzados cuya génesis está estrechamente relacionada a los cambios en el espacio de acomodación, aporte de sedimentos y cambios en el nivel del mar que están explicados por el marco estratigráfico secuencial.

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas- Escuela de Geología. Director: Heather Bedle, PhD. Ciencias de la Tierra y Planetarias. Codirector: Dilan Martínez Sánchez, M.Sc. en Geología.

### Abstract

**Title:** Seismic sequence stratigraphy and geomorphological characterization of the Cenozoic units in the Gorgon Platform, North Carnarvon Basin, Australia \*

**Author:** Laura Lucía Ortiz Sanguino \*\*

**Key Words:** Seismic interpretation, Mixed carbonate-siliciclastic environments, Deep-water, Seismic attributes, Machine Learning

### Description:

In this project is presented a seismic sequence stratigraphy characterization of the deep-water mixed carbonate-siliciclastic Cenozoic units in North Carnarvon Basin, Australia. It is based on a detailed geomorphological description of the architectural elements using as source information 3D seismic, well-logs and biostratigraphic reports.

This interpretation is divided in four main stages: (1) geomorphological description of the architectural elements using conventional multi-attribute analysis. Additionally, modern analogs are used to better understand the genesis of the architectural elements. (2) Implementation of unsupervised Machine Learning techniques for seismic facies classification. (3) Definition of the sequence stratigraphy framework integrating the geomorphology results, gamma ray patterns and biostratigraphy information. (4) Lastly, the correlation of the sequence stratigraphy framework with important variables such as eustasy, tectonics and global climate events allow to explain the depositional changes.

The integration of the seismic sequence stratigraphy and seismic geomorphology enabled to identify six third order sequences. The first three sequences are deposited under a transgressive regime with little tectonics and climate influence; while the upper section is associated with repetitive regressions and is affected by the Australian plate displacement and the climate fluctuations (warming-glaciation cycles). Within the sequences, there are described as architectural elements: mass transport deposits (MTDs), channel-levee systems, submarine lobes and braided channel systems, whose genesis is closely related to changes in accommodation space, sediment supply and sea level changes that are explained by the sequence stratigraphy framework.

---

\* Undergraduate Research Thesis

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas-Escuela de Geología. Director: Heather Bedle, PhD. Ciencias de la Tierra y Planetarias. Codirector: Dilan Martínez Sánchez, M.Sc. en Geología.

## Introducción

La caracterización de ambientes mixtos carbonatados-siliciclásticos de agua profunda ha sido uno de los retos más importantes en términos de estratigrafía, resultado de las múltiples variables que influyen la depositación, la cual depende no solo de cambios eustáticos sino de la disponibilidad de material carbonatado en la parte alta de la plataforma (Moscardelli *et al.*, 2019). La sección cenozoica en la cuenca North Carnarvon es un ejemplo de este tipo de ambientes y al no representar interés económico para exploración de hidrocarburos, el marco estratigráfico secuencial se mantiene muy limitado. Wallace *et al.* (2003) menciona que estas unidades representan dificultades en perforación, procesamiento de información sísmica y en la interpretación de trampas y sellos.

Sin embargo, el entendimiento de los cambios estratigráficos en esta área a partir de información sísmica es vital para entender cómo cambian las facies con las variaciones en factores como el eustatismo, la tectónica, el suministro de sedimentos y el clima. Estos resultados también proveen una descripción de las facies en este segmento estratigráfico que es un referente para disminuir incertidumbre en los problemas prácticos asociados.

La presente investigación pretende mejorar el entendimiento de la evolución estratigráfica de las unidades cenozoicas en la Plataforma Gorgon, cuenca North Carnarvon integrando los resultados de la interpretación geomorfológica sísmica, las variaciones en los registros gamma ray y la información bioestratigráfica. Para disminuir la incertidumbre en la interpretación, se usó un flujo de trabajo que comprende: análisis multiatributo convencional, aplicación de técnicas de aprendizaje automatizado en identificación de facies sísmicas y metodologías tradicionales en la interpretación sísmica secuencial.

## 1. Objetivos

### 1.1 Objetivo General

Caracterizar geomorfológica y estratigráficamente las unidades del Cenozoico en la plataforma Gorgon usando el cubo sísmico Draeck 3D.

### 1.2 Objetivos Específicos

Desarrollar un esquema de estratigrafía de secuencias basado en la posición de los elementos arquitecturales y sus terminaciones sísmicas en el bloque Draeck 3D, además de la respuesta de los registros de pozo, con el fin de conocer los cambios en el nivel del mar a lo largo de la evolución de la cuenca.

Determinar la interacción entre la edad de los eventos tectónicos, eustatismo, cambio climático y los patrones depositacionales en la cuenca North Carnarvon considerando su distribución en tiempo y espacio usando principios de estratigrafía sísmica.

Identificar análogos modernos a los elementos arquitecturales estudiados para el entendimiento de las condiciones geológicas y ambientales bajo las cuales son originados.

Implementar el flujo de trabajo de aprendizaje automatizado para generar mapas autoorganizados o *self-organizing maps* (SOM) usando como datos de entrada volúmenes de atributos sísmicos, que permitan visualizar en tres dimensiones gran cantidad de variables, definiendo una respuesta sísmica estándar para cada elemento arquitectural.



## 2.1 Geología del área de estudio

### 2.1.1 Geología regional de la cuenca North Carnarvon

La cuenca North Carnarvon se localiza noroeste de Australia y cubre un área de 550,000 km<sup>2</sup> (Smith, 2014). Estructuralmente se compone de varias subcuencas y plataformas como se ilustró en la Figura 1. El área de estudio se localiza al sureste del Exmouth Plateau, sobre la plataforma Gorgon.

La geología del área está definida por su evolución tectónica, que comprende múltiples etapas de extensión, subsidencia e inversión. Los eventos tectónicos más importantes se pueden resumir en tres eventos principales: pre-extensión, sin-extensión y post-extensión como se muestra en la Figura 3 (Yang & Elders, 2016). La pre-extensión ocurrió durante el Triásico caracterizada por una condición estable con formación de algunas fallas extensionales tempranas. A fines del Triásico, comienza la etapa temprana de sin-extensión que produjo estructuras graben, horst y fallas extensionales orientadas en dirección NE-SW. Desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Temprano, se desarrolló una segunda etapa de extensión que afectó principalmente la parte sur, mientras que el norte se mantuvo estable. Finalmente, durante el Cretácico temprano se produce la última etapa de rifting caracterizada por fallas poligonales y algunas fallas extensionales tardías, con poco desplazamiento. Esta etapa se caracterizó por la reactivación de fallas y la separación de las placas de australiana e India.

Posterior al rifting, la cuenca entró en una etapa de hundimiento dominada por la subsidencia y depositación de secuencias transgresivas. Para el Cenozoico, los eventos tectónicos importantes cesaron pasando a ser una cuenca de margen pasivo donde se depositaron sedimentos carbonatados. Aunque el efecto tectónico en esta época no es muy notable, algunos autores como (Gartrell, 2000) describen que la colisión de la placa Australina-India con Eurasia generó inversión

y reactivación de fallas preexistentes. En esta última fase, la sedimentación estuvo controlada esencialmente por los cambios en el nivel del mar y por eventos climáticos. No obstante, Deng & McClay (2019) afirman que durante el Cenozoico la subsidencia termal influyó en la depositación de las unidades carbonatadas descritas.

### ***2.1.2 Evolución sedimentaria del Cenozoico***

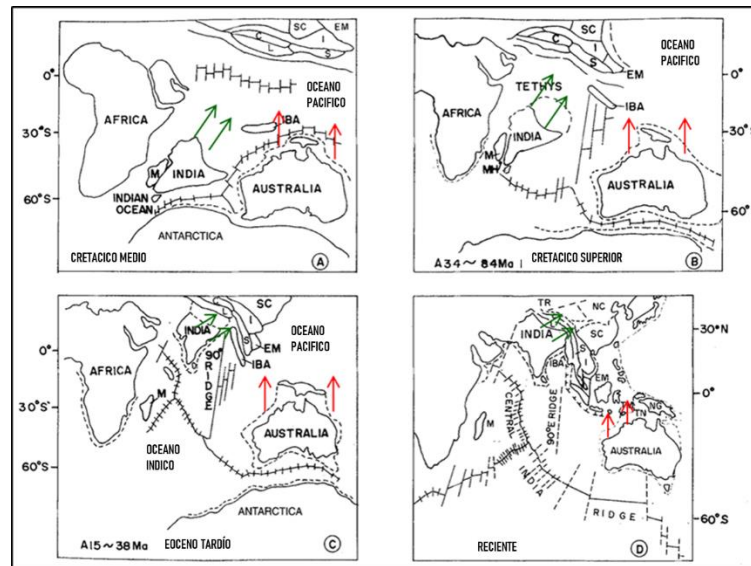
La sucesión cenozoica estuvo dominada por la depositación de carbonatos en una serie de ciclos (Paleoceno- Eoceno temprano, Eoceno Medio-Eoceno Tardío, Oligoceno Tardío-Mioceno Medio y Plioceno-Holoceno), los cuales están separados por períodos de ausencia de depositación más que erosión (Heldreich, 2016). Dichos hiatos y eventos erosivos se observan en los perfiles sísmicos como inconformidades.

Durante el Cenozoico cambian las condiciones de sedimentación debido a la separación de la placa oceánica al sur de Australia ocurrida durante el Eoceno Medio, que desencadenó la separación de Australia y Antártica (Heldreich, 2016). La placa australiana se desplazó desde latitudes más bajas 36E y 40 S hasta su posición actual 18E y 22S, donde el ambiente tropical y las condiciones más áridas facilitaron la depositación de carbonatos (Figura 2) (Lawver *et al.*, 1999). Inicialmente, las litologías son carbonatadas-siliciclásticas y están representadas por las Formaciones Dockrell, Wilcox y Walcott, caracterizadas por granulometrías finas de ambientes batiales. En contraste, durante el Oligoceno Tardío al Mioceno, la depositación estuvo dominada por carbonatos progradacionales del Grupo Cape Range. La sección más somera, está conformada por la Formación Delambre de edad Mioceno Tardío hasta edad reciente, donde predominó la progradación siliciclástica (Chevron, 2007). Estos cambios composicionales son consecuencia de los eventos climáticos que cambian las condiciones en el área fuente favoreciendo la producción

de material carbonatado (durante los eventos de calentamiento) y siliciclástico (durante las etapas de glaciación).

### Figura 2.

*Mapas paleogeográficos del continente australiano desde el Cretácico Medio al Reciente.*



*Nota.* Se indica el movimiento desde latitudes bajas hasta la zona tropical del continente australiano favoreciendo la depositación de carbonatos. Modificada de (Lawver *et al.*, 1999).

### 2.1.3 Geología local

Durante el Cenozoico, la zona sureste del Exmouth Plateau experimentó condiciones tectónicas relativamente estables. La geometría y composición de las unidades sedimentarias de la época se vio afectada principalmente por cambios en el nivel del mar, que se aprecian en las secciones sísmicas como inconformidades. La Figura 3, muestra una tabla cronoestratigráfica de las unidades del Mesozoico al reciente en la plataforma Gorgon modificada de Yang & Elders (2016).

Cabe resaltar que las unidades son mixtas, es decir, tienen componente carbonatado y siliciclástico, por lo que se presenta la Tabla 1 como referencia de los porcentajes de ambos materiales para cada tipo de roca.

**Tabla 1.**

*Nomenclatura de rocas de grano fino, mixtas siliciclásticas-carbonatadas.*

<b>Tipo de Roca</b>	<b>% Material Calcáreo</b>	<b>% Material Lodoso</b>
Calcilutita	80-100	0-20
Calcilutita Lodosa	65-80	20-35
Marga	35-65	35-65
Lodolita Calcárea	20-35	65-80
Lodolita	0-20	80-100

Nota: Adaptada del reporte de completamiento de pozo Clio-1 (Chevron,2007)

La sección estudiada comprende rocas depositadas del Paleoceno hasta Cuaternario y se describen a continuación.

**2.1.3.1 Formación de Dockrell (Paleoceno Tardío).** Esta unidad se interpreta como margas de ambiente marino poco profundo con arcillolitas limosas, arcillolitas limosas calcáreas y areniscas calcáreas que se depositaron en el Paleoceno tardío (Chevron, 2007). En la base presenta una inconformidad que separa el Cretácico del Paleoceno.

**2.1.3.2 Formación de Wilcox (Eoceno Temprano).** Se describe con base en los informes de completamiento de pozos como calcilutita arcillosa intercaladas con margas. El grosor es de 83 m y suprayace concordantemente a la Formación Dockrell concordantemente (Chevron, 2007).

**2.1.3.3 Formación Walcott (Eoceno Medio a Tardío).** Se describen dos miembros de esta Formación: la Formación Walcott Inferior y Superior. El primero consiste en margas marinas poco profundas, descritas litológicamente como calcilitita glauconítica intercalada con calcilitita y estratos delgados de dolomita, chert y anhidrita. El miembro superior está compuesto de calcarenitas y limolitas calcáreas intercaladas con chert, dolomita, anhidrita y finos estratos de areniscas. Regionalmente, representa margas marinas poco profundas depositadas en el Eoceno Tardío (Tortopoglu, 2015).

El grosor de la unidad puede alcanzar los 400 metros pero su grosor promedio es de aproximadamente 100 a 150 m (Tellez, 2015). En el pozo Clio-1, ubicado en el noroeste de la prospección sísmica, el espesor es de 203 m (Chevron, 2007). Puesto que esta unidad se acuña hacia sur, no se identificó en el pozo Euryale-1.

**2.1.3.4 Grupo Cape Range (Oligoceno-Mioceno).** El grupo de Cape Range está formado por las unidades Calcarenita Mandu, Calizas Traella y Formación Bare. Sin embargo, en la zona de estudio solo se describió la unidad Calizas Traella (Chevron, 1999, 2007).

Calcarenita Mandu (Oligoceno tardío / Mioceno temprano): Es una unidad interpretada como un arrecife marino poco profundo y carbonatos reelaborados. Su edad es Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano. Consta litológicamente de calcarenitas y limolitas calcáreas intercaladas con estratos delgados de arenisca. Según (Yang & Elders, 2016) la Formación Calcarenita Mandu no está presente en la plataforma Gorgon.

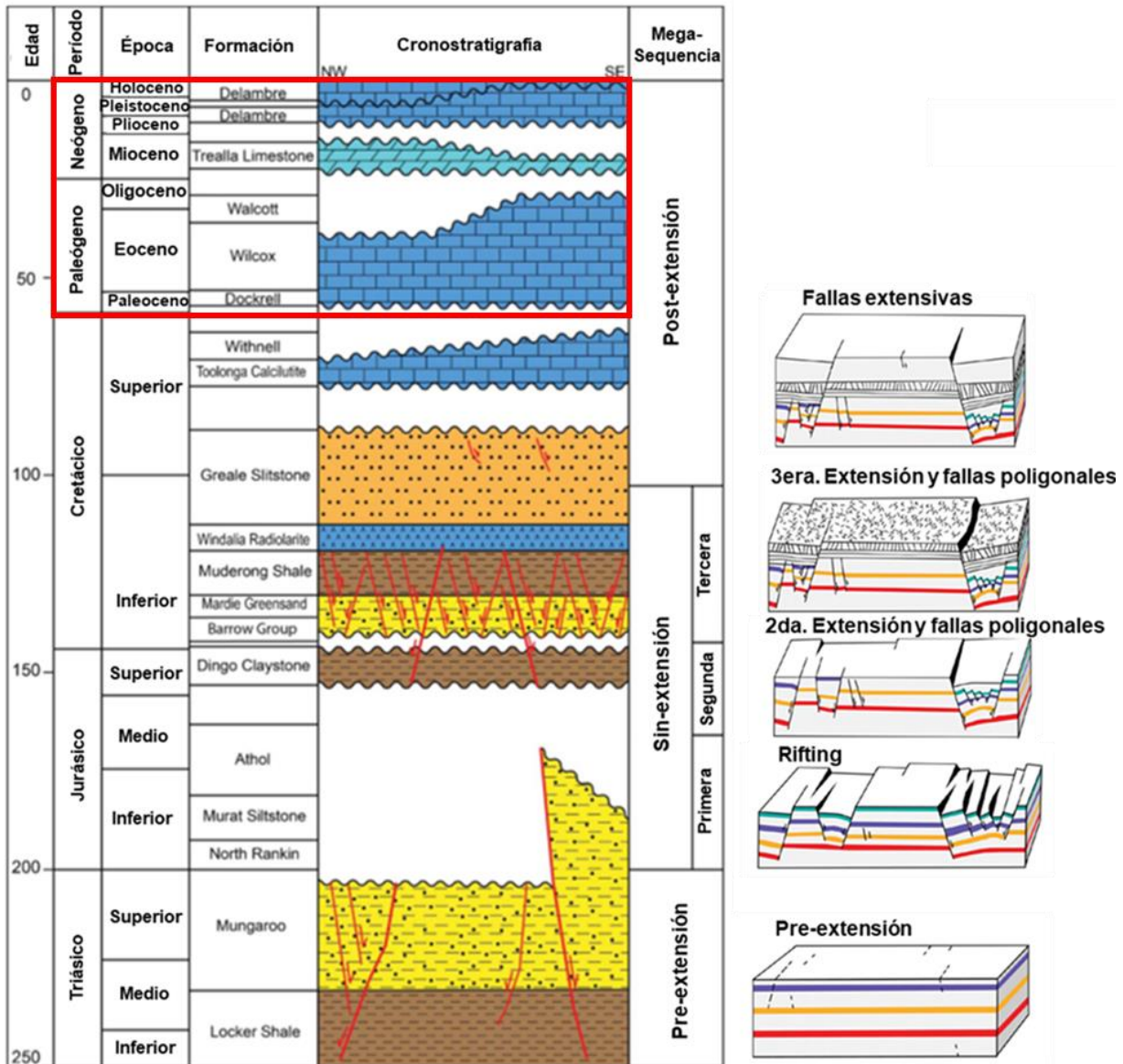
Caliza Trealla / Formación Bare (Mioceno): Esta Formación se depositó en un ambiente marino desde el Mioceno medio hasta el Mioceno tardío (Tortopoglu, 2015). Estudios bioestratigráficos en el pozo Euryale 1 asigna un rango de Mioceno Medio a Tardío (Chevron,

1999). Se compone de dolomías y areniscas con algunas intercalaciones de calizas arrecifales y sedimentos carbonatados reelaborados con variaciones de tamaño de grano (Calcilutitas, calcilimolitas y Calcarenitas). Wallace *et al.* (2003) resalta la presencia de algunos niveles de anhidrita y yeso; estos tipos de cemento apoyan la interpretación de la Formación Bare como marina somera (Sanchez *et al.*, 2012). Se caracteriza por ganar espesor hacia el norte en geometrías progradacionales. La fuente de sedimentos para ésta, es el río Gascoyne que se depositó en un ambiente transicional y luego fue resedimentado hacia el norte por las corrientes marinas (Cathro, 2002; Tellez, 2015). El espesor de esta unidad varía entre los 63-230 metros en el área de estudio.

**2.1.3.5 Formación Delambre (Depósitos del Plioceno al Cuaternario).** La litología de esta sección está compuesta predominantemente de materiales de arrecifes y carbonatos retrabajados que se depositaron en un ambiente de plataforma marina desde Plioceno hasta el tiempo reciente. La litología se describe como calcilutita y calcilimolita con algunos niveles de margas depositadas durante la progradación (Chevron, 2007; Tellez, 2015). Esta sección está compuesta de la Formación Delambre (Tortopoglu, 2015) y sedimentos marinos recientes. El grosor aproximado de esta unidad varía de 300 a 1300 metros desde la costa hasta la plataforma (Tellez, 2015). En el área de estudio el espesor de esta unidad varía entre los 509 metros (en el pozo Clio-1) en el noreste de la adquisición sísmica (Chevron, 2007) hasta 431 metros al sur en el pozo Euryale-1 (Chevron, 1999). En el área de estudio está dividida internamente por una discontinuidad de edad Plioceno-Holoceno como se muestra en la Figura 3.

**Figura 3.**

*Evolución de la Plataforma Gorgon.*



*Nota.* Se observa el cambio litológico posterior al rifting de siliciclásticos a carbonatos en las unidades cenozoicas de interés como resalta en el recuadro rojo. Modificado de Yang & Elders (2016).

### 3. Metodología

Esta caracterización geomorfológica y estratigráfica fue desarrollada a partir de un acercamiento multidisciplinario que incluye interpretación sísmica y análisis multiatributo convencional, aplicación de técnicas de Aprendizaje Automatizado no supervisado y revisión de registros de pozo. Con dicho fin, se determina una metodología compuesta por cuatro fases así (Figura 4):

#### 3.1 Etapa 1: Revisión bibliográfica y colección de datos

Hace referencia a estudios preliminares de la zona respecto del marco geológico y tectónico tanto a nivel de cuenca como de adquisición sísmica. Además, de técnicas utilizadas en la zona o en configuraciones análogas para el mapeo de horizontes. Las actividades desarrolladas en esta fase son:

- Lectura de artículos científicos relacionados con la cuenca North Carnarvon para construir la evolución geológica de la zona con énfasis en eventos del Cenozoico.
- Lectura de artículos científicos relacionados con atributos sísmicos utilizados en mapear las unidades cenozoicas o configuraciones similares en el mundo (Depósitos de agua profunda en ambientes carbonatado-siliciclástico).
- Búsqueda de datos de registros de pozo y sísmica usando la plataforma WAPIMS (Western Australian Petroleum and Geothermal Information Management System) de la base de datos del gobierno australiano.
- Revisión de reportes de completamiento de pozo y reportes bioestratigráficos.

La interpretación sísmica se basa en la configuración geométrica y patrones observados en la adquisición sísmica **Draeck 3D**, provisto por la doctora Heather Bedle de su base de datos del gobierno australiano. Además, se cuenta con información de registros de pozo y reportes bioestratigráficos públicos como se mostrará en el Capítulo 4.

### 3.2 Etapa II: Procesamiento e inspección preliminar

En esta fase, se realizó el tratamiento de datos y manipulación en software. Los softwares utilizados fueron: **Petrel 2018**, para visualización sísmica, interpretación de horizontes y amarre sísmica-pozo y **AASPI 6.0 (Attribute Assisted Seismic Processing and Interpretation)** para la ejecución de atributos sísmicos. Las licencias de ambos softwares fueron provistas por la Universidad de Oklahoma. Específicamente, se realizaron las siguientes tareas:

- Amarre sísmica-pozo de los pozos Clio-1 y Euryale-1, usando reportes VSP (siglas en ingles Vertical Seismic Profile).
- Trazo de los horizontes de interés usando la nomenclatura de Yang & Elders (2016) y siguiendo los topes de las formaciones marcados en los registros de completamiento de pozo del Clio-1 y Euryale-1. El trabajo de Yang & Elders (2016) identifica cuatro horizontes (inconformidades) denominadas CzU1, CzU2, CzU3 y CzU4 en el Draeck 3D.
- Cálculo de atributos sísmicos en el volumen y horizontes (geométricos, atributos texturales, de acentuación de amplitud, descomposición espectral).
- Identificación de patrones en el registro gamma ray (electrofacies) como indicadores de cambios en el tamaño de grano (SEPM, 2015).

### 3.3 Etapa III: Análisis de resultados

Para la caracterización geomorfológica y la interpretación de estratigrafía secuencial se realizó a partir de dos acercamientos: la caracterización multiatributo convencional y la aplicación de técnicas no supervisadas de Aprendizaje Automatizado (*Machine Learning*). Ambos resultados se integraron para producir una interpretación estratigráfica acertada.

#### **Análisis multiatributo convencional**

- 1) Identificación y caracterización de elementos arquitecturales apoyada en secciones de horizonte (*horizon slices*) y horizontes aplanados (*flattened horizons*) de los atributos ejecutados. Incluye las mediciones de largo y ancho. Cualitativamente, se describió la litología y rasgos morfológicos. También se usaron algunos análogos modernos como referentes para entender los mecanismos de generación.

#### **Aprendizaje automatizado no supervisado para la identificación de facies sísmicas**

- 2) Utilizando el software **Paradise 3.2** y **AASPI 6.0** se elaboraron mapas de facies sísmicas aplicando las técnicas Análisis de Componentes Principales o *Principal component analysis* (PCA) y Mapas autoorganizados o *Self-Organizing maps* (SOM). El flujo de trabajo se describe en la Figura 8. La aplicación de aprendizaje automatizado permite a partir de volúmenes de atributos producir mapas de facies sísmicas 2D o 3D que faciliten la interpretación de estratigrafía sísmica. Estos mapas se producen con el fin de visualizar mayor cantidad de propiedades de los elementos arquitecturales en el área que permitan una mejor delimitación y caracterización de las geoformas.

### **Interpretación estratigráfica**

- 3) Interpretación de estratigrafía sísmica secuencial usando los conceptos de Vail (1987) integrando la clasificación de las terminaciones sísmicas observadas en los perfiles de amplitud y los elementos arquitecturales descritos en los ítems 1 y 2 (Weimer *et al.*, 2007). La edad de cada límite de secuencia se estableció a partir de la información bioestratigráfica.
- 4) Interpretación de estratigrafía sísmica secuencial en registros gamma ray para identificación de secuencias de mayor orden que no son observables a escala sísmica. Además, el registro gamma ray permite verificar la interpretación estratigráfica a partir de sísmica (ítem 2).
- 5) Integración de los resultados de estratigrafía secuencial de sísmica, de registro gamma ray y de elementos arquitecturales.
- 6) Caracterización de las plataformas (Superficies) para evidenciar la evolución estratigráfica del área de estudio. Los mapas de TWT (*Two Way Time*) muestran los cambios en la geometría de la plataforma que dan información de variaciones en la dirección de depositación y del movimiento de la línea de costa.
- 7) Correlación de la evolución estratigráfica interpretada con curva del nivel del mar, tectónico local, tasa de subsidencia y eventos climáticos.

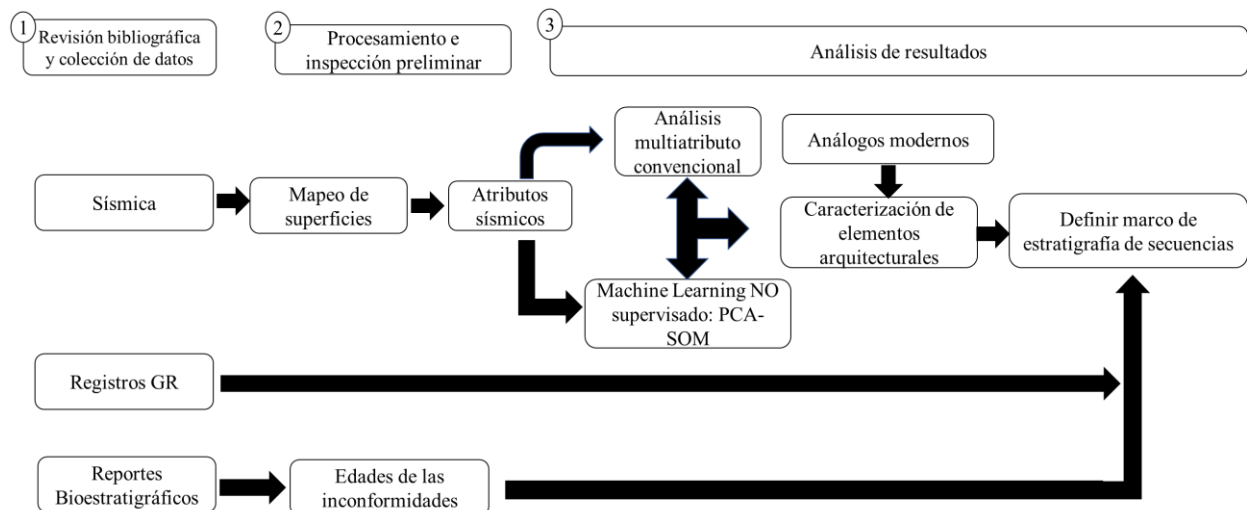
### **3.4 Etapa IV: Conclusiones, informe final y elaboración de artículo científico**

El desarrollo de este proyecto de investigación aporta nuevo conocimiento respecto de la geomorfología y estratigrafía de los ambientes de depositación de agua profunda relacionados a

ambientes mixtos. Los resultados se presentarán en el *Annual Convention and Exhibition ACE AAPG 2020* y durante la *SEG Annual Meeting 2020*.

#### Figura 4.

*Metodología empleada en el estudio.*



## 4. Bases de datos

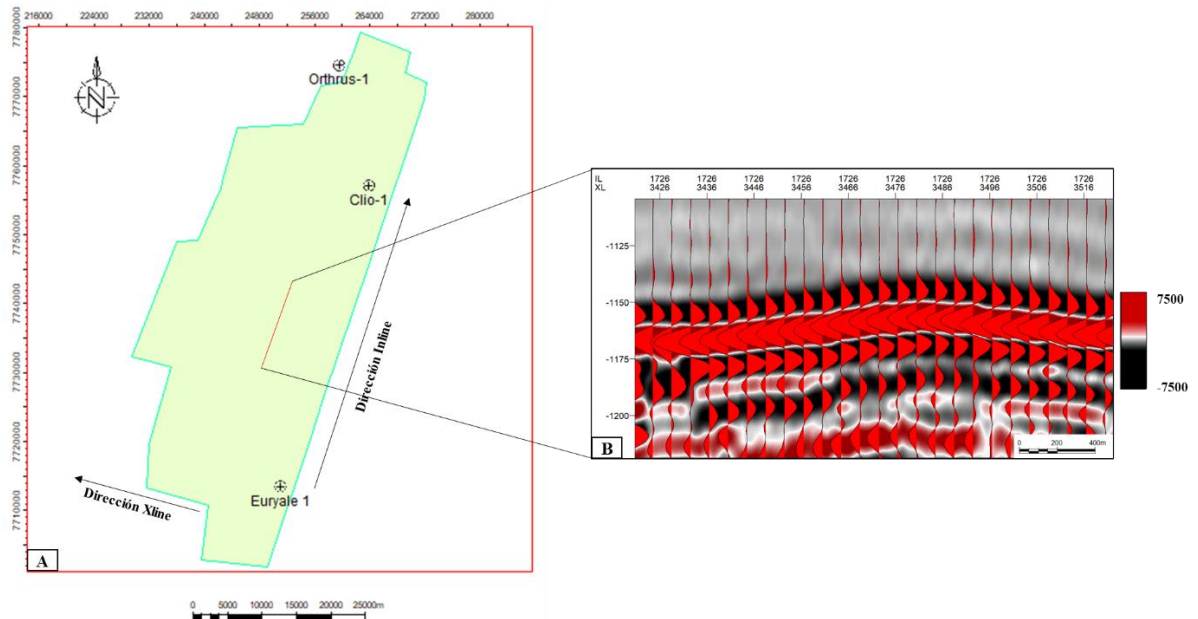
### 4.1 Información sísmica

Dreack 3D (Figura 5A) es un volumen sísmico *post-stack* migrado en tiempo adquirido en 2007 y cubre un área de 2444 Km<sup>2</sup> (29.2 x 83.6km; con orientación de 114°). Consiste en 1560 inlines y 3346 crosslines con intervalo de 18.75 m en el inline y 25 m en el crossline. El lapso de tiempo entre muestras es de cuatro milisegundos. La polaridad de la adquisición es negativa (un cambio positivo en la impedancia acústica es representado como un “valle”) en el sistema de convención SEG (Figura 5B) (Veeken & Moerkerken, 2007). El procesamiento de la adquisición estuvo a cargo de Chevron y actualmente se encuentra como datos públicos en la página del

departamento de Minas, regulación de industria y seguridad del gobierno australiano (siglas en inglés WAPIMS).

### Figura 5.

*Cubo sísmico Draeck 3D y polaridad sísmica.*



*Nota.* A) Mapa de localización de la adquisición sísmica Draeck 3D y los pozos usados B) Sección de amplitud extraída del Draeck 3D donde se resaltan los *wiggles* como indicador de polaridad inversa (signo positivo en el reflector del contacto agua-sedimento).

## 4.2 Información de pozos

Dentro del área de estudio se encuentran un total de cinco pozos: Sappho-1, Clio-1, Clio-2, Euryale-1y Keto-1. Estos pozos cuentan con registros de Gamma Ray, densidad, Porosidad neutrón, registros sísmicos y resistivos. Sin embargo, dado que estos pozos fueron perforados para detallar las unidades productoras del Mesozoico (intervalo productor), la mayoría de los pozos

tienen información únicamente del intervalo mesozoico por lo cual solo se contó con los registros Gamma Ray y de rata de penetración de los pozos Clio-1 y Euryale-1 (Ver localización en Figura 5A). Esta información se implementa como herramienta en el reconocimiento de cambios litológicos que validan la interpretación sísmica de estratigrafía secuencial. Además, estos pozos cuentan con descripciones litológicas de las unidades cenozoicas.

El amarre sísmica-pozo de ambos pozos (Clio-1 y Euryale-1) se realizó a partir de informes VSP (Zero Offset Vertical Seismic Profile) que proveen una relación tiempo-profundidad. Estos pozos tienen ubicados los topes de las unidades cenozoicas que permiten validar el trazo de las inconformidades a lo largo del volumen.

### **4.3 Bioestratigrafía**

Los apéndices de información bioestratigráfica en reportes de completamiento de los pozos Euryale-1 y Orthrus-1 fueron utilizados para identificar las zonas bioestratigráficas de las unidades de interés. El pozo Orthrus-1 se ubica por fuera del volumen sísmico, pero por su proximidad se incorporaron las edades de los topes de las unidades. Los rangos de edades se obtuvieron al localizar dichas zonas en la tabla de biozonación y estratigrafía de la cuenca North Carnarvon elaborada por Kelman *et al.* (2013). Esta información cronoestratigráfica corresponde a las edades de los topes de las unidades y es fundamental en la determinación de la jerarquía de las secuencias. Conjuntamente, los reportes bioestratigráficos incluyen interpretación de paleo-ambientes que sirven como soporte para la interpretación ambiental (Tabla 2).

Los pozos del área no contaban con información bioestratigráfica de la Formación Delambre, por lo que se recurrió a trabajos en subcuencas adyacentes que indicaron una edad Plioceno a reciente (Smith, 2014; Yang & Elders, 2016).

**Tabla 2.***Información bioestratigráfica de los topes y bases de las unidades.*

Pozo	Formación	Segmento estratigráfico	Época Estratigráfica	Biozona	Ambiente	Edad en M.A.
<b>Euryale - 1</b>	Calizas Trealla	Base de la Formación	Mioceno Medio	N8, Te5, CN3	Batial Superior	17-15 Ma
<b>Orthrus- 1</b>	Walcott	Tope de la Formación	Eoceno Tardío	P19/P18, CP15b	Batial Superior	34-31.5 Ma
<b>Orthrus- 1</b>	Walcott	Base de la Formación	Eoceno Medio	P11/P10, CP12b	Batial Superior	40-42.5 Ma
<b>Orthrus- 1</b>	Wilcox	Tope y base de la Formación	Eoceno Temprano	P9/P8b, CP12a	Batial Superior	48-50 Ma
<b>Orthrus- 1</b>	Dockrell	Tope de la Formación	Paleoceno Tardío-Eoceno	P6/P5, CP8	Batial Superior	53-54.5 Ma
<b>Orthrus- 1</b>	Dockrell	Base de la Formación	Paleoceno	P3, CP6/CP5	Batial Superior	62-60 Ma

Nota: Tomado de reportes de completamiento de pozo de Euryale-1 y Orthrus-1 (Chevron, 1999).

## 5. Marco Teórico

### 5.1 Atributos sísmicos: teoría y sentido geológico

Los atributos sísmicos son herramientas capaces de realzar características geológicas en información sísmica (Barnes, 2016). Conceptualmente, un atributo sísmico es “cualquier propiedad medible del volumen sísmico, tales como la amplitud, el buzamiento, la fase, la frecuencia y la polaridad, que se miden en un instante de tiempo o profundidad en una ventana de tiempo/profundidad, en una sola traza, en un grupo de trazas, o en una superficie interpretada a partir de los datos sísmicos” (Schlumberger Oilfield Glossary, 2020). Los atributos sísmicos

revelan características, relaciones y patrones en los datos sísmicos que de otra manera serán invisibles para los intérpretes (Chopra & Marfurt, 2007a).

La Tabla 3 muestra una clasificación de los atributos y sus usos interpretativos modificada del trabajo de Roden *et al.* (2015). Aunque existen muchos otros atributos y clasificaciones, esta tabla resume los más comunes para la caracterización de depósitos de agua profunda. Es importante resaltar que el uso de los atributos sísmicos se debe restringir a aquellos que se comprendan su significado geológico y geofísico, evitando los atributos netamente matemáticos; ya que el objetivo es optimizar la interpretación, NO producir volúmenes inútiles (Barnes, 2007).

En el presente estudio, se usaron los atributos geométricos, de acentuación de amplitud, de descomposición espectral y texturales, como se resaltan en **negrita** en la Tabla 3. A lo largo del trabajo se utilizará el nombre de los atributos en inglés para evitar traducciones ambiguas.

**Tabla 3.**

*Clasificación de los atributos sísmicos, ejemplos de atributos y su respectivo uso interpretativo*

<b>Categoría</b>	<b>Tipo</b>	<b>Uso interpretativo</b>
Atributos instantáneos	Instantaneous Phase, Instantaneous Frequency	Contraste de litologías, continuidad de la estratificación, Porosidad, Indicador de hidrocarburos, Estratigrafía
Atributos geométricos	<b>Curvature: k1 (más positiva) y K2 (más negativa), dip azimuth, dip magnitude, Sobel Filter (Coherence)</b>	Fallas, Fracturas, Pliegues, Anisotropía, Campos de esfuerzos regionales
Atributos de Acentuación de Amplitud	Amplitud RMS, Relative Acoustic Impedance, <b>Sweetness</b>	Porosidad, variaciones litológicas, Indicador de hidrocarburos
Atributos AVO (Amplitud vs. offset)	Gradiente, Lambda-Mu-Rho, Far-Near	Fluidos, Litología, Indicador de hidrocarburos
Atributos de inversión sísmica	Elastic Impedance, Stochastic Inversion	Litología, porosidad, efecto de los fluidos
Atributos de descomposición espectral	Continuous Wavelet Transform: <b>Peak Spectral Frequency, Peak Spectral Magnitude, Peak Phase</b>	Grosor de los estratos, Variaciones estratigráficas
Atributos texturales y estadísticos	<b>Entropy</b> , Homogeneity, Dissimilarity	Heterogeneidades

Nota: Los atributos usados en el estudio se resaltan en negrita. Adaptada de Roden *et al.* (2015)

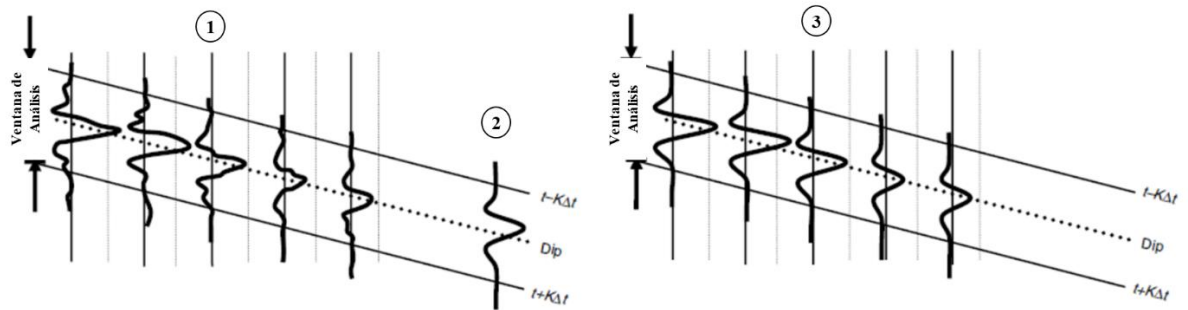
### 5.1.1 Atributos geométricos

**5.1.1.1 Coherence (véase Sobel Filter).** *Coherence* (Coherencia), o también denominada Sobel Filter, es una medida de la similaridad entre las formas de onda (*wave-forms*) o trazas. Dicha forma de onda es una respuesta de la ondícula sísmica (*wavelet*) convolucionada con la geología del subsuelo. La respuesta sísmica es captada en términos de amplitud, frecuencia y fase, dependiendo de los contrastes en impedancia acústica y el espesor de los estratos que suprayacen e infrayacen el reflector. La impedancia acústica se ve afectada por la litología, porosidad, densidad y tipo de fluido de las capas sedimentarias. De esta manera, las formas de onda que vemos en una sección procesada tienen cambios laterales, es decir cambios en el contraste de impedancia acústica, dan como resultado cambios en la forma de onda (Chopra & Marfurt, 2007c).

En la Figura 6, se explica el cálculo de *Coherence* usando el algoritmo de *Eigen structure-Based Coherence*. Este consta de tres pasos: (1) se calcula la energía de las trazas dentro de una ventana de análisis, (2) Se estima una forma de onda que mejor se ajuste a las trazas y (3) se reemplaza cada traza por una versión escalada de la forma de onda estimada en el paso 2. El *Eigen-structure* es la razón entre la energía de la versión escalada del paso 3 y la energía de la traza original (1). Si todas las trazas en la ventana de análisis tienen exactamente la misma forma de onda (pero probablemente diferente amplitud) *Coherence* tendrá un valor de 1; caso contrario, es inferior a 1 (Chopra & Marfurt, 2007c). Los valores de la *Coherence* varían entre 1 y 0, siendo 1 las zonas más uniformes y 0, las menos uniformes.

**Figura 6.**

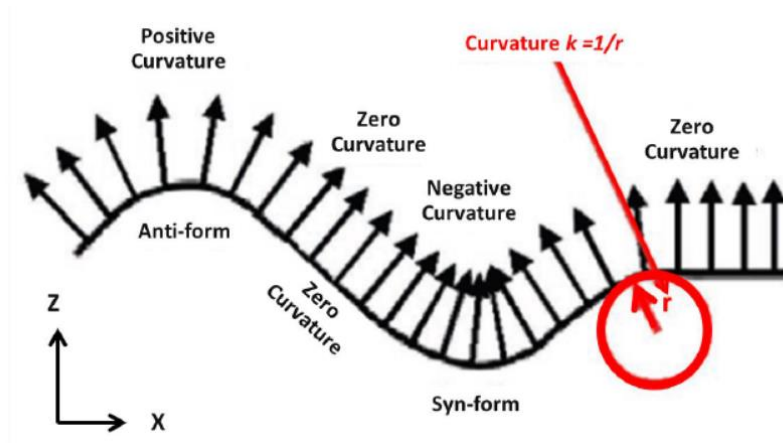
*Ilustración del algoritmo de Eigen structure-Based Coherence.*



*Nota.* Modificado de Chopra & Marfurt (2007c).

El atributo *Coherence* es usado principalmente en la interpretación estructural de fallas y fracturas (Sacrey & Roden, 2014), aunque también es una herramienta para detectar márgenes (e.g. en sistemas de canales, bloques desplazados, montes carbonatados) o compartimentalización dentro de elementos arquitecturales (Zhao et al., 2016).

**5.1.1.2 Curvature.** El atributo de *Curvature* (Curvatura) se calcula a partir de volúmenes de dip y azimut y se usa para delinear pliegues, flexiones, incisiones, montículos y compactación diferencial. *Curvature* 2D ( $k$ ) se define como el radio de un círculo tangente a una curva, donde  $k=1/\text{radio}$ . En tres dimensiones, es definida al tener dos círculos perpendiculares tangentes al reflector; el círculo mayor con una curvatura máxima ( $k_{\text{máx.}}$ ) y un círculo con curvatura mínima ( $k_{\text{min}}$ ). Las antiformas (cóncavas hacia abajo) tienen *Positive Curvature* (*Curvatura Positiva*) y las formas cóncavas hacia arriba son puntos de *Negative Curvature* (*Curvatura Negativa*) (Tellez, 2015). Por lo tanto, la respuesta de este atributo depende de las variaciones en el buzamiento de los reflectores (Chopra y Marfurt, 2007). La Figura 7 ilustra el concepto descrito.

**Figura 7.***Diagrama de atributos de curvatura*

*Nota.* Las flechas representan el vector normal a la superficie. Los vectores divergentes representan anti-formas, mientras que los vectores convergentes representan formas cóncavas (sin-formas). Modificado de Roberts (2001).

Existen varios atributos de *Curvature* pero en el presente trabajo se utilizó *Most Positive Curvature* (Curvatura más Positiva) ( $k_1$ ) y *Most Negative Curvature* (*Negative Curvature*) ( $k_2$ ), con el fin de tener mejor mapeo de las morfologías convexas y cóncavas respectivamente.

Su aplicación tiene énfasis en la caracterización de fallas, pliegues, bloques, canales, depósitos de canal-dique (*levee*), entre otros.

**5.1.1.3 Dip Azimuth y Dip Magnitude.** Los atributos de *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* son análogos al concepto de rumbo y buzamiento de las capas sedimentarias, respectivamente. Estos atributos muestran la desviación de un reflector sísmico respecto de un plano horizontal. *Dip Magnitude* (magnitud de buzamiento) se define como el ángulo entre la dirección más inclinada de un plano y un plano horizontal, donde los valores varían de  $0^\circ$  a  $90^\circ$  mientras *Dip Azimuth* es

la dirección (relativa al norte) en que se inclina ese plano, y sus valores oscilan entre 0° a 360° (Chopra & Marfurt, 2007b).

El uso conjunto de estos atributos permite caracterizar la configuración de los reflectores y es de gran utilidad en la identificación de márgenes de canales o bloques. En este estudio se usaron conjuntamente para la determinación de la dirección de depositación de depósitos de masa transportada (MTD) con bloques.

### ***5.1.2 Atributos de descomposición espectral***

La descomposición espectral aplica análisis tiempo-frecuencia para producir un mapa en el cual se realzan ciertas frecuencias (Barnes, 2016). El concepto proviene de que cada geoforma o paquete de estratos genéricamente relacionados responde a un rango de frecuencias específico. Esencialmente, este atributo da información de los cambios en espesor de los estratos. En general, capas más delgadas serán mejor visualizadas en componentes de alta frecuencia, mientras las capas gruesas se verán mejor representadas por frecuencias bajas. (Koson et al., 2014). La aplicación de descomposición espectral permite aislar geocuerpos y visualizarlos en tres dimensiones para entender su evolución y relación espacial.

En este estudio se aplicó *Peak Spectral Frequency* y *Peak Spectral Magnitude*. Este par de atributos representa grosamente la respuesta espectral (Zhao et al., 2015). *Peak Spectral Frequency* es el componente de frecuencia dominante durante un período de 1 segundo de muestreo que es determinado por una transformada de Fourier, mientras *Peak Spectral Magnitude* computa el máximo valor del valor absoluto de las amplitudes dentro de una ventana de análisis y es función del espesor de los estratos y del contraste de impedancias (La Marca-Molina, 2020).

Se utiliza principalmente en ambientes fluviales o en canales submarinos donde se requiere mapear los bancos depositados adyacentes a meandros, los cuales son más gruesos que los sedimentos depositados en el canal (Koson *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2016).

### ***5.1.3 Atributos de acentuación de amplitud***

**5.1.3.1 Sweetness.** Es un atributo designado para identificar “*sweet spots*” o puntos de acumulación de hidrocarburos, así como para diferenciar reservorios (arenas limpias) de cuerpos arcillosos. El cálculo de este atributo consiste en dividir la amplitud instantánea por la raíz cuadrada de la frecuencia instantánea. Por ende, los paquetes gruesos asociados a areniscas, que tienen altas amplitudes y bajas frecuencias van a mostrar valores más altos en la respuesta del atributo respecto de los niveles lodosos que son finamente laminados (alta frecuencia) (Koson *et al.*, 2014).

Se aplica como indicador litológico y en ambientes de agua profunda permite resaltar la composición de los elementos arquitecturales. Generalmente, se grafica junto con un atributo geométrico (o detector de bordes) para identificar los cambios litológicos dentro de una misma estructura. Por ejemplo, en el caso de depósitos de masa transportada (MTD) que son usualmente reconocidos como depósitos caóticos con poco interés exploratorio, permite conocer si dentro del depósito hay zonas de interés como bloques de areniscas homogéneos. También se utiliza en identificación de *point bars* en sistemas de canales y en detección de variaciones en la composición de los rellenos de canal.

#### ***5.1.4 Atributos texturales o estadísticos matrices de co-ocurrencia de escala de grises (GLCM)***

El análisis textural de la sísmica fue introducido por primera vez por Love y Simaan (1984) para extraer los patrones comunes en los datos sísmicos. La inspiración de esta clase de atributos se origina en que las zonas con señales similares se relacionan a un ambiente geológico particular. A partir de la década de los 90's, se incorporaron estas medidas estadísticas para clasificar las texturas usando matrices de co-ocurrencia de escala de grises, también denominado *grey-level co-occurrence matrix* (siglas en inglés GLCM) en el campo de la interpretación sísmica (Chopra & Alexeev, 2005; Chopra & Marfurt, 2007a). El análisis textural GLCM consiste en dos fases: (1) normalizar amplitud sísmica a un número definido de escala de grises y (2) desarrollar análisis estadístico del arreglo espacial de la escala de grises en una ventana de análisis 3D. La primera etapa de normalización determina el éxito de este análisis, ya que entre más niveles de grises se dispongan, mayor detalle tendrán los resultados (Di & Gao, 2017).

Algunos ejemplos de este tipo de atributo son *GLCM Entropy*, *GLCM dissimilarity* y *GLCM homogeneity* (Chopra & Alexeev, 2005; Chopra & Marfurt, 2007a) y son ampliamente usados en la caracterización de canales, domos de sal, depósitos de masa transportada y colapsos kársticos (Qi *et al.*, 2020). Este tipo de atributos tienen ventaja respecto de los atributos geométricos, pues son más sensibles a las heterogeneidades en los estratos que a las características tectónicas regionales (e.g. atributos geométricos).

De acuerdo a Zhao *et al.* (2016), los atributos GLCM son útiles en la cuantificación de variaciones sutiles en el ambiente de depositación y se aplican a caracterizaciones geomorfológicas en canales, flancos de canales y abanicos submarinos. En el área de estudio, se utilizó *GLCM Entropy* como una medida de la heterogeneidad que permitió identificar depósitos de masa transportada y depósitos de relleno de canal.

## **5.2 Aplicación de técnicas de Aprendizaje Automatizado (*Machine Learning*) no supervisado para identificación de facies sísmicas**

### **5.2.1 Generalidades del Aprendizaje Automatizado**

El análisis multiatributo es una tarea que los intérpretes realizan para caracterizar los elementos arquitecturales presentes en el área de estudio, resaltando propiedades que son cruciales en el reconocimiento tales como litología, morfología y contenido de fluidos (agua, hidrocarburos). Sin embargo, como seres humanos visualizar varios volúmenes, es decir, varias dimensiones, en un mismo mapa o imagen no es factible. Además, en los últimos años los volúmenes sísmicos 3D han incrementado en tamaño, haciendo que los métodos tradicionales disminuyan la eficiencia en la interpretación sísmica detallada. Esta limitación, ha llevado a que se adapten e incorporen técnicas de reconocimiento de patrones o métodos de Aprendizaje Automatizado, que han sido bastante usados en otros campos como el reconocimiento de voz o análisis de mercados (Chopra & Marfurt, 2019; Zhao *et al.*, 2015).

El Aprendizaje Automatizado es un subcampo de las ciencias de la computación y una rama de la inteligencia artificial, que se encarga de “enseñar” a ordenadores a través de operaciones matemáticas a tomar decisiones o hacer predicciones a partir de un set de datos. El estilo de aprendizaje adoptado para resolver un problema geológico es decisión del interprete y depende de la geología local y la calidad de los datos sísmicos (Chopra & Marfurt, 2019). Este subcampo se divide en dos ramas: Aprendizaje Automatizado supervisado y no supervisado.

El Aprendizaje Automatizado supervisado involucra dividir los datos en dos grupos: uno de “entrenamiento”, donde se asigna una clase a cada punto de información y otro set de “clasificación”, donde a partir de la “enseñanza” o asignación de clases que se hizo previamente con el otro grupo de datos se procede a asignar una clase a cada punto de este segundo set.

Posteriormente, el intérprete se encarga de verificar cuantitativamente el desempeño de su algoritmo al hacer balance entre aciertos y errores (matriz de confusión). Un ejemplo de esta técnica, es la clasificación taxonómica de fósiles a partir de fotografías de secciones pulidas (Pires De Lima *et al.*, 2019).

Aprendizaje Automatizado no supervisado es una técnica donde el intérprete no provee de una clasificación al modelo. En cambio, el algoritmo se encarga de reconocer patrones naturales en los volúmenes de información seleccionados como datos de entrada y descubre como agruparlos dependiendo de las similitudes entre puntos de información. Este resultado debe ser analizado por el intérprete quien asigna una clase a los grupos generados por el software. Este método es utilizado en casos de estudio donde se requiera reconocer patrones invisibles en primera instancia para el ojo humano que puedan tener significado interpretativo.

En el campo de las geociencias ambas metodologías se han utilizado principalmente en análisis de facies para caracterización de reservorios usando diversos tipos de datos de entrada como registros de pozo, imágenes de microscopio o de núcleo e información sísmica (Ferraretti *et al.*, 2012).

La elección del flujo de trabajo depende de las necesidades del intérprete y de la calidad de la información. Generalmente, en áreas con clasificación menos detallada y donde la geología local es bien comprendida se prefiere usar técnicas supervisadas pues el objetivo es acelerar el mapeo, pero el analista solo obtendrá resultados con las clases que introdujo. Por el contrario, el no supervisado es capaz de reconocer cuantas clases como el algoritmo permita, lo cual lo hace más atractivo para el análisis de facies sísmicas en áreas relativamente inexploradas o de ambientes depositacionales complejos que requieran análisis detallado de elementos arquitecturales.

### 5.2.2 Aplicación de Aprendizaje Automatizado a facies sísmicas

Las facies sísmicas son grupos de reflexiones sísmicas basados en la amplitud, frecuencia, reflexión, geometría y continuidad. En el pasado, el mapeo de facies sísmicas y su clasificación consumía mucho tiempo pues debía ser realizada manualmente por un experto. Este inspeccionaba lateral y verticalmente los volúmenes sísmicos y correlacionaba el carácter sísmico a otras fuentes de información como registros de pozo o núcleos de perforación (Roy, 2013). Sin embargo, hoy en día, el uso de Aprendizaje Automatizado no supervisado el proceso es más ágil. La visualización de estos mapas permite identificar más fácilmente los diferentes elementos arquitecturales, produciendo una imagen íntegra de ambientes depositacionales y heterogeneidad de reservorios.

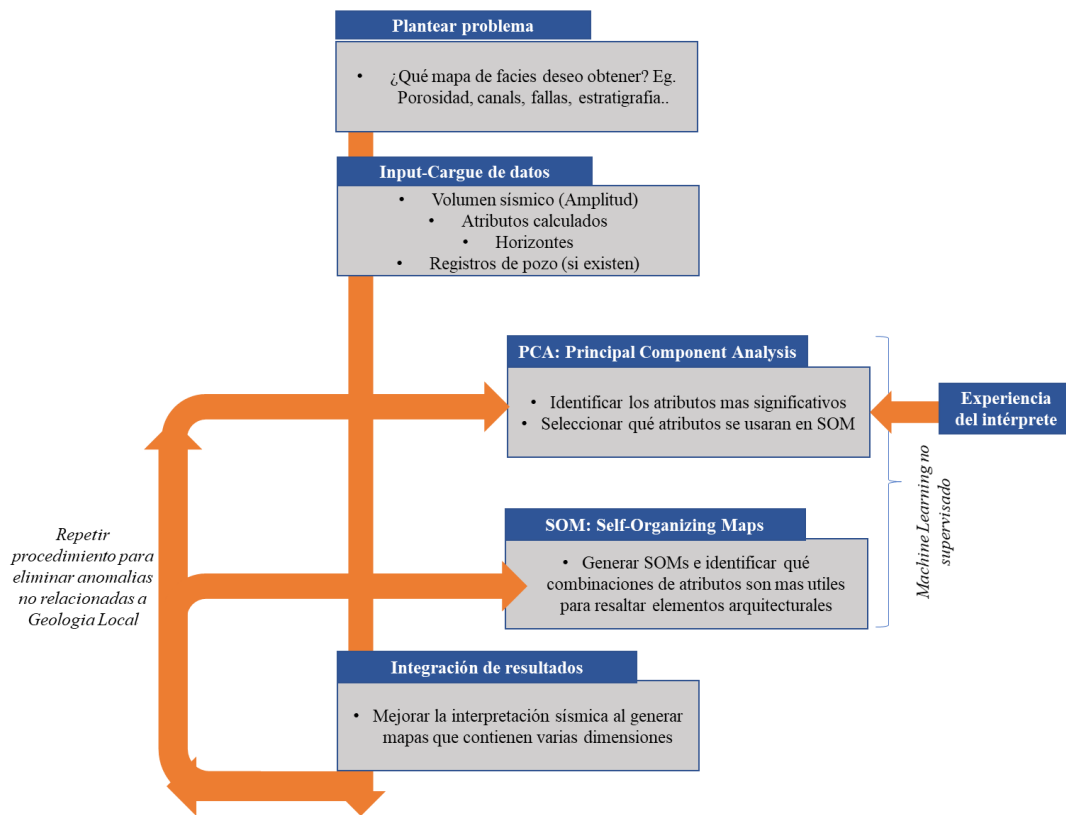
El flujo de trabajo utilizado en el presente estudio sigue la metodología recomendada por los desarrolladores de software Paradise de Geophysical Insights (Roden *et al.*, 2015; Sacrey & Roden, 2014) ilustrado en la Figura 8. Esta metodología se divide en cuatro fases principales: primera, definición del objetivo de la clasificación, seguido del cargue de los datos, es decir, el volumen sísmico de amplitud, los atributos sísmicos calculados, registros de pozo y horizontes de interés.

La tercera fase es la aplicación de técnicas de *Machine Learning* no supervisado y se subdivide en dos etapas: el Análisis de Componentes Principales o *Principal Component Analysis* (PCA) y análisis de Mapas autoorganizados o *Self-organizing maps* (SOM). PCA es usado como selector de los atributos más importantes para después introducir dichos volúmenes en el SOM, que genera un mapa de facies sísmicas. Este flujo puede repetirse si los resultados del SOM no son satisfactorios para interpretación, correspondiendo esto a la fase cuatro, la Integración de resultados. Cabe resaltar que el intérprete está en libertad de elegir cual serán los atributos para el SOM basado en su experiencia, incluso si no corresponde netamente a los resultados del Análisis

de Componentes Principales (*PCA*). Así también, no existe una combinación perfecta de atributos sísmicos y el intérprete debe tener conocimiento claro del objetivo de la caracterización y de cuáles atributos realzan las diferencias entre clases.

### Figura 8.

*Flujo de trabajo para el análisis de facies sísmicas usando aprendizaje automatizado no supervisado.*



*Nota.* Modificado de Roden *et al.* (2015).

#### 5.2.2.1 Principal Component Analysis (PCA): Análisis de componentes principales.

Es una técnica matemática lineal usada para reducción y correlación que transforma una distribución multivariable en combinaciones lineales ortogonales entre sí, de las variables originales denominados Componentes Principales (o *eigenvectors*), sin perder calidad en la

información (Barnett, 2020). Este análisis es esencialmente una herramienta de reducción de dimensionalidad y se basa en la suposición de que la mayoría de las señales están concentradas en los primeros componentes mientras que los últimos componentes corresponderán a ruido (Zhao, 2017). Es decir, al introducir un grupo de volúmenes de atributos sísmicos, PCA puede identificar qué atributos tienen la mayor variabilidad, representada por los primeros componentes principales y sugiere que las combinaciones de dichos atributos pueden identificar mejor los elementos geológicos de interés (Roden *et al.*, 2015).

Los intérpretes se encargan de inspeccionar cuales atributos se relacionan a los primeros componentes (generalmente los primeros dos o tres) para después introducir dichos volúmenes en el análisis de Mapas autoorganizados (*Self-organizing maps*). La selección de estos atributos es la clave para obtener un producto útil para interpretación (Barnes & Laughlin, 2002) e idealmente se debe escoger la menor cantidad de atributos (Barnes, 2007; Zhao *et al.*, 2015).

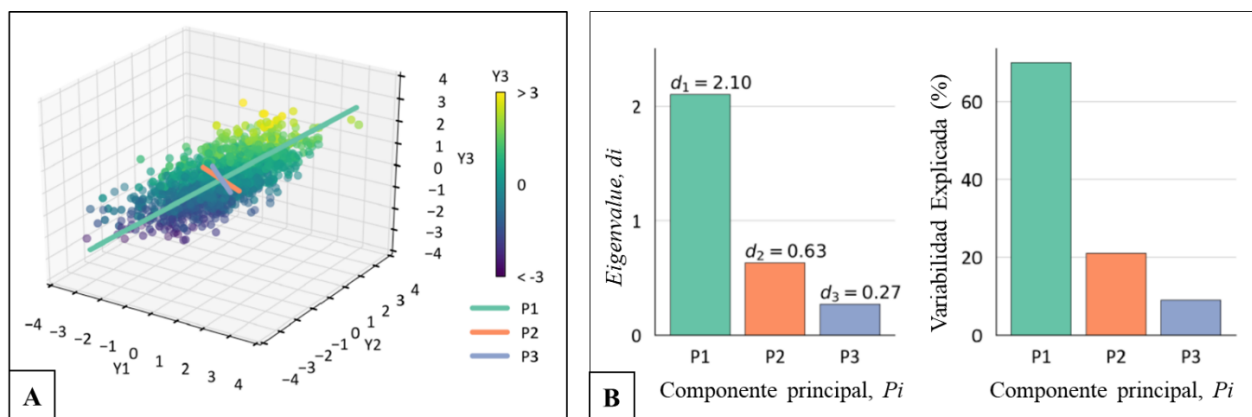
**5.2.2.1.1 Concepto matemático del PCA.** En la Figura 9A, se grafican tres atributos (Y1, Y2, Y3) cada uno representando una dimensión. Inicialmente, se identifican “grupos” donde se concentran puntos y se calcula el centroide (promedio de Y1, Y2, Y3). Se traza un eje en cierto ángulo y se proyectan todos los puntos de atributos a dicho eje. Dependiendo del ángulo, los puntos se distribuirán de manera diferente sobre el eje. PCA se encarga de hallar el ángulo donde existe mayor variabilidad de distancias al centroide. Esta dirección corresponderá a la dirección del componente principal, también llamado primer “eigenvector”. El valor de la variabilidad de dicho vector se denomina “eigenvalue” (Roden *et al.*, 2015; Roden & Chen, 2017). En la Figura 9B se ilustra un diagrama de barras que muestra los *eigenvalues* y la variabilidad explicada para

componente principal. Nótese que el primer componente tiene el *eigenvector* más alto y por ende explica la mayor variabilidad de la información (dada en porcentaje).

En la aplicación de esta técnica, el software revela para cada componente principal cuál es el “aporte” en porcentaje de cada atributo a la variabilidad, siendo los de mayor porcentaje los más indicados para ser usados en el análisis de Mapas Autoorganizados (SOM).

### Figura 9.

*Representación de conceptos asociados al Análisis de Componentes Principales.*



*Nota.* A) Gráfico de tres variables (atributos) mostrando la distribución en la información en el espacio atributo. Se indica la dirección de los primeros 3 componentes principales (P1, P2, P3) B) Diagrama de barras de los eigenvalues y la variabilidad explicada de la información para cada componente principal. Modificado de Barnett (2020).

**5.2.2.2 Self-organizing maps (SOM): Mapas auto-organizados.** Una vez se reconocen cuáles son los atributos que proveen más información para el caso de estudio, el siguiente paso requiere que se realice reconocimiento de patrones y su respectiva clasificación. *Self-organizing maps* (SOM) es una técnica de Aprendizaje Automatizado no supervisado que “transforma” los volúmenes de atributos en volúmenes de clasificación y probabilidad (Roden *et al.*, 2015; Roden

& Chen, 2017). En 1982 Kohonen desarrolló esta técnica como una herramienta no lineal de agrupación y de reconocimiento de patrones a través del uso de redes neuronales no supervisadas. El objetivo de usar Mapas Autoorganizados SOM es resolver el problema humano de la visualización de más de tres dimensiones en una sola imagen e ilustrar similitudes entre los datos (Roden *et al.*, 2015) produciendo un mapa 2D que grafica las similitudes entre datos al utilizar una paleta de colores gradual que designa cuerpos similares con colores similares.

**5.2.2.2.1 Concepto matemático del SOM.** Para el tratamiento de datos en técnicas de aprendizaje automatizado, los volúmenes sísmicos se descomponen en múltiples muestras o “puntos” que se localizan en el *espacio de atributo* donde son normalizados y estandarizados a una misma escala (Roden & Chen, 2017). Por cada volumen de atributo, existen X números para cada muestra. En el espacio atributo también existen múltiples muestras denominadas *neuronas*. Estas neuronas se encargan de realizar agrupaciones naturales en los datos sísmicos en un espacio de X-dimensiones (siendo X el número de atributos) (Roden *et al.*, 2015; Roy, 2013; Wallet, 2014). Para efectos de visualización, se organizan en mapas estructurales 2D de forma hexagonal o rectangular preservando las relaciones espaciales entre ellas. Esto significa que dos neuronas que están adyacentes están asociadas a una respuesta similar en los atributos (Roy, 2013).

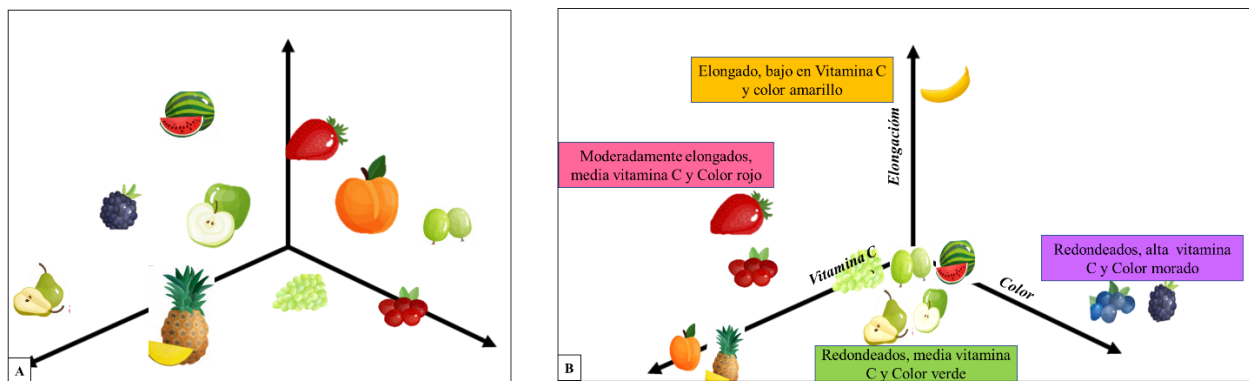
El SOM asigna unos valores iniciales a las neuronas y para cada muestra multiatributo encuentra la neurona más cercana midiendo la distancia euclidiana. Cuando se localiza la neurona más próxima, dicha neurona se mueve una corta distancia hacia el punto en cuestión. Las neuronas cercanas también se mueven para intentar clasificar otras muestras. Este proceso se repite para todas las muestras a analizar, completando así una “época” en el aprendizaje del SOM. La distancia que se mueven las neuronas en una época es un indicador del éxito del aprendizaje del SOM. El

proceso termina cuando el aprendizaje es mínimo, es decir, cuando la distancia desplazada es insignificante (Roden *et al.*, 2015).

Para ilustrar este algoritmo, se muestra como ejemplo la clasificación de frutas que son calificadas en tres aspectos: forma (elongación), color (organizados en el orden de espectro de frecuencias) y contenido de vitamina C (Figura 10). En una analogía al SOM para facies sísmicas, las neuronas están representadas por las frutas y las características corresponde a los atributos sísmicos (Roy, 2013).

**Figura 10.**

*Ejemplo de clasificación usando Mapas Autoorganizados (Self-organizing maps).*



*Nota.* En esta clasificación las frutas se califican en 3 aspectos: contenido de vitamina C, elongación y color. Previo a la clasificación se encuentran distribuidas en el espacio A) y posteriormente, se agrupan según sus similitudes B). Modificado de Roy (2013).

### 5.3 Principios de estratigrafía secuencial

La estratigrafía secuencial es el análisis de las sucesiones estratigráficas de paquetes de estratos genéticamente relacionados, los cuales se limitan por superficies cronoestratigráficamente importantes. El objetivo de este análisis es 1) inferir cambios en el nivel del mar, movimientos

tectónicos y tasas de sedimentación, 2) hacer predicciones de la distribución de las litologías y 3) identificar geometrías de los reservorios de hidrocarburos (Veeken, 2013).

La elaboración de un marco de estratigrafía de secuencias requiere de la integración de diversas fuentes de información tales como: imágenes sísmicas en las que se reconocen discontinuidades regionales, registros de pozo que proveen indicación de los cambios granulométricos e información bioestratigráfica de la que se extraen las edades de las discontinuidades reconocidas en sísmica.

En el presente estudio, se utilizó la metodología Vail (1987) para la identificación y caracterización de las discontinuidades regionales que se relacionan con límites de tiempo geológico. El reconocimiento de estas superficies permite trazar a lo largo del volumen sísmico isócronas sobre las cuales se pueden reconocer la distribución de las geformas en un mismo tiempo. Las terminaciones sísmicas definidas por Mitchum (1977) son útiles en la distinción entre un Límite de Secuencias (*Sequence Boundary*) y una Superficie de Máxima Inundación (*Maximum Flooding Surface*), que a simple vista en la sísmica se observan como discontinuidades entre paquetes de reflectores (Figura 11).

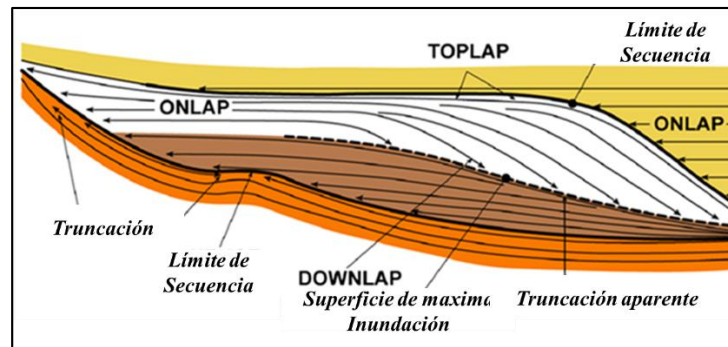
Los Límites de Secuencias (LS) representan límites en el tiempo geológico y se forman por eventos erosivos o ausencia de sedimentación (Tortopoglu, 2015). Como su nombre lo indica, esta superficie marca el final de una secuencia y el comienzo de otra. Se relacionan a terminaciones *onlap*, *toplap* y truncaciones. En los registros de pozo, se identifican por valores bajos en el gamma ray.

En contraste, las superficies de máxima inundación (SMI) son generadas por elevación del nivel del mar y en sísmica son identificadas por las terminaciones *downlap* y truncaciones

aparentes. En los registros de pozo, se localizan suprayaciendo la “sección condensada”, caracterizada por sus valores altos en el gamma ray.

**Figura 11.**

*Diagrama de identificación de superficies de interés estratigráfico a partir de terminaciones sísmicas*



*Nota.* Límites de Secuencias (*sequence boundary*) y Superficies de Máxima Inundación (*maximum flooding surfaces*). Modificado de Mitchum (1977).

Adicionalmente, la expresión geomorfológica y su distribución tiene relación con el cambio en el nivel del mar y permite identificar cambios en las condiciones ambientales dentro de los paquetes de reflectores limitados por los LSs y SMIs. Weimer *et al.* (2007) diseñaron un esquema donde se establece la relación entre los cambios en el nivel del mar y los elementos arquitecturales que se producen como consecuencia de esas variaciones (Figura 12).

En esta curva también se demarcan los *systems tracts* que son subdivisiones de una secuencia que abarcan paquetes genéticamente relacionados. El *Falling Stage System Tract* (FSST) comprende la primera parte de la caída del nivel del mar donde es común encontrar depósitos de masa transportada (en inglés *Mass Transport Deposits* MTD), sistemas de canales

trenzado (*braided*) y sistemas de canal-dique (*levee*). Es importante destacar que los MTDs son depósitos que se pueden producir bajo diversos mecanismos ajenos a una variación en el nivel eustático por efectos de sismos, de activación de fallas o de diapirismo (Posamentier & Martisen, 2010; Wood, 2007). Sin embargo, los MTDs de grandes extensiones se asocian a inestabilidad de la plataforma por efecto de aumento en la tasa de sedimentación (Posamentier & Allen, 1993) y por ende se toman en consideración en el marco estratigráfico. En el registro Gamma Ray, el *Falling Stage System Tract* no tiene una respuesta específica y requiere de la interpretación sísmica como soporte. Por ejemplo, si se trata de un depósito de masa transportada, el gamma ray será distintivamente alto por el contenido de lodo. Caso contrario, si el registro atraviesa un sistema de canal-dique donde la litología es predominantemente arenosa.

El *Lowstand System Tract* (LST) se asocia a depósitos de abanicos submarinos y comprende el lapso de tiempo con mayor descenso en la elevación del mar. Los valores en el registro gamma ray son generalmente bajos y uniformes como consecuencia de la homogeneidad en la composición arenosa de los abanicos submarinos.

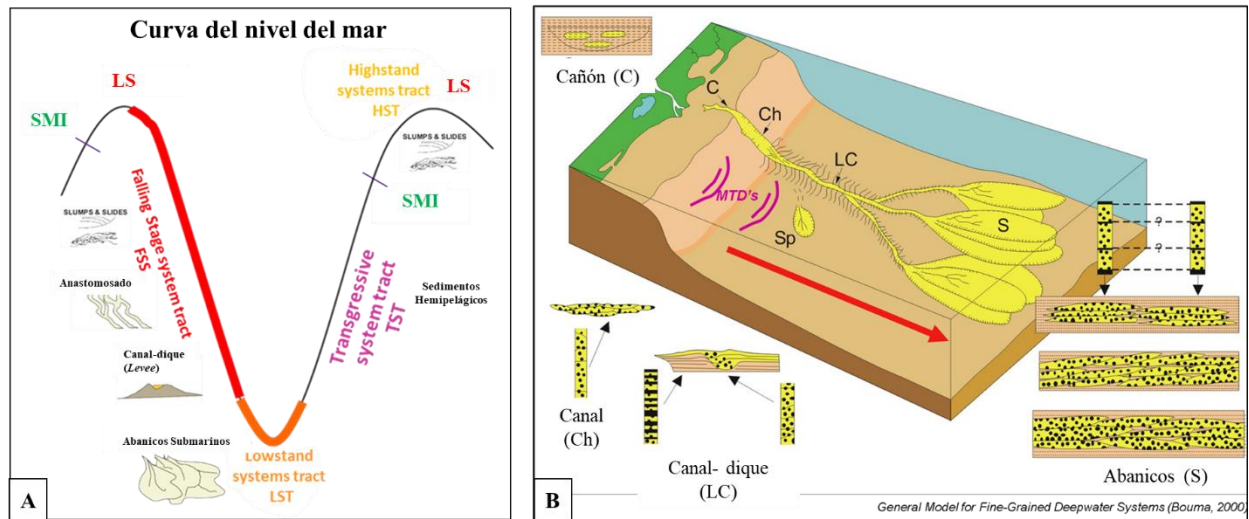
El *Transgressive System Tract* (TST) marca el inicio de la transgresión donde gradualmente va aumentando el nivel del mar hasta alcanzar un máximo (Superficie de Máxima Inundación SMI). Esta superficie se reconoce al tope de la “sección condensada” que corresponde a un nivel de shales hemipelágicos que se deposita uniformemente a escala regional (Weimer *et al.*, 2007). En el registro gamma ray, el TST se reconoce por electrofacies de “campana” que indican un aumento gradual en el contenido de lodo.

La parte final de la secuencia corresponde al *Highstand System Tract* (HST) que produce cuando las tasas de acumulación exceden la tasa de aumento en el nivel eustático. En esta secuencia se generan elementos arquitecturales como MTDs y se reconocen en sísmica como paquetes

progradacionales que tienen terminaciones *downlap* sobre la infrayacente SMI. En los registros gamma ray se identifican por electrofacies tipo “embudo”, es decir, un segmento grano-creciente.

**Figura 12.**

*Curva del nivel del mar y elementos arquitecturales asociados.*



*Nota.* A) Curva del nivel del mar con los elementos arquitecturales asociados a cada system tract. Modificado de Weimer *et al.* (2007). B) Bloque diagrama de los elementos arquitecturales de ambientes de agua profunda. Modificado de Bouma (2000).

## 6. Resultados

### 6.1 Trazo/Mapeo de horizontes (*Horizon Picking*)

En configuraciones como el segmento cenozoico de la cuenca North Carnarvon, donde han ocurrido múltiples eventos erosivos, la visualización de elementos contemporáneos requiere del mapeo de horizontes que limitan paquetes de estratos con expresión sísmica similar. En el área de estudio se trazaron cuatro horizontes denominados del más antiguo al más reciente como CzU1,

CzU2, CzU3 y CzU4 siguiendo la nomenclatura y metodología de Yang & Elders (2016). Estas superficies representan discontinuidades mayores que se pueden extrapolar a lo largo de toda la cuenca North Carnarvon y corresponden a topes de las unidades cenozoicas (Yang & Elders, 2016). El trazo se corroboró con la información de topes del pozo Clio-1 y Euryale-1.

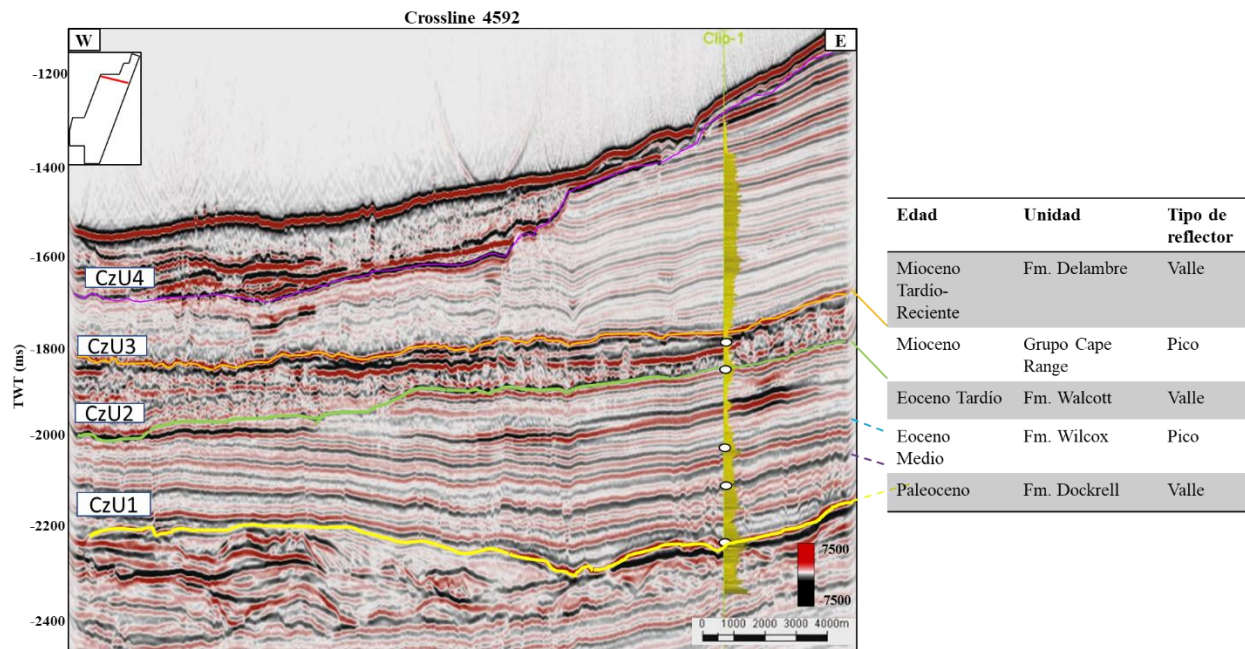
Los horizontes pueden corresponder a un *pico* o a un valle y su trazo en el software Petrel 2018 se realizó utilizando la opción *manual picking* teniendo en cuenta su discontinuidad. Cabe anotar que en la zona no se identificaron fallas con desplazamiento significativo por lo cual no se tomó en consideración en el mapeo de horizontes.

En la Figura 13, se muestra un perfil de amplitud (Crossline 4592) con el trazo de los horizontes mencionados. También se indican los topes de las unidades cenozoicas en el pozo Clio-1. Nótese que los topes de las Formaciones Wilcox y Dockrell no fueron mapeados pues no muestran un patrón sísmico contrastante.

El paquete sísmico comprendido entre los horizontes CzU1-CzU2 se caracterizan por ser reflectores paralelos, subhorizontales y continuos de amplitud moderada. Corresponde a las Formaciones Dockrell, Wilcox y Walcott. El segundo grupo de reflectores (CzU2-CzU3) es caracterizado por un patrón más discontinuo con amplitudes moderadas a bajas que incrementan su heterogeneidad al oeste del volumen sísmico. Los reflectores limitados por las superficies CzU3 y CzU4 son paralelos, subhorizontales y continuos de amplitud baja, aunque sobre el sector oeste se observan discontinuos. El intervalo más somero (CzU4-Fondo Marino) se limita en su base y tope por reflectores continuos de amplitud alta mientras que la zona central es caótica de amplitud baja.

**Figura 13.**

*Sección sismoestratigráfica de las unidades cenozoicas del área de estudio (Crossline 4592)*



*Nota.* Se muestran los topes de las formaciones en pozo Clio-1 y los horizontes mapeados (CzU1, CzU2, CzU3, CzU4).

## 6.2 Caracterización Geomorfológica: Acercamiento desde el análisis multiatributo convencional

La caracterización geomorfológica se llevó a cabo utilizando principalmente *horizon slices* (sección de horizonte), *time slices* (secciones de tiempo) y *phantom horizons* (horizontes fantasmas) de atributos geométricos, de acentuación de amplitud y texturales que realzan las propiedades de los elementos arquitecturales de interés junto con sus respectivos perfiles de amplitud. El objetivo de esta caracterización es identificar aspectos como: la dirección de depositación, litología dominante, localización respecto de la paleo-plataforma, dimensiones y relaciones espaciales que permita identificar los elementos arquitecturales para posteriormente comparar su ubicación

respecto de los límites de secuencias y validar el modelo estratigráfico. Se hace particular énfasis en los elementos: depósitos de masa transportada, abanicos submarinos, sistemas de canales-dique (*levee*) y sedimentos hemipelágicos por su relación genética con los cambios eustáticos.

El objetivo de esta caracterización también es reconocer cuáles son los atributos que mejor resaltan las diferencias entre elementos, ya que serán cruciales para la aplicación de Aprendizaje Automatizado no supervisado presentado en la sección 6.3.

A continuación, se presenta una descripción de los elementos arquitecturales más importantes en orden estratigráfico (más antiguo a más reciente), a las cuales se les asigna un código de referencia compuesto por sus iniciales y un número. Esta nomenclatura debe ser tenida en cuenta en el capítulo de Estratigrafía Secuencial (sección 6.4).

### **6.2.1 Formación Dockrell: Depósitos de masa transportada tipo “Fall” y “trinchera rellena” (MTD 1)**

En la base de la sucesión cenozoica, en la inconformidad CzU1 que corresponde al contacto Cretácico-Cenozoico, se identificaron dos tipos de depósitos de masa transportada adyacentes: un *Fall* (Posamentier & Martisen, 2010) y un *megascour* o trinchera rellena (Moscardelli & Wood, 2008; Posamentier & Martisen, 2010). Ambos depósitos se forman en la parte externa de la plataforma donde aumenta su inclinación (Ver mapa TWT en Figura 14).

El *Fall* se caracteriza por mostrar dos comportamientos que son reconocibles en las secciones de horizontes (*horizon slice*) de *Negative Curvature K2* y *Coherence*: uno de carácter extensional (sobre el área proximal) y otro compresivo (zona distal) (Figura 14A). Sobre la zona proximal se aprecian lineamientos semi-circulares y paralelos entre sí que se extienden hacia el norte (zona más distal) y corresponden a las cicatrices del desplazamiento o superficies donde se

originó el depósito. En los perfiles de amplitud (Figuras 14B y 14C), se verifica que estos lineamientos son superficies cóncavas como bloques rotados que se desplazan en dirección a la cuenca y comprenden 3 de los 14 Kilómetros de extensión total del depósito. El componente compresivo del desplazamiento se observa sobre el área más distal y se relaciona al pie del depósito (*toe*) (Frey-Martínez, 2010; Weimer *et al.*, 2007), es decir la zona donde finaliza el desplazamiento. Se compone por reflectores con terminaciones *downlap* de amplitud baja.

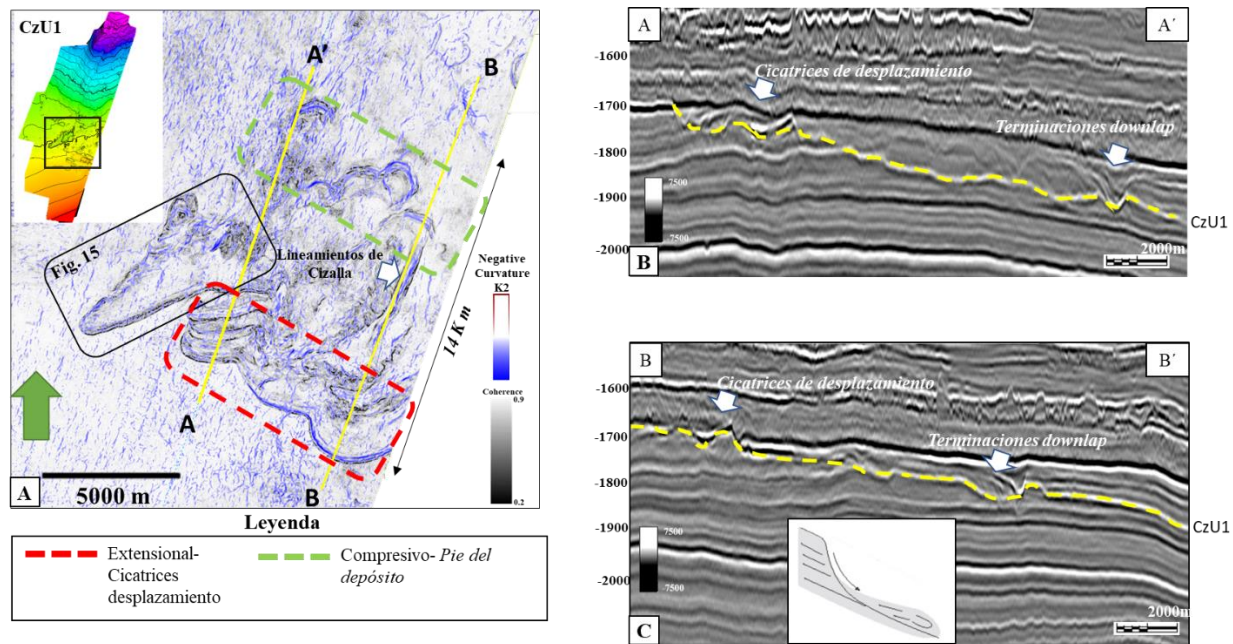
En las secciones de horizontes (Figura 14A) también se identificaron algunos lineamientos en dirección N-S dentro de este depósito de masa transportada que corresponden a lineamientos de cizalla o posibles vestigios de desplazamiento de bloques (*glide tracts*).

La génesis de este depósito de masa transportada está relacionada a la acumulación de sedimentos en la parte externa de la plataforma que por gravedad produce fallas cóncavas (comportamiento extensional). A medida que se desplaza hacia la cuenca va perdiendo velocidad exhibiendo un comportamiento más plástico (comportamiento compresivo). Posamentier & Martisen (2010) describen que los “Fall” se producen en litologías de grano fino y a diferencia de otro tipo de desplazamientos, la velocidad alcanza tasas de los m/s que le permite avanzar sobre superficies de bajo ángulo.

Es importante notar que en ambientes mixtos carbonatos-siliciclásticos, los depósitos de masa transportada tienen dimensiones mucho menores a los registrados en las configuraciones netamente siliciclásticas donde alcanzan escalas de los 100 km de largo (Moscardelli & Wood, 2008).

**Figura 14.**

*Depósitos de masa transportada en la base de la Formación Dockrell.*



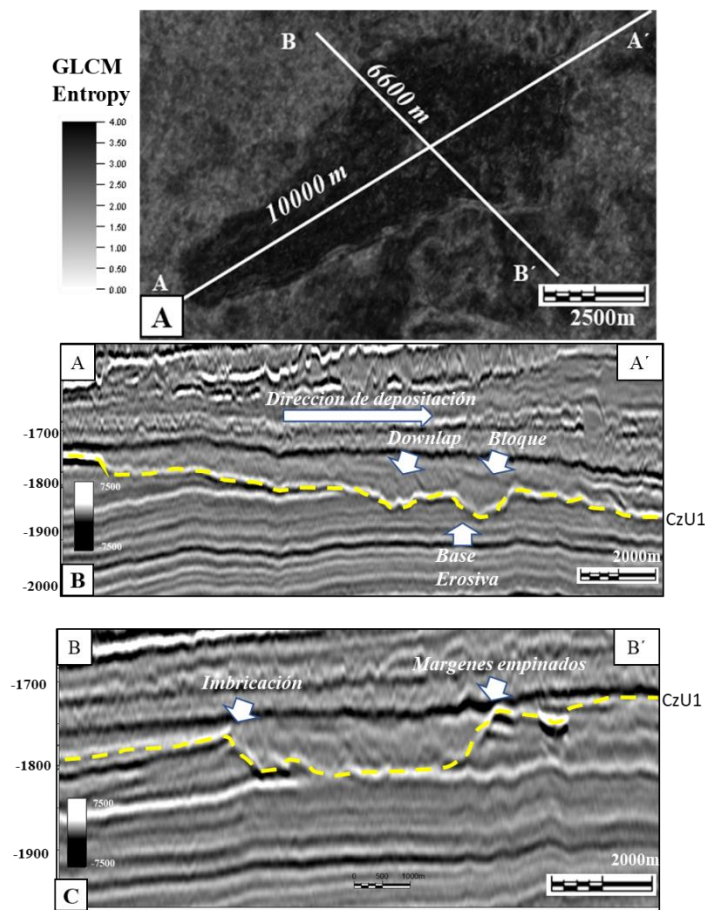
*Nota.* A) Horizonte aplanado (-2156 ms) de *Negative Curvature k2* y *Coherence* donde se distinguen los MTDs tipo “Fall” y “Relleno de trinchera”. B) y C) Perfiles de amplitud en las direcciones A-A’ y B-B’, respectivamente. Esquema tomado de Posamentier & Martisen (2010).

Adyacente al depósito previamente descrito, se identificó un *megascour* (Moscardelli & Wood, 2008) también denominado “trinchera rellena” en la nomenclatura de Posamentier & Martisen (2010). En las secciones de horizonte (*horizon slices*) se observa como una cavidad con una geometría triangular de dimensiones de 10 kilómetros de largo y 6.6 km de ancho (Figura 14A, 15A). La Figura 15A muestra una vista en planta del atributo (horizonte aplanado) de GLCM *Entropy* donde se distingue que el relleno es altamente caótico (altos valores de GLCM). Este comportamiento se identifica también en los perfiles de amplitud (Figura 15B y 15C) donde la cavidad es limitada en su base por un reflector de amplitud alta con paredes casi verticales y es

rellenado por reflectores distorsionados de amplitud baja. El perfil en la dirección de máxima extensión (Figura 15B) muestra reflectores con terminaciones *downlap* sobre la base que se interpretan como indicadores cinemáticos de la deposición. Por el contrario, las secciones perpendiculares evidencian que los estratos en contacto con los márgenes de la cavidad están levemente imbricados por efecto de fricción (Figura 15C).

**Figura 15.**

*Depósito de masa transportada tipo “relleno de trinchera”*



*Nota.* A) Horizonte aplanado de GLCM Entropy (-2060ms). Se distingue el carácter caótico en el interior de la trinchera B) y C) Secciones de amplitud en las direcciones indicadas A-A' y B-B'.

**6.2.1.1 Análogo moderno: Deslizamiento de Storegga, costa afuera de Noruega.** El deslizamiento de Storegga es un depósito producido por colapso gravitacional y se presume fue generado durante un único evento hace 8200 años (Færseth & Sætersmoen, 2008). Tiene una extensión de 155 Km de largo y 35 Km de ancho. El desplazamiento se clasifica como un *Slump* y se identifican dos comportamientos: un cuerpo rotado, próximo a las cicatrices de desplazamiento y un componente altamente deformado, localizado en la parte distal (Figura 16C). El sector proximal del *Slump* está compuesto de un gran bloque rotado que yace sobre una superficie cóncava orientadas hacia la parte más profunda del desplazamiento. En la vista en plata el inicio del depósito se observa como una línea arqueada, que corresponde a la cicatriz del desplazamiento (Figuras 16A y 16B). Por el contrario, la parte más distal está altamente deformada y dependiendo de la fisiografía del fondo marino puede desarrollar imbricaciones por la presión ejercida por gran volumen de sedimento desprendido. Para este caso de estudio, el mecanismo de generación se asocia a la inestabilidad de los sedimentos de la unidad infrayacente (Formación Naust), compuesta por lodolitas que durante la glaciación del Holoceno fueron sometidas a múltiples eventos sísmicos.

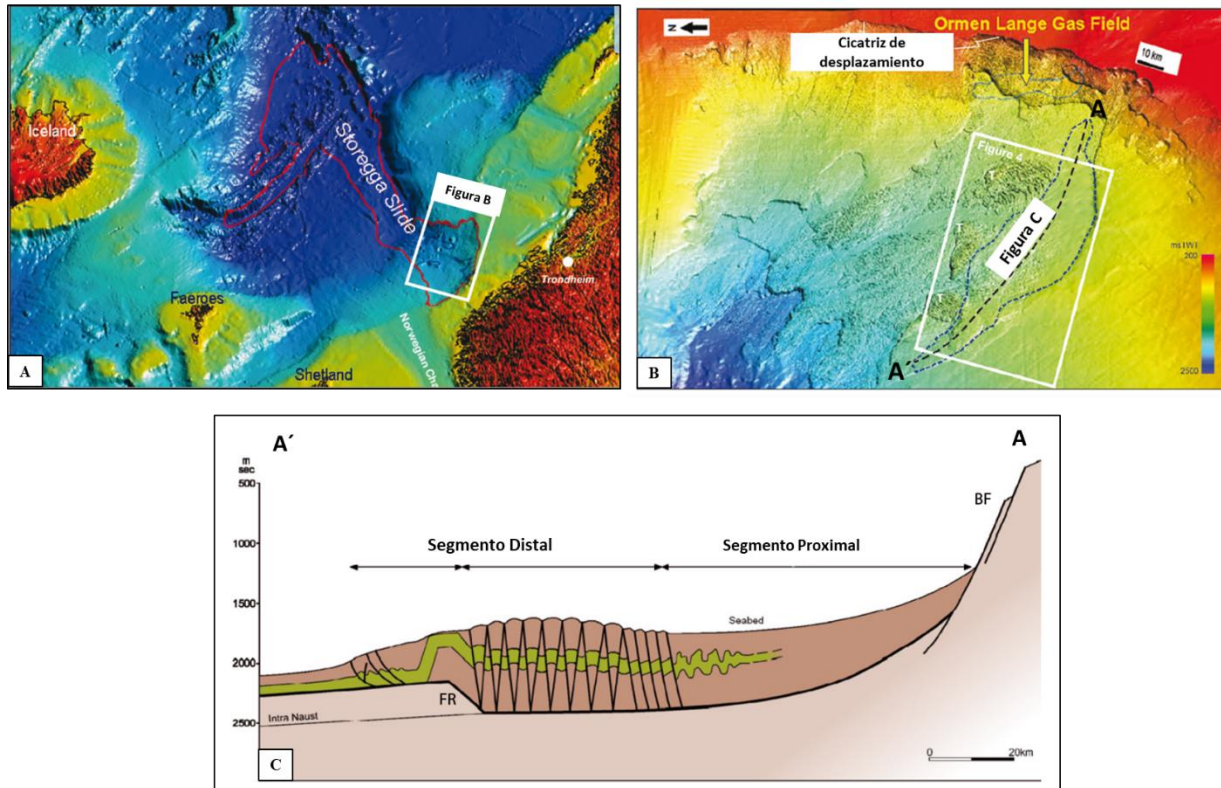
Este ejemplo ilustra ambos componentes observados en el MTD tipo “Fall” en la base del Cenozoico del área de estudio. Algunas diferencias importantes con el análogo moderno de Storegga son las dimensiones del depósito, el mecanismo de generación y las características del componente distal. Estas diferencias se asocian al ambiente de depositación y a la paleofisiografía del fondo oceánico. En el área de estudio, la parte distal del MTD no muestra imbricaciones pues no existían paleoaltos en el momento de la depositación.

Sin embargo, este análogo es útil para entender que los depósitos de masa transportada (MTD) a nivel generalizado muestran dos comportamientos. Uno de carácter extensional, que se observa

como bloques rotados y se ubica en cercanía a las cicatrices de desplazamiento y otro compresivo, donde se desarrollan imbricaciones por la presión ejercida por el sedimento. Este criterio es clave en el reconocimiento de estos depósitos a nivel global.

### Figura 16.

*Desplazamiento de Storegga, Noruega.*



*Nota.* A) y B) Localización del desplazamiento Storegga, costa-afuera de Noruega. C) Esquema de perfil del Slump. Se indican los dos comportamientos del desplazamiento: segmento proximal y segmento distal. Note los paleoaltos sobre la zona distal. Modificado de Færseth & Sætersmoen (2008).

### ***6.2.2 Formación Dockrell y Formación Wilcox: Grietas por Contracción (Shrinkage Cracks) relacionadas a deshidratación de calcilutitas y calcilimolitas (GC)***

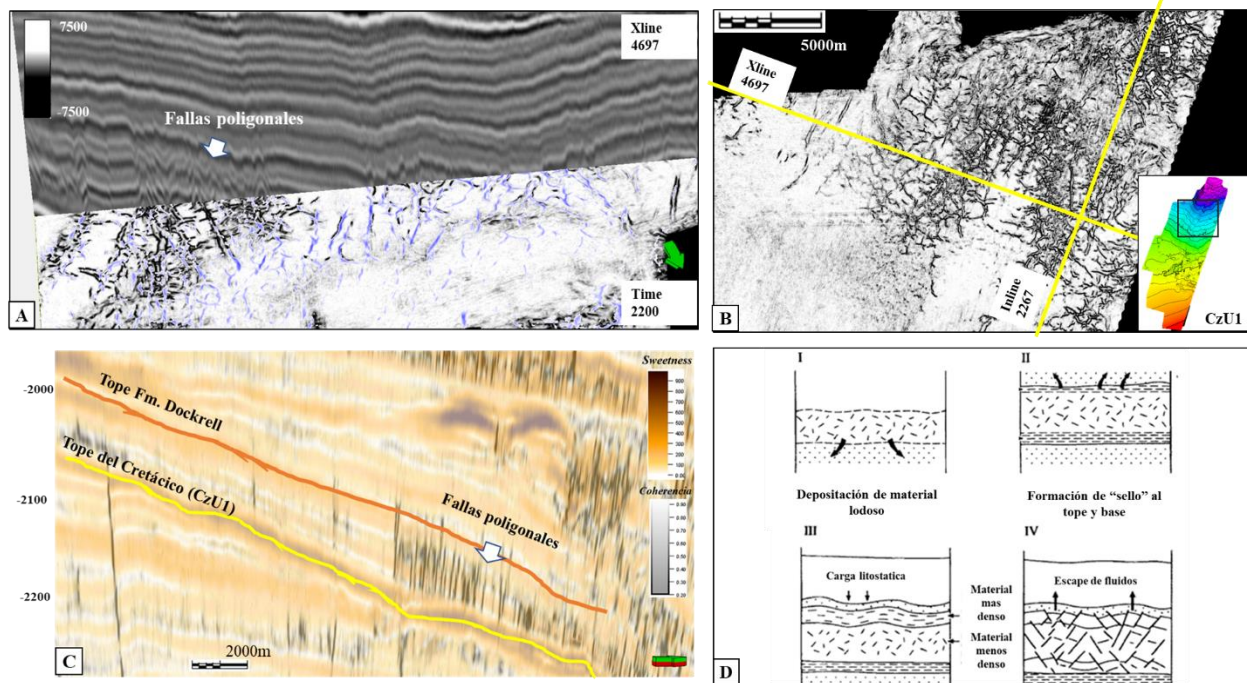
En la sucesión del Cretácico Superior y en parte de la base del Cenozoico (Formación Dockrell y en menor proporción en la Formación Wilcox), se identificaron fallas poligonales de bajo desplazamiento que se relacionan a grietas de contracción por deshidratación (*Shrinkage Cracks*). Este tipo de estructuras es común en litologías de grano muy fino, en este caso las calcilutitas y calcilimolitas de las Formaciones Limolitas de Gearle (Gearle Siltstone) de edad Cretácica Superior, Dockrell de edad Paleoceno y Wilcox de edad Eoceno. Estas litologías se interpretaron como sedimentos hemipelágicos.

En las secciones sísmicas se observan como múltiples fallas que se interceptan en forma de V aguda y aunque se concentran principalmente en la Formación Dockrell, algunas se extienden a la Formación Wilcox. En las secciones de horizonte, se detallan en los atributos de *Coherence* y *Negative Curvature K2* como discontinuidades que se interceptan en un patrón indefinido (Figura 17A y 17B). La Figura 17C muestra un perfil sísmico de *Coherence+Sweetness*, donde se aprecia que las fallas se concentran en litologías finas que corresponden a los colores más claros y en las zonas más profundas donde la compactación por carga litostática es mayor. La génesis de estas estructuras es la deshidratación de litologías de grano fino que durante su depositación contienen gran volumen de agua y por efectos de compactación rápida liberan el líquido formando estas fallas poligonales como conductos para expulsión (Plummer & Gostin, 1981). La Figura 17D muestra un esquema de la génesis de las fallas poligonales en ambientes de agua profunda modificado de Cartwright *et al.* (2003). Haciendo un paralelo entre el modelo de Cartwright *et al.* (2003) y la configuración del área de estudio, la Formación Dockrell (con mayor densidad de

fracturas) corresponde al intervalo de litologías de baja densidad y la Formación Wilcox (con menor número de fracturas) al material de mayor densidad que se deposita suprayacente.

### Figura 17.

*Caracterización de las grietas por contracción (Shrinkage Cracks).*



Nota. A) Diagrama en “silla” de Xline 4697 y sección de tiempo 2200ms de *Coherence + Negative Curvature K2*. B) Horizonte aplanado (horizonte CzU1) de atributo de curvatura. C) Perfil de *Sweetness+Coherence* (Inline 2267) donde se muestran las fallas poligonales con bajos valores de *Coherence* y se concentran en litologías más lodosas (Fm. Dockrell) que se resalta por los bajos valores en *Sweetness*. D) Modelo de formación de fallas poligonales de Cartwright *et al.* (2003).

### 6.2.3 Formación Wilcox y Formación Walcott: Depósito de masa transportada en canal (MTD2)

También en la base de la sucesión Cenozoica, al norte del cubo sísmico, se identificó un depósito de masa transportada acanalado (Posamentier & Martisen, 2010) que se resalta en las secciones de horizonte del atributo de *Coherence* por su aspecto caótico (Figura 18A). Sin

embargo, a diferencia de los depósitos de masa transportada previamente descritos, los perfiles sísmicos (Figura 18B) muestran que la base de este depósito está marcada por un reflector de alta amplitud en forma de V que se muestra como una truncación respecto de los estratos adyacentes. Este “valle” puede alcanzar dimensiones de hasta 16 kilómetros de ancho y se reconoce a lo largo de todo el sector norte del volumen sísmico. En algunos sectores se muestra cierta continuidad con los estratos adyacentes posiblemente por efectos de desplazamientos de las paredes del valle.

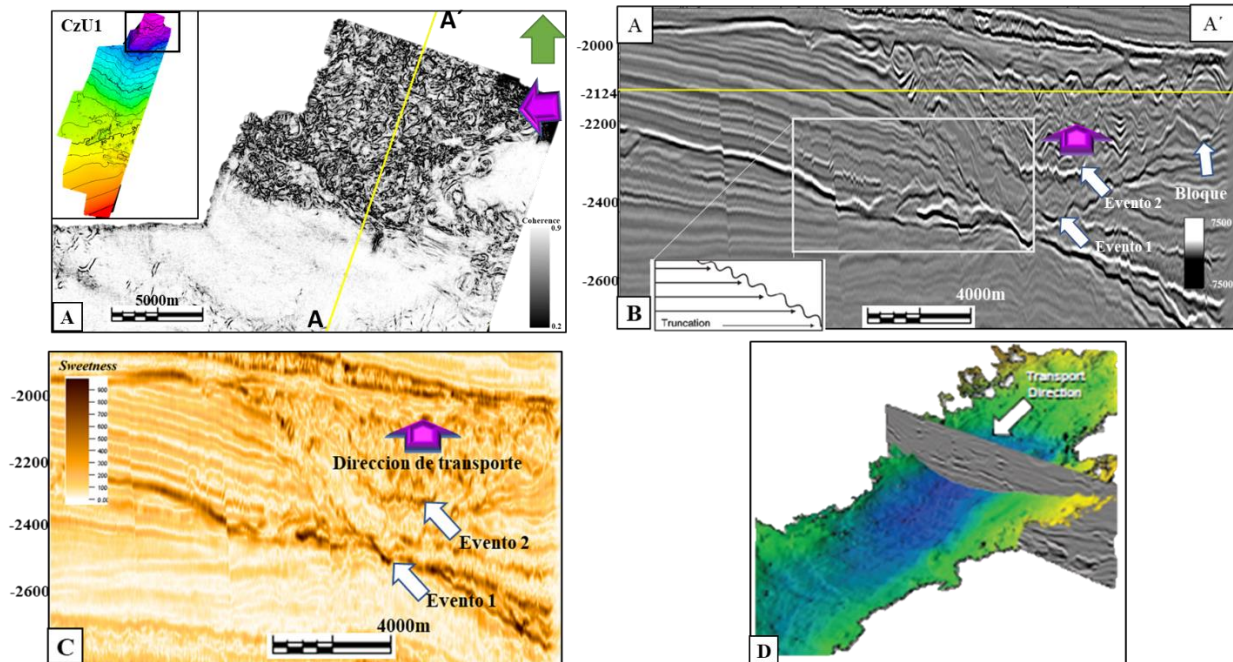
El relleno de esta estructura muestra dos comportamientos diferentes que se deben a eventos depositacionales distintos (evento 1; evento 2) que se amalgaman (Posamentier & Martisen, 2010). Hacia la base del depósito, los reflectores son muy distorsionados, ondulados y con amplitudes muy bajas; mientras que el paquete superior, aunque tiene un patrón sísmico similar las amplitudes son notablemente más altas (Figura 18B). En este segundo paquete se distinguen algunos bloques de grandes dimensiones que también se puede identificar en las secciones de tiempo de *Coherence* (Figura 18A).

La litología dominante son lodos como se interpretó en el atributo *Sweetness* por los valores predominante bajos con un nivel arenoso que limita los dos comportamientos previamente descritos (Figura 18C).

La dirección de depositación es perpendicular a la dirección del Inline, es decir de este-oeste, ya que se observa que la forma de valle esta mejor definida en la dirección Norte-Sur. Sin embargo, para una mejor determinación de la dirección de depositación es conveniente tener información de la paleo-fisiografía alrededor del Draeck 3D. En la Figura 18 D, se muestra un ejemplo modelo de este tipo de MTDs tomado de Posamentier & Martisen (2010), donde se aprecia que la dirección de depositación es perpendicular a la sección de máxima expresión del valle.

**Figura 18.**

*Depósito de masa transportada acanalado en las Formaciones Wilcox y Walcott.*



*Nota.* A) Secciones de tiempo de *Coherence* a -2124 ms. Se reconoce al norte del volumen sísmico. B) Perfil de amplitud dirección A-A' (inline 2067) donde se indica la truncación. Se marca también la ubicación de la sección de tiempo de la Figura A. C) Perfil de *Sweetness* dirección A-A' (inline 2067). D) Ejemplo de MTD acanalado. Tomado de Posamentier & Martisen (2010).

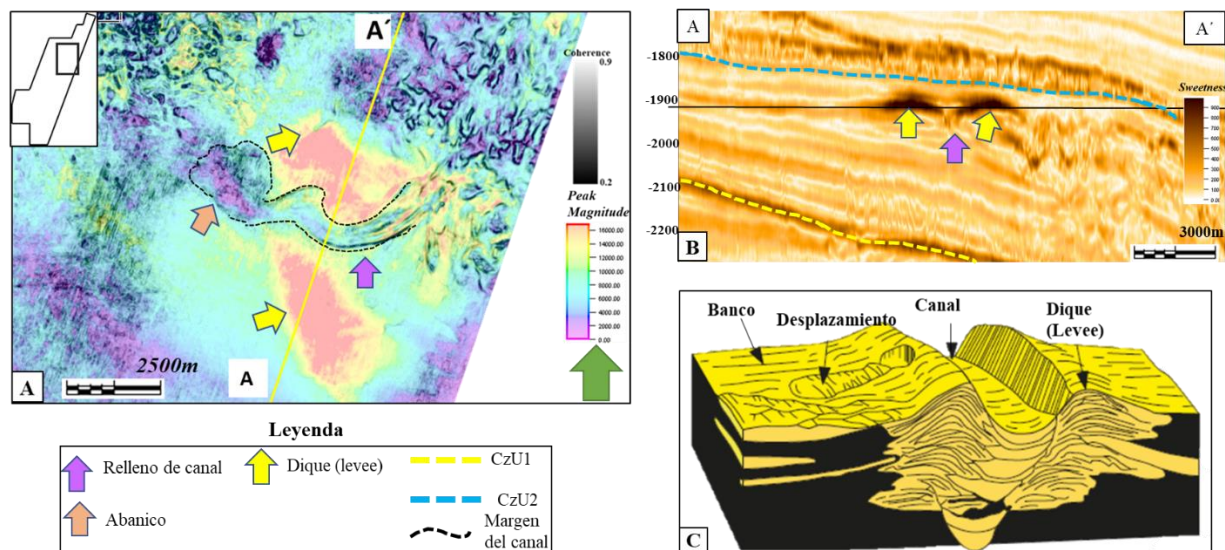
#### 6.2.4 Formación Walcott: Sistema de Canal-dique (*Levee*) (CD1)

Dentro de la Formación Walcott se reconoció en los perfiles de amplitud en dirección inline (NS) un sistema de canal-dique (*levee*) que se caracteriza por su geometría “ala de gaviota” (“*gull-wing*”) simétrica. En las secciones de tiempo se reconoce como un sistema de canal ligeramente sinuoso que se extiende de este a oeste y termina en un abanico de corta extensión. La extensión total observada del canal es de aproximadamente 7 kilómetros y los diques alcanzan los 2 kilómetros medidos desde el margen del canal.

Los atributos de *Coherence* y *Peak Magnitude* (Figura 19A) muestran los márgenes de los canales y sus depósitos dique adyacentes. Los diques se caracterizan por su estratificación gruesa (alto *Peak Magnitude*) mientras en interior del canal tiene un carácter opuesto. El atributo *Sweetness* (Figura 19B) muestra que los diques tienen litologías arenosas (alto *Sweetness*) y los rellenos canal son predominantemente lodosos. La Figura 19C muestra un esquema de los elementos que componen estos sistemas y su evolución. A diferencia de este modelo, el sistema canal-dique de la Formación Walcott no muestra una sucesiva depositación, por lo que se presume el sistema estuvo activo por un corto tiempo geológico, para después ser cubierto por sedimentos hemipelágicos.

### Figura 19.

*Sistema de canal-dique (levee) dentro de la Formación Walcott*



*Nota.* A) Sección de tiempo (1920 ms) de *Coherence* + *Peak Magnitude* que resalta los márgenes de los canales y el carácter de la estratificación. B) Perfil en dirección A-A' de *Sweetness*. Se resaltan los diques por sus valores altos en *Sweetness* y el relleno de canales con valores

intermedios-bajos. C) Bloque diagrama de un sistema de canal-dique. Modificado de Weimer *et al.* (2007).

**6.2.4.1 Análogo moderno: Sistema de canal-dique (levee) en Great Bahama Bank.** El primer análogo moderno de sistema canal-dique en ambiente carbonatado se registró en Great Bahama Bank (Mulder *et al.*, 2014). La caracterización de este sistema tenía como finalidad describir las diferencias entre los sistemas de canal-dique siliciclásticos (que son bastante conocidos) y este nuevo referente carbonatado.

Este sistema se observó en la parte baja de la plataforma donde los canales pasan de ser muy incisivos y rectos, en la parte más escarpada del talud marino, a moderadamente sinuosos, en la parte baja donde la inclinación disminuye (Figura 20A). En la sísmica se distingue por su geometría de “ala de gaviota” asimétrico de 4 kilómetros de ancho y 9 kilómetros de largo (Figura 20B); aunque a medida que profundiza se va perdiendo esta geometría y se observa más plana (Figura 20C). Mulder *et al.* (2014) describen que son muy similares a los sistemas canal-dique de los sistemas siliciclásticos, pero sus dimensiones son de un orden menor.

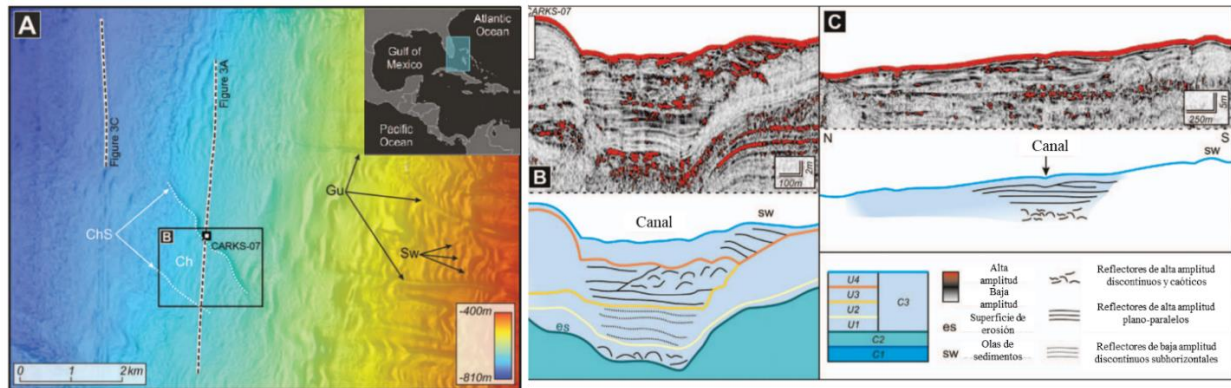
La fuente de sedimento del sistema tiene dos posibles hipótesis: 1) la depositación de un desplazamiento (MTD) que forma grandes volúmenes de sedimento que al ser diluidas en agua forman corrientes turbidíticas que son transportadas por los canales-dique hacia la base de la cuenca o 2) que los sistemas tengan una conexión con los canales incisivos (*gullies*) ubicados sobre la plataforma.

Respecto a la génesis de los diques se concluyó que es análoga a la de los sistemas siliciclásticos y ocurre cuando las corrientes turbidíticas rebasan el borde del canal formando una acumulación de material de mayor tamaño de grano en los márgenes en un proceso denominado

*overbanking*; o también se pueden formar en sistemas de canales meándricos que por fuerzas centrífugas expelen material arenoso sobre sus bordes.

Este análogo permite entender algunas características del sistema canal-dique en la Formación Walcott. Por ejemplo, (1) las dimensiones de ambos sistemas de diques (aproximadamente 4 kilómetros de ancho) son considerablemente menores a los análogos siliciclásticos que alcanzan anchos de hasta 30 kilómetros (Mulder *et al.*, 2014). Esta condición fue también descrita en los depósitos de masa transportada de la Formación Dockrell y sigue siendo una incógnita geomorfológica por resolver. (2) El origen del sedimento depositado dentro del canal es difícil de determinar para el sistema de la Formación Walcott, ya que no se observa la parte escarpada de la plataforma para identificar si hay conexión entre los canales incisivos y el canal-dique, o si por el contrario se originaron por corrientes turbidíticas que resultaron de movimientos en masa (MTD). Ambas alternativas pueden ser válidas.

Para una mejor comparación entre el análogo moderno y el sistema identificado en la sísmica sería conveniente obtener un cubo sísmico adyacente al este del Draeck 3D que permitiera visualizar la conexión del canal-dique con la plataforma.

**Figura 20.***Sistema de canal-dique en Great Bahama Bank*

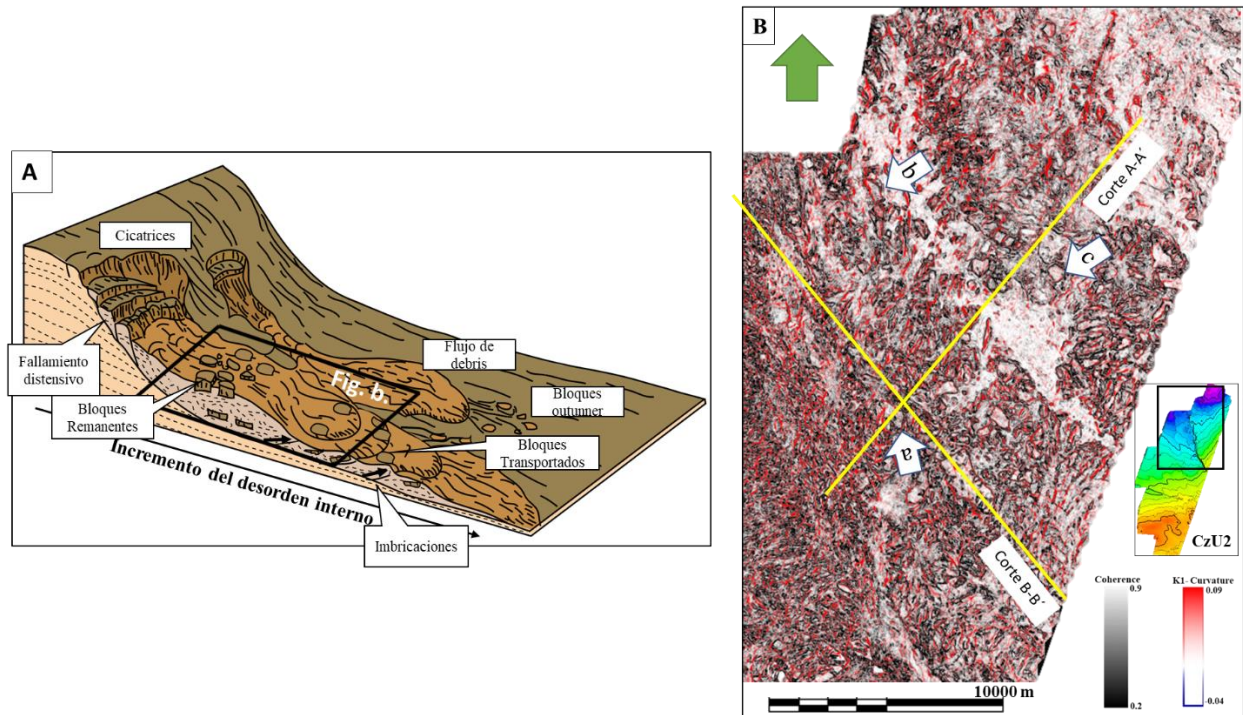
*Nota.* A) Localización en mapa de batimetría con sonda multi-haz del sistema de canal-dique en *Great Bahama Bank*. Ch: Canal; ChS: márgenes del canal; Sw: Olas de sedimentos; Gu: *gullies* (canales incisivos) B) Perfil de amplitud sísmica de este canal y su respectivo dique en los márgenes. El ancho del sistema completo es de aprox. 4 kilómetros. C) Perfil del sistema de canal a mayor profundidad donde ya no se observa la acumulación de sedimentos en diques. Modificado de Mulder *et al.* (2014).

### 6.2.5 Formación Calizas de *Treaella*: Depósitos de masa transportada con bloques (MTD3)

En la base de la superficie CzU2 se identificó un depósito de masa transportada (MTD) que cubre gran parte de la paleo-cuenca. El esquema de la Figura 21A es un análogo de las distintas facies de depósitos de masa transportada que se pueden producir en un contexto similar. En el área de estudio, se reconocieron las facies bloques remanentes y transportados y facies flujo de detritos (*debris flow*), como se resalta en el recuadro negro. La característica principal de este depósito son los bloques discretos de grandes dimensiones que se observan en los horizontes aplanados y secciones de tiempo de los atributos de *Coherence* y *Positive Curvature* (k1) (Figura 21B).

**Figura 21.**

*Esquema de los depósitos de masa transporta y vista en planta del depósito en la Formación Calizas Traella*



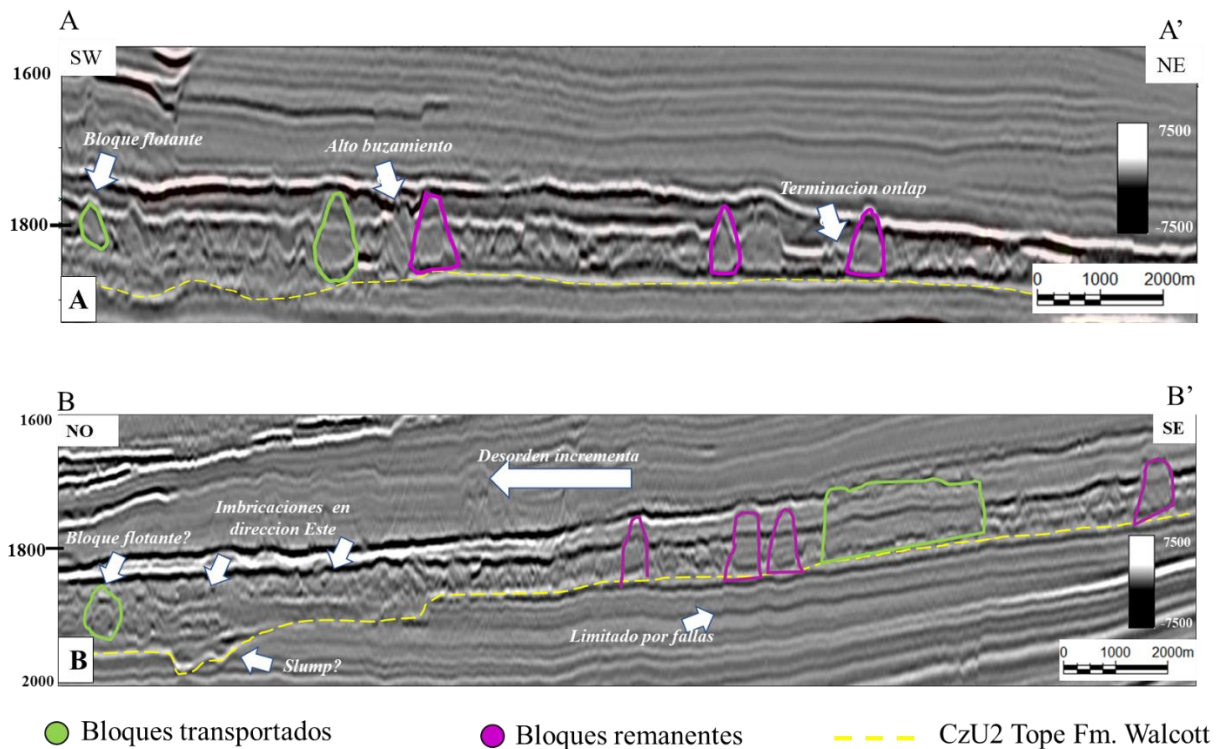
*Nota.* A) Esquema de las facies de depósitos de masa transportada MTD. Se muestran los dos tipos de bloques: remanentes y transportados. Note que los bloques remanentes aparecen generalmente en el sector proximal. Modificado de Kneller *et al.* (2016). B) Horizonte aplanado de *Coherence*+ *Positive Curvature K1* de horizonte CzU2 (-1804ms). Se distinguen los bloques por sus bajos valores de *Coherence* en sus márgenes y por sus valores positivos de *Positive Curvature* indicando morfología convexa.

Los perfiles sísmicos (Figura 22) evidencian que sobre el sector oriental los bloques preservan la estratificación original del área fuente y tienen un margen definido sobre el cual hay terminaciones *onlap* de los estratos depositados entre bloques. Por el contrario, en la zona

occidental los bloques están embebidos en reflectores caóticos de amplitud baja que se interpretó como la zona más distal del MTD o facies de flujo de detritos.

**Figura 22.**

*Secciones sísmicas de amplitud ilustrando los dos tipos de bloques*



*Nota.* A) Sección SW-NE. B) Sección NW-SE. Se resaltan bloques con alto buzamiento, bloques flotantes y bloques remanentes. El trazo de los cortes se indicó en la Figura 21.

Con el fin de determinar la dirección de desplazamiento de este depósito, en vista de que no se observan cicatrices de desplazamiento, se realizó una caracterización detallada de los bloques siguiendo la nomenclatura de Gamboa *et al.* (2011).

Se clasificaron en dos categorías: bloques remanentes y bloques transportados a partir de los resultados de cuatro atributos geométricos: *Coherence*, curvatura más positiva  $k_1$  y *Dip*

*Azimuth* y *magnitude*. Los atributos *Coherence* y *Positive Curvature* permitieron resaltar los bordes de los bloques y su morfología convexa, que los clasifica como paleo-elevaciones. Mientras *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* se incorporaron para resaltar los cambios estructurales internos de los bloques.

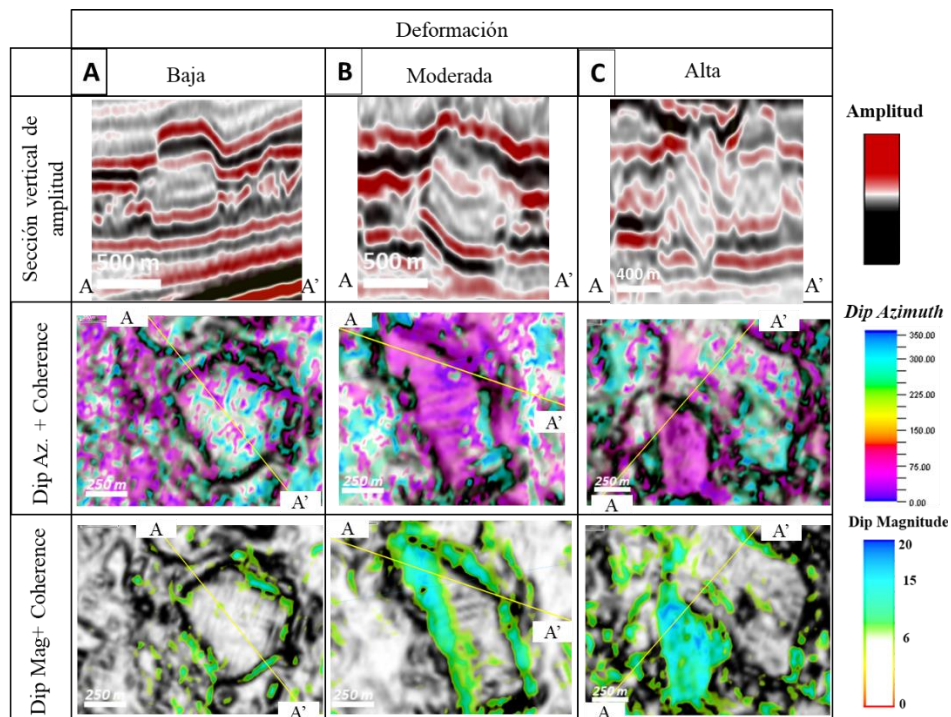
Los bloques remanentes son fragmentos preservados de los estratos infrayacentes, como se observa por su continuidad en el patrón sísmico con la Formación Walcott (Figura 19). Frecuentemente, se observan limitados por fallas con poco desplazamiento que se extienden desde la unidad infrayacente (Figura 22). En el análisis multiatributo, se observó que los bloques remanentes tenían valores bajos en la magnitud del buzamiento ( $<6^\circ$ ) y se inclinaban en dirección SE-NW (*Dip Azimuth*  $320^\circ$ ) (Figura 23A).

En contraste, los bloques transportados se caracterizan por ser trasladados lateralmente cuesta-abajo por efecto de la gravedad y dependiendo del grado de desplazamiento varía su deformación interna. Utilizando la clasificación de Gamboa *et al.* (2011) se identificaron tres tipos de deformación: baja, moderada y alta. En la Figura 23, se muestra un ejemplo representativo de cada tipo de deformación. La deformación baja (Figura 23A) es propia de bloques de gran tamaño localizados en la zona más proximal que sufrieron transporte menor y se diferencian de los bloques remanentes por la falta de continuidad con la Formación Walcott. La respuesta de los atributos *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* es muy similar a los bloques remanentes, luego es necesario diferenciarlos en secciones sísmicas.

Los bloques moderadamente deformados se caracterizan por presentar cambios internos en la magnitud del buzamiento formando pliegues sutiles como se muestra en la Figura 23B. Este comportamiento se resalta en los atributos *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* por los valores variados dentro de un mismo bloque.

Los bloques con deformación alta (Figura 23C) evidencian rotación debida a la formación de imbricaciones en dirección opuesta a la dirección de depositación como se muestra en el bloque diagrama de la Figura 21A. Estos bloques son más frecuentemente descritos en el sector más distal y están embebidos en las facies flujo de detritos donde aumenta la distorsión por el cambio en el ángulo de la plataforma. Los atributos *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* evidencian que los bloques buzanan hacia el noreste (azimut 40-75°) en ángulos mayores a 10°.

Para la determinación de la zona de proveniencia del depósito se tuvo en cuenta la orientación de los bloques con alta deformación, pues como se mostró en el esquema (Figura 21A), los bloques más deformados tienen una inclinación hacia el área fuente. A partir del análisis de los atributos *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* se identificó que la dirección de depositación es predominantemente NE-SW en un azimut aproximado de 220-250°, es decir dirección contraria al azimut dominante identificado en el atributo *Dip Azimuth* (40-75°). Sin embargo, no se descarta que hayan ocurrido múltiples flujos desde diferentes fuentes, ya que la superficie CzU2 (sobre la cual se deposita este MTD) muestra una inclinación hacia el NW. Si la paleofisiografía alrededor del cubo sísmico es uniforme, se infiere que parte del MTD fue depositado en dirección SE-NW.

**Figura 23.***Clasificación de la deformación de los bloques*

*Nota.* Ejemplos de bloques con diferentes grados de deformación: A) Baja, B) Moderada y C) Alta. Se muestran las vistas en planta de cada tipo de deformación de los atributos *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude*. Nótese que los bloques con mayor deformación exhiben valores más altos *en Dip Magnitude*. La ubicación de los bloques se muestra en la Figura 21.

**6.2.5.1 Análogo moderno: Toreva Block.** Para entender mejor el comportamiento de los bloques con la relación al desplazamiento se recurrió a un análogo moderno denominado “Toreva Block”, que a pesar de no ser un análogo submarino tiene un comportamiento muy similar al observado en sísmica.

El desplazamiento “Toreva Block” se localiza en la reservación Hopi-Indian al noroeste de Arizona, Estados Unidos y fue descrito por primera vez por Parry Reiche en 1937 quien identificó

un mecanismo de desplazamiento distintivo. Este se genera en configuraciones donde rocas de alta densidad como areniscas o calizas suprayacen un material menos resistente como lodolitas o limolitas, siendo estas últimas más susceptibles a erosión (Prince, 2019; Reiche, 1937). En el afloramiento (Figura 24), se observa como los bloques se ubican en la parte inferior del talud y conservan su estratificación interna del área de proveniencia, pero muestran cierta deformación. Además, se reconocen bloques remanentes adyacentes a los transportados que se distinguen por su bajo grado de buzamiento y por estar parcialmente cubierto con el material desplazado.

Otras características análogas a los resultados en las calizas Trealla es la rotación hacia atrás de los bloques transportados, es decir, contrario a la dirección de depositación. Este criterio fue esencial en la determinación de la dirección de depositación, ya que con la aplicación de atributos como *Dip Azimuth* y *Dip Magnitude* se puede caracterizar la disposición de los bloques e inferir una zona de proveniencia.

A diferencia del “Toreva Block”, la configuración donde se produjo el desplazamiento no se observa en el Draeck 3D, pero por la magnitud del desplazamiento se asume como consecuencia de un evento regresivo importante.

#### Figura 24.

*Imagen satelital del desplazamiento “Toreva block” en Arizona*



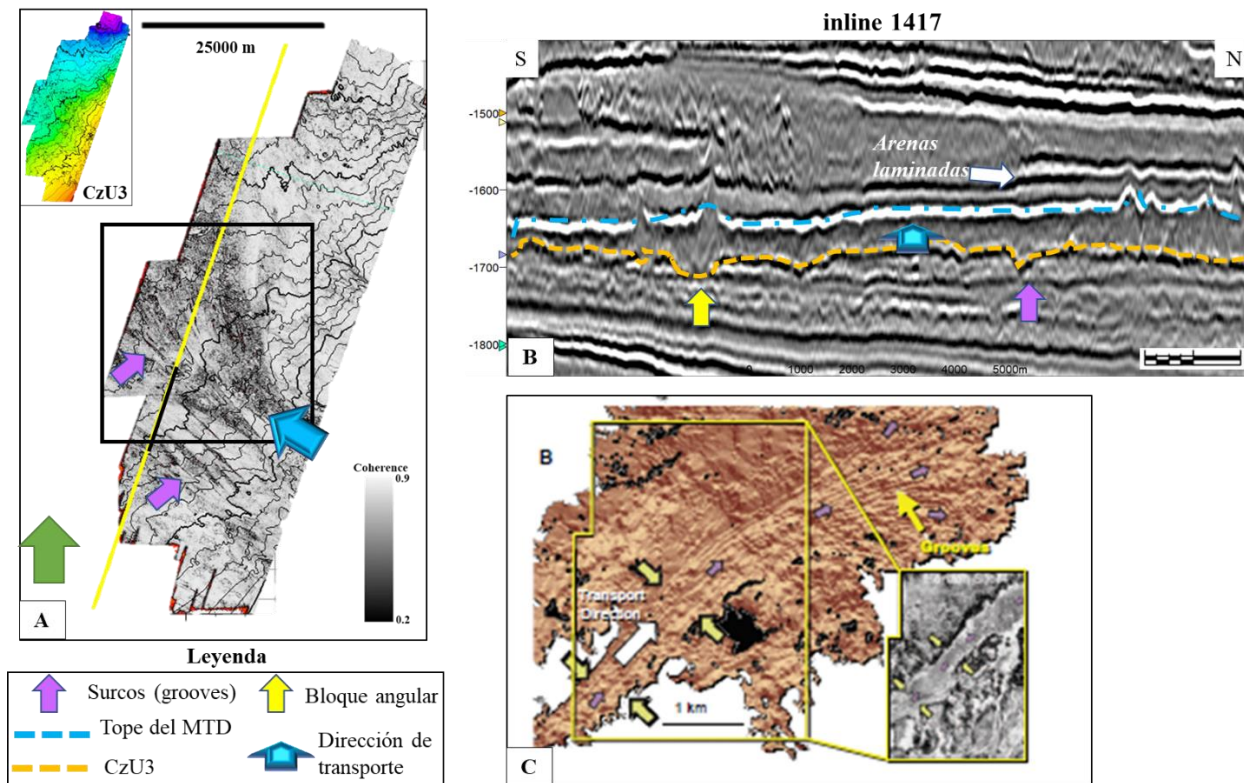
*Nota.* Tomado de Google Earth (36°36'20.18"N; 111°38'50.77"W).

### **6.2.6 Formación Delambre: Depósito de masa transportada con surcos basales (*grooves*) (MTD4)**

En la base de la Formación Delambre (horizonte CzU3) se identificaron una serie de surcos que son evidentes por la irregularidad en la superficie. La extracción del atributo *Coherence* sobre la superficie CzU3, resalta que los surcos o estriaciones se extienden en dirección este-oeste expandiéndose en forma lobular sobre el sector oeste. Se concentran en la zona central de la superficie y alcanzan longitudes de 25 km y profundidades de 30 milisegundos (Figura 25A).

En los perfiles sísmicos en dirección inline se aprecia que estos surcos son la base de un material caótico y de baja amplitud que corresponde a un depósito de masa transportada (MTD) con morfología lobular. También se observan algunos bloques angulares en la base del depósito que se alojan en el interior de los surcos (Figura 25B). Suprayacente a este depósito, se identificaron unos niveles de arenas laminadas caracterizados por su amplitud alta y configuración paralela.

Los surcos o *grooves* son geoformas comunes en la base de los MTD y son útiles en la determinación de la dirección de depositación (Posamentier & Martisen, 2010), ya que se originan por el arrastre de bloques o *tools* que erodan la superficie sobre la cual posteriormente se deposita el MTD. En este caso, se determinó que se transporta en dirección Este-Oeste, siguiendo el ejemplo modelo presentado por Posamentier & Martisen (2010) de este tipo de geoformas (Figura 25C).

**Figura 25.***Depósito de masa transportada con surcos basales*

*Nota.* A) Extracción de *Coherence* sobre la superficie CzU3 (base del MTD). Se distinguen los surcos por sus bajos valores de *Coherence*. B) Perfil de amplitud (inline 417). Se señalan bloques angulares. C) Ejemplo de surcos basales en Kalimantan, Indonesia tomado de Posamentier & Martisen (2010).

**6.2.6.1 Análogo moderno: Desplazamiento Brunei, Noroeste de Borneo.** Múltiples depósitos de masa transportada (MTD) con surcos basales han sido registrados tanto en ambientes antiguos (Draganits *et al.*, 2008; Gee *et al.*, 2005; Posamentier & Martisen, 2010) como en ambientes modernos (Gee *et al.*, 2007; Piper *et al.*, 1999). Para estos ejemplos, los autores han reconocido el desplazamiento de bloques angulares o planos como el mecanismo de formación de

estas geoformas. Uno de los análogos modernos más representativos es el deslizamiento Brunei en Borneo (Gee *et al.*, 2007). Este depósito cubre 1200 km<sup>3</sup> y tiene una historia depositacional compleja donde se registran bloques deformados de 500 a 1000 metros de largo embebidos en una matriz de detritos. Las imágenes sísmicas 3D (Figura 26A) han permitido caracterizar la base de este depósito donde se revelan estriaciones (o surcos) de 30 a 120 kilómetros de largo, anchos de 100-600 metros y profundidades de 10-30 m.

El mecanismo de formación de estas estriaciones se resume en tres fases como se ilustra en la Figura 26B. Durante la primera etapa (desprendimiento inicial), se desprenden gran cantidad de bloques (en este caso, bloques planares) que se deslizan por la plataforma. En la segunda fase (etapa transicional), la erosión de los bloques provocada por la tracción sobre el sustrato genera un frente de flujo de detritos que aumenta en proporción en la etapa tres (transformación del flujo), donde disminuye la fricción sobre el suelo oceánico. En este modelo, Gee *et al.* (2005) explica que en la parte más distal del depósito disminuye la proporción de surcos pues el contenido de lodo evita la fricción. Añade también que parte del volumen del MTD proviene de ese proceso erosivo entre los bloques y el sustrato.

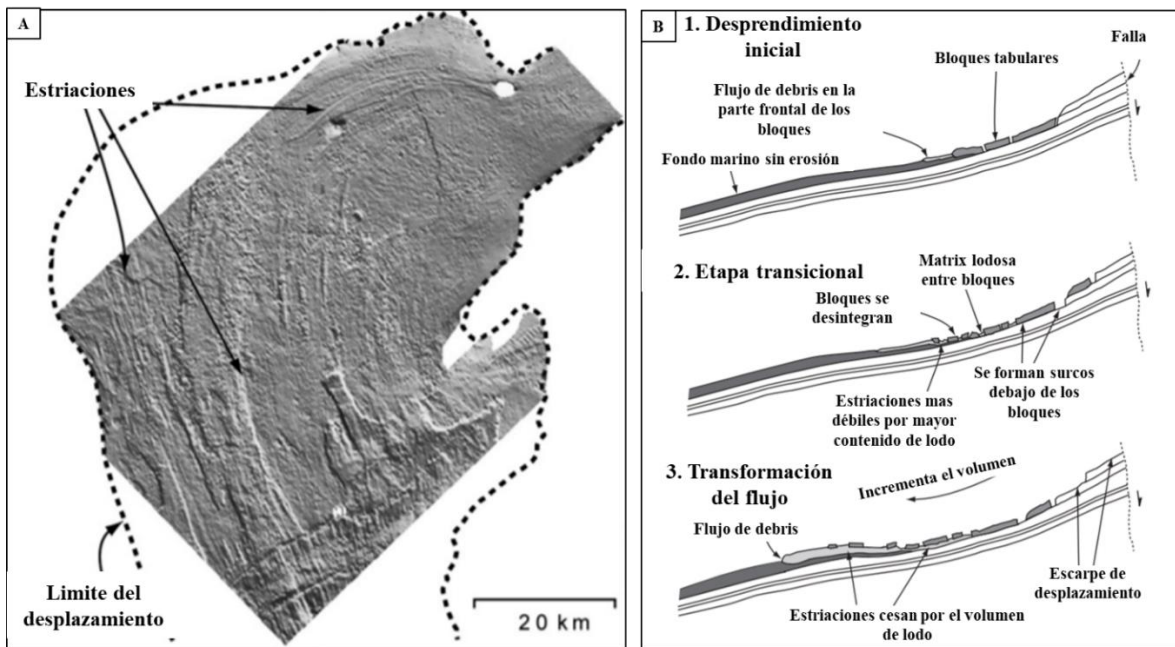
Este análogo moderno permite entender los procesos relacionados a la génesis del MTD en la Formación Delambre, como el mecanismo de erosión de los bloques durante la etapa más temprana de la depositación. A diferencia de la mayoría de los análogos, en el área de estudio, sí se conservan algunos bloques angulares generadores de los surcos, posiblemente porque en el cubo sísmico se registra la parte proximal donde los bloques aún no se desintegran para formar parte del frente de flujo de detritos (debris flow).

Respecto de las dimensiones, los surcos descritos en la Fm. Delambre son más cortos que los descritos en el análogo de Brunei, pues como se ha mencionado en los sistemas mixtos la

extensión de las geoformas es notablemente menor. Para establecer una mejor comparación es ideal tener los volúmenes sísmicos adyacentes para identificar todas las partes del desplazamiento denotadas en el modelo.

### Figura 26.

*Ejemplo de surcos basales y su mecanismo de generación*



*Nota.* A) Mapa gradiente de la superficie basal del deslizamiento Brunei mostrando las estriaciones que se extienden por 120 Km a lo largo de la plataforma. Modificado de Gee *et al.* (2007). B) Modelo de la evolución de un desplazamiento (MTD) mostrando la etapa de desprendimiento inicial, la etapa transicional donde los bloques producen los surcos sobre el sustrato y la transformación del flujo donde el contenido de lodo disminuye la fricción cesando las estriaciones. Modificado de Gee *et al.* (2005).

### **6.2.7 Formación Delambre: Sistema de canales trenzados (CT1)**

En la zona norte del cubo sísmico suprayacente al depósito de masa transportada, dentro de la Formación Delambre se identificó un sistema de canales trenzados que se distingue en las secciones de tiempo (*Time slices*) de *Curvature* y *Coherence*. En la Figura 27, se muestran cuatro secciones de tiempo de la evolución de este sistema de canales donde se evidencia un movimiento de Oeste a Este; que abarca aproximadamente 3000 metros de ancho. En la Figura 28A, se muestra un perfil en dirección perpendicular a la dirección de depositación (Crossline 5135) donde se reconocen por su geometría en V, aunque por su naturaleza se observan apilados tanto vertical como horizontalmente formando un relleno caótico. No se distingue una estratificación interna de los canales. Nótese que este sistema de canales es limitado al tope por la superficie CzU4. La Figura 28B, es una representación 3D de este sistema de canales donde se aprecia que la distinción de los canales individuales es difícil por su similitud litológica y amalgamación.

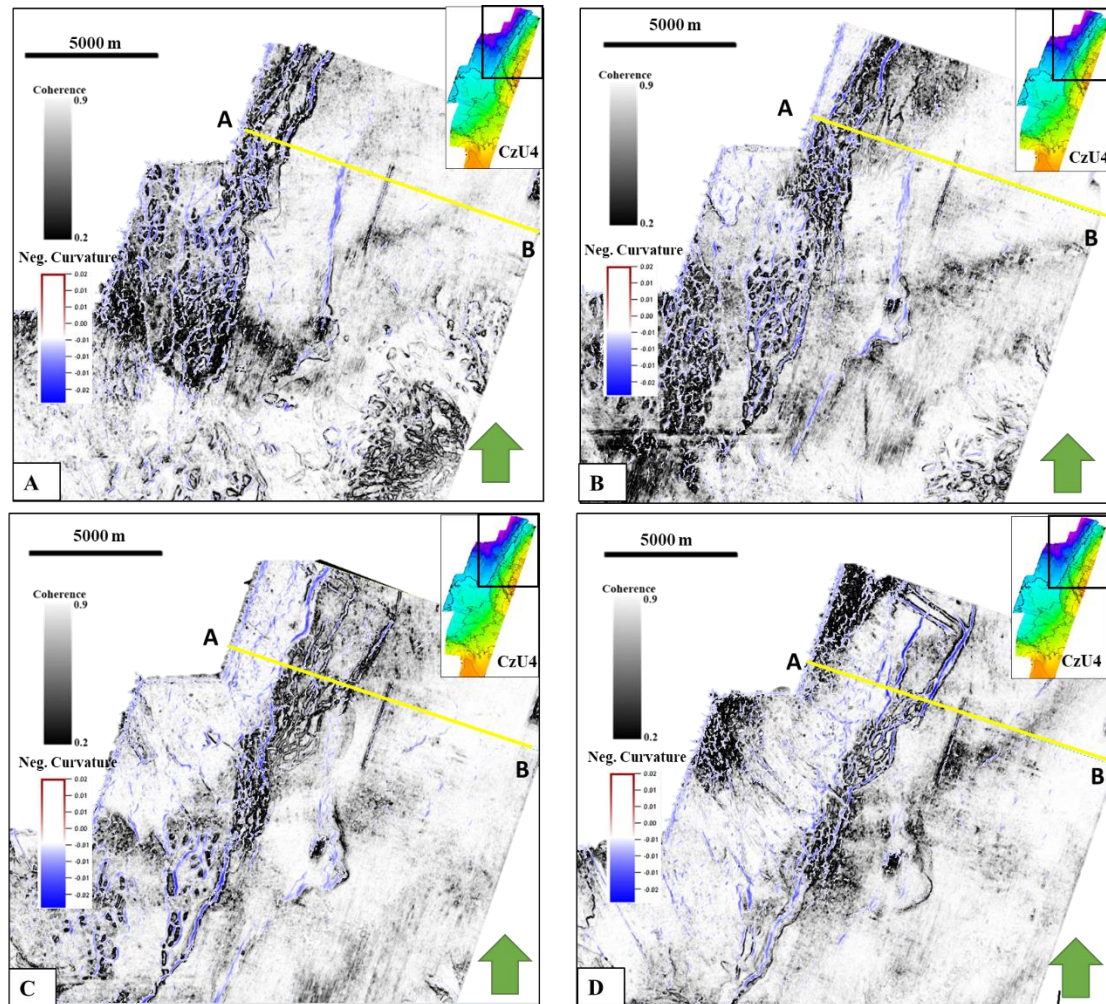
Respecto de la dirección de depositación de estos canales es hacia el norte, lo cual representa un cambio respecto de los depósitos previamente descritos que tenían tendencia Este-Oeste; esto se explica por un cambio fisiográfico en el suelo de la cuenca.

Litológicamente, el relleno de los canales varía internamente con acumulaciones de arena hacia los márgenes y de lodo en el eje del canal como se observó en el atributo *Sweetness*. No se presenta una imagen de esta característica, pero se discute en el capítulo de Aprendizaje Automatizado (sección 6.3.).

**Figura 27.**

*Sistema de canales trenzados identificados al norte del volumen dentro de la Formación*

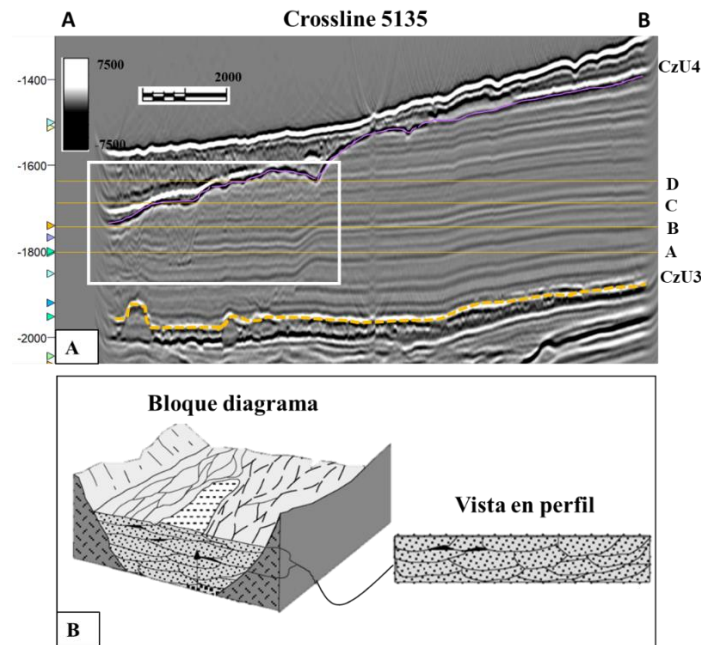
*Delambre*



Nota. A) B) C) D) son secciones de tiempo de *Coherence + Negative Curvature* a -1800 ms, 1750 ms, 1700 ms y 1650 ms. Se demarca la dirección del corte de la Figura 28A. Note también la paleofisiografía en la superficie CzU4 en TWT (*Two Way Time*).

**Figura 28.**

*Vista en perfil del sistema de canales trenzados*



*Nota.* A) En el perfil de amplitud se observa el desplazamiento del sistema de oeste a este. Se indica la localización de las secciones de tiempo de la Figura 27 (A, B, C, D). B) Bloque diagrama de canales tipo trenzado y vista de perfil esquemática del recuadro blanco en Fig. 28A. Modificado de Hiatt (2000).

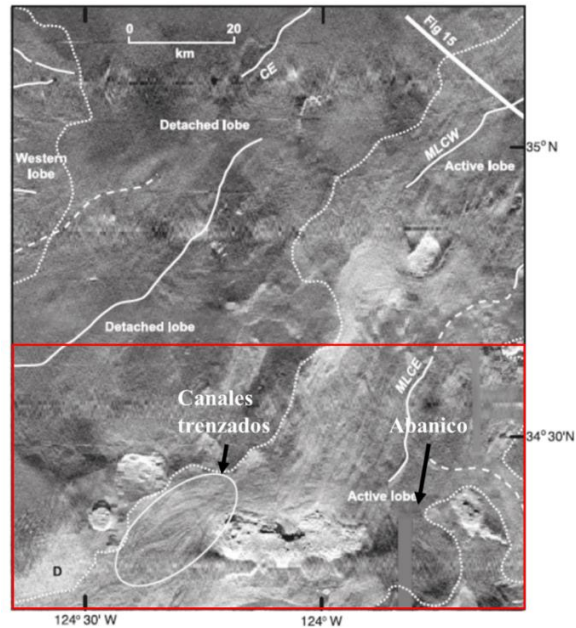
**6.2.7.1 Análogo moderno: Sistema de canales trenzados en Monterey Fan, EE. UU.** El sistema de canales trenzados en Monterey Fan, costa afuera de California es un análogo siliciclástico que se reconoce a partir de información GLORIA *sidescan sonar backscatter* por su patrón alternante en la intensidad de la reflexión (Fildani & Normark, 2004; Klauke *et al.*, 2004) (Figura 29). Sus dimensiones varían entre los 10 y los 30 kilómetros y la información de núcleos muestra alternancia en los depósitos en el contenido de lodo y arena.

El origen de este análogo es un flujo no turbulento y confinado que se distribuye sobre una zona relativamente plana donde se da la formación del patrón alargado en las barras entre canales (Klaucke *et al.*, 2004). La profundidad de los canales es muy somera y se rellenan generalmente por arena. La arena al ser material no muy compacto permite que los flujos subsecuentes erosionen, formando nuevos canales que con la evolución del sistema muestran el patrón característico de los canales trenzados. Cabe notar, que en el área también se presentan abanicos submarinos activos, que se describirán en la sección 6.2.8.1.

Este sistema muestra características muy similares al patrón descrito en la Formación Delambre respecto de la litología, la morfología y la relación espacial con los abanicos submarinos. Su principal diferencia es una menor extensión horizontal del sistema. En Monterey Fan, alcanzan los 30 kilómetros de ancho, pero en el área de estudio tienen una dimensión máxima de 3 kilómetros. Esta característica ya se ha descrito en otros elementos arquitecturales como los canal-dique o los depósitos de masa transportada. Sin embargo, este análogo permite comprender que la génesis del depósito puede estar asociada a flujos de baja turbulencia que se depositan sobre una zona baja relativamente plana.

**Figura 29.**

Imagen de GLORIA sidescan sonar backscatter mostrando los abanicos submarinos y canales trenzados.



*Nota.* Imagen de GLORIA sidescan sonar backscatter mostrando la distribución de los abanicos (*active lobes*; *detached lobes*) y los principales canales marcados con las líneas blancas. Se resalta en la elipse el análogo del sistema de canales trenzados (*braided*). Las geoformas “*active lobe*” y los canales trenzados son usados como análogos para las geoformas descritas en el área de estudio resaltados en el recuadro rojo. Modificado de Fildani & Normark (2004).

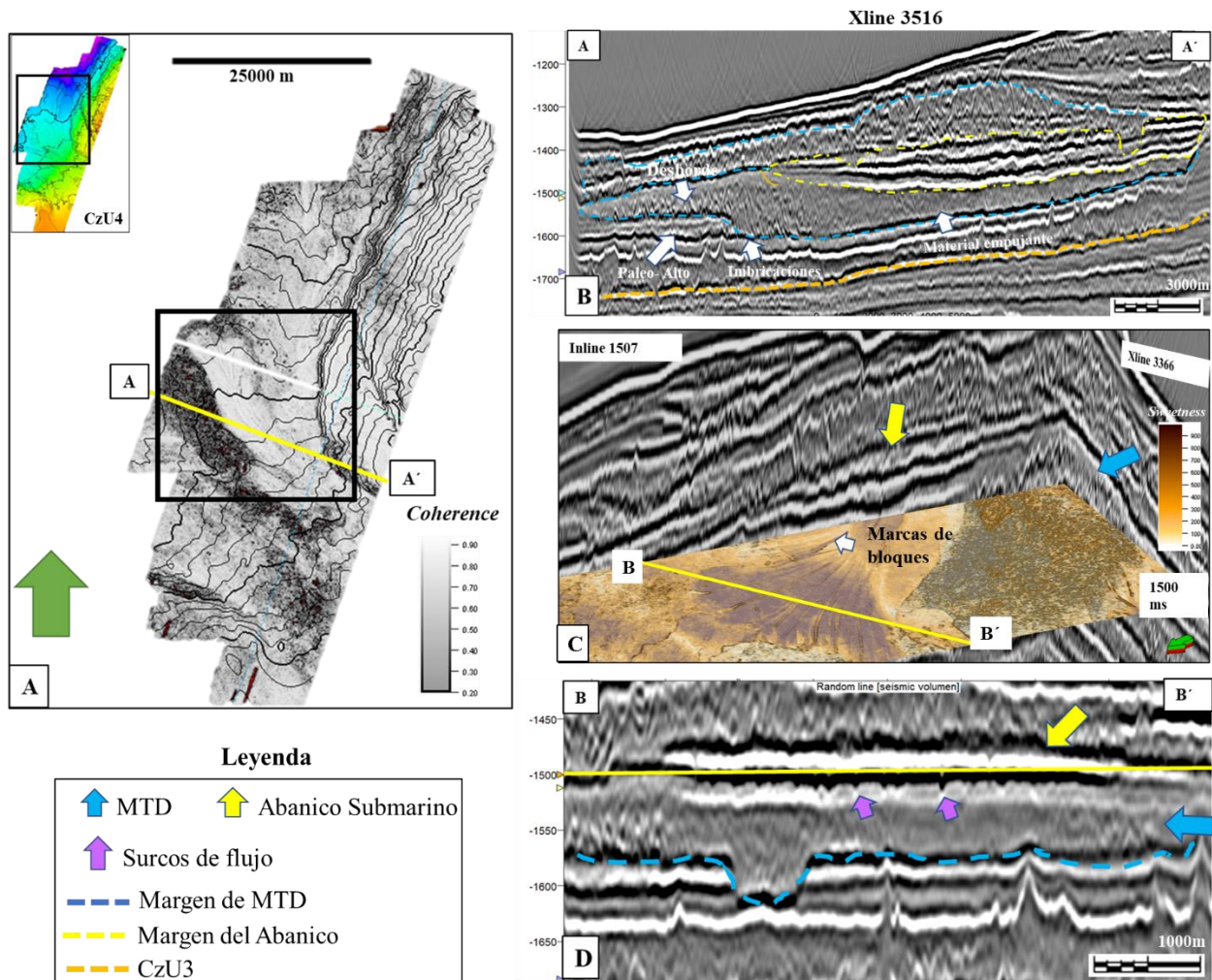
### 6.2.8 Formación Delambre: Depósito de masa transportada y abanicos submarinos (MTD 5-ASI)

Sobre el horizonte fantasma (*phantom horizon*) CzU4-50ms se identificaron dos paquetes de estratos muy contrastantes entre sí, que corresponden a un depósito de transporte de masa en la base y un abanico submarino en la parte superior (Figura 30A). Aunque son dos elementos

arquitecturales diferentes, se describen en conjunto por su relación estratigráfica que se detalla en el capítulo de Estratigrafía Secuencial (sección 6.4).

En los perfiles en dirección Este-Oeste (dirección crossline) se observó que este depósito de masa transportada (Figura 30B) se caracteriza por sus reflectores caóticos de amplitud baja a transparente y tiene una geometría sigmoidea pues se distribuye rellenando una depresión pre-existente y se desborda sobre la superficie en la zona más distal. De acuerdo a Moscardelli *et al.* (2006), la geometría sigmoidal y las imbricaciones se forman cuando el flujo en movimiento encuentra elementos topográficos (paleo-altos) que actúan como barreras causando una compactación observándose como imbricaciones. En estos MTDs se distingue un comportamiento dual (Figura 30B): un material empujante (al Este) y un material imbricado (al Oeste). En la vista en planta, se describe muy similar a los MTDs descritos previamente como un material con bajos valores de *Coherence*, alta *GLCM Entropy* y bajo *Sweetness* con morfología irregular.

La expresión sísmica del abanico submarino que suprayace el MTD es muy contrastante y se caracteriza por reflectores de alta amplitud, subhorizontales y continuos que se extienden homogéneamente sobre el MTD (Figura 30B). Las secciones en tiempo resaltan que este depósito tiene geometría lobular y es coherente, con baja *GLCM Entropy* y alto *Sweetness* (Figura 30 A; C). Internamente, se observan delgadas depresiones que atraviesan todo el abanico asociadas a canales distributarios o a marcas de transporte de bloques (Figura 30C, D). Weimer *et al.* (2007) describen que los abanicos submarinos se forman generalmente en la zona más distal de la cuenca donde la superficie es relativamente plana y los canales que están encañonados sobre la plataforma encuentran condiciones de confinamiento menores expandiéndose en su geometría lobular característica. La cobertura del Draeck 3D no muestra la zona proximal, donde se ubicarían los canales que alimentan el abanico, pero se asume están al sureste.

**Figura 30.***Depósito de masa transportada y abanico submarino.*

*Nota.* A) Extracción en horizonte fantasma CzU4-50ms del atributo *Coherence*. B) Sección en dirección crossline 3516 (Corte A-A') que muestra el patrón repetitivo de MTD+Abanico en la Formación Delambre. C) Visualización tipo "silla" de ambos depósitos. Se muestran los perfiles de amplitud en dirección Inline y crossline y una sección de tiempo (*Time slice*) de *Sweetness+Coherence* a -1500 ms. D) Sección en dirección A-B que exhibe pequeñas estriaciones dentro del abanico formadas por desplazamiento de bloques.

### **6.2.8.1 Análogo moderno: Sistema de abanicos submarinos en Monterey Fan, EE. UU.**

Adyacente a los canales trenzados descritos previamente (sección 6.2.7.1), se localizan abanicos submarinos de diferente composición y morfología (Fildani & Normark, 2004). A grandes rasgos se clasifican en: ricos en arena y ricos en lodo; siendo los primeros los que muestran una geometría más lobular, como se observa en la Figura 27 sobre la zona sur (*active lobe*). Estos depósitos son abastecidos con sedimento proveniente de flujos turbidíticos no confinados y que depositan en zonas planas sobre el fondo oceánico. El flujo turbidítico en este caso de estudio muestra una separación de las facies lodosas y las arenosas que permite la formación simultánea de los abanicos ricos en arena y ricos en lodo.

En el abanico descrito en la Formación Delambre se muestran algunas características comunes como el contenido de arena y la geometría lobular. Al igual que en los elementos arquitecturales previamente comparados con análogos siliciclásticos, el tamaño del abanico es notablemente menor (~5 Km) al descrito en Monterey Fan (>10 Km). Otra diferencia notable, es la geometría más lobular del abanico en North Carnarvon que se debe a un mayor confinamiento del flujo generador que al encontrar condiciones de menor presión forma un depósito más expandido. Sin embargo, este análogo puede explicar la morfología más irregular de otros depósitos de arenas laminadas (*Sheet sands*) también descritos en el área de estudio.

### **6.2.9 Formación Delambre: Sistemas de canales y cañones (C1)**

Sobre la superficie CzU4 se identificó un sistema de canales acentuados en el atributo *Coherence*, donde se reconocen como incisiones que se extienden en dirección SE-NW y se ubican sobre la paleo-plataforma (al Este), la cual es notablemente más inclinada que las plataformas observadas en los elementos arquitecturales anteriores. Consecuencia de esta inclinación, son incisiones muy profundas que alcanzan dimensiones de hasta 15 kilómetros de largo y 800 m de

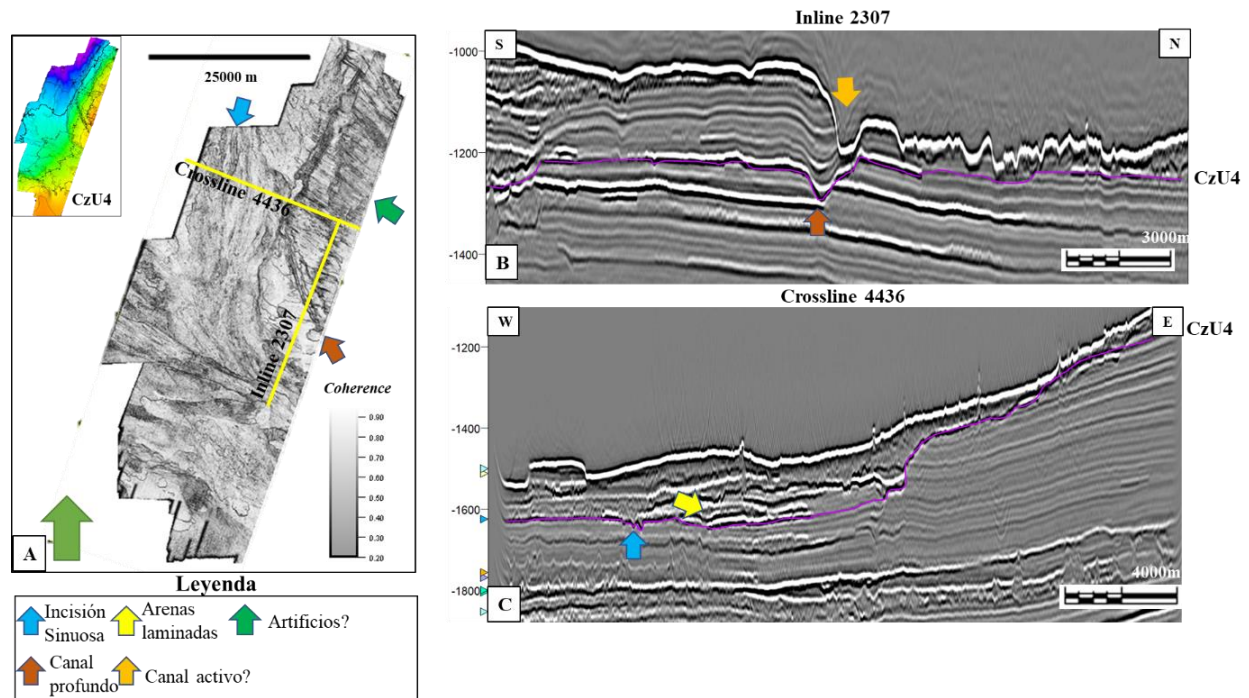
ancho. La interpretación de este paquete sísmico somero es sensible a errores en el cálculo de atributos por falta de compactación, que se observan como *artificios sísmicos* en los volúmenes de atributos geométricos, donde se distinguen como lineamientos repetitivos sobre el sector Este donde las profundidades son menores (Figura 31A).

En las secciones de amplitud en dirección N-S (Figura 31B) estos canales están limitados en su base por un reflector de geometría de U de alta amplitud y es rellenado por reflectores continuos de alta amplitud. Sobre este canal se observa una incisión más reciente que corresponde a un canal activo. También, se describieron algunos lineamientos más sinuosos en la base de la cuenca (Figura 31A) que no se clasificaron como canales por no tener una geometría en U o V (Figura 31C), pero se asume son conductos de sedimentos hacia la zona más profunda.

A modo general, este intervalo evidencia un patrón alternante entre depósitos caóticos (flujos turbidíticos/ depósitos de masa transportada) y areniscas laminadas (*sheet sands*). Las areniscas laminadas no muestran una morfología particular que los clasifique como abanicos o diques, por lo que posiblemente corresponda a flujos de detritos ricos en arena.

**Figura 31.**

*Sistema de canales en el segmento más somero del Cenozoico.*



*Nota.* A) Extracción de atributo de *Coherence* sobre la superficie CzU4 que muestra el dominio de canales incisivos al Este y aumento de sinuosidad al Oeste. B) Perfil en dirección Inline (2307) de la parte alta de la plataforma. C) Perfil de amplitud en dirección crossline (4436) de las incisiones sinuosas y patrón alternante de paquetes caóticos y paquetes laminados.

**6.2.9.1 Análogo moderno flujos de detritos ricos en arena: Cañón San Lucas, Baja California.** Es particularmente famoso por la activa depositación de grandes volúmenes de arena transportado por canales incisivos (gullies) y cañones que se observan en fotografías como “cascadas de arena”(Figura 32) (Shanmugam, 2016). Aunque no se reconocen análogos de la depositación de las capas de arena en el fondo la cuenca, Shanmugam (2016) propone que estos

flujos son los responsables de génesis de las “arenas laminadas” interpretadas como flujos de detritos ricos en arena (sandy debrites).

En el caso de las arenas laminadas en el intervalo más somero de la Formación Delambre se observan intercalados con flujos turbidíticos más heterogéneos y ricos en lodo, cuya génesis se asocia a un cambio en la composición del área fuente. Pero en ambos casos, son transportados por canales desde la plataforma hasta el fondo de la cuenca.

**Figura 32.**

*Fotografía de flujo de detritos ricos en arena “en cascada” a una profundidad de 40 metros dentro de un canal en el Cañón San Lucas, Baja California.*



*Nota.* Tomada de Shanmugam (2016).

### **6.3 Aplicación de técnicas de Aprendizaje Automatizado: Análisis de Componentes Principales (PCA) y Mapas Autoorganizados (SOM) en la identificación de elementos arquitecturales**

Siguiendo el flujo de trabajo mostrado en la Figura 8 dividido en cuatro pasos como se describe a continuación:

#### ***6.3.1 Planteamiento del problema***

El objetivo de implementar esta técnica es obtener un mapa de facies que permita identificar y describir mejor los elementos arquitecturales del área de estudio con el fin de optimizar la interpretación de estratigrafía secuencial. Se apunta a tener un mapa que contenga cuatro clases: depósitos de masa transportada (MTDs), canales, abanicos submarinos (arenas laminadas) y sedimentos pelágicos. Esta clasificación es posible considerando que cada uno de estos elementos exhibe una respuesta particular a los atributos, como se mostró en el capítulo de análisis multiatributo convencional.

#### ***6.3.2 Atributos de entrada para Análisis de Componentes Principales***

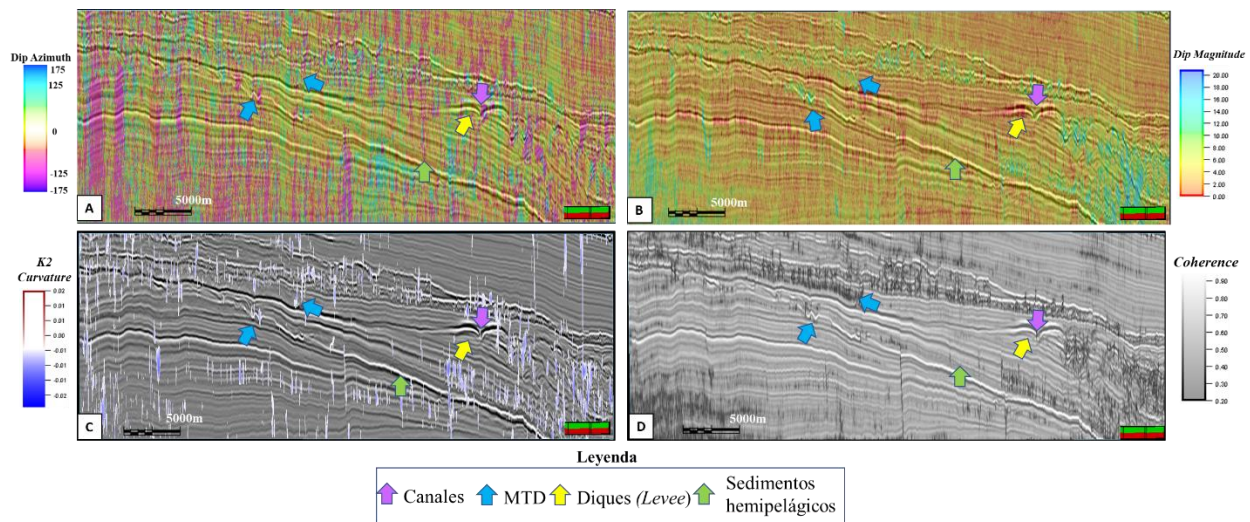
Como datos de entrada se utilizaron un total de ocho volúmenes sísmicos limitados en sus rangos de ancho, largo y profundidad. El objetivo de reducir el volumen sísmico es mejorar la calidad de la clasificación ya que a mayor cantidad de datos el algoritmo es más propenso a errores. La ventana de análisis usada corresponde a un rango de tiempo: 1.5-2.4 segundos; rango de *inlines*: 1100-2490 y rango de *crosslines*: 3000-5300 y contiene todos los elementos arquitecturales previamente descritos. Además, se seleccionó esta porción del cubo sísmico por ser la más profunda donde las rocas están completamente consolidadas; ya que la zona más somera mostró algunas anomalías en los resultados de atributos como *Negative Curvature K2*.

Los volúmenes utilizados fueron: *Coherence* (Sobel Filter), *Curvatura*, *Dip Azimuth*, *Dip Magnitude*, *Sweetness*, *Peak Magnitude*, *Peak Frequency* y *GLCM Entropy*. Estos atributos han sido utilizados por otros autores como (La Marca-Molina *et al.*, 2019; Qi *et al.*, 2020; Zhao *et al.*, 2016, 2018) en caracterización de facies sísmicas para ambientes de agua profunda y probaron ser útiles en resaltar litología, morfología y heterogeneidades internas, que son los parámetros principales para diferenciarlos.

Las Figuras 33 y 34 muestran un perfil sísmico con la extracción de cada uno de los atributos usados para este análisis y se señalan los elementos arquitecturales que se desean clasificar. En la Tabla 4 se resume la respuesta de cada atributo para cada elemento arquitectural.

### Figura 33.

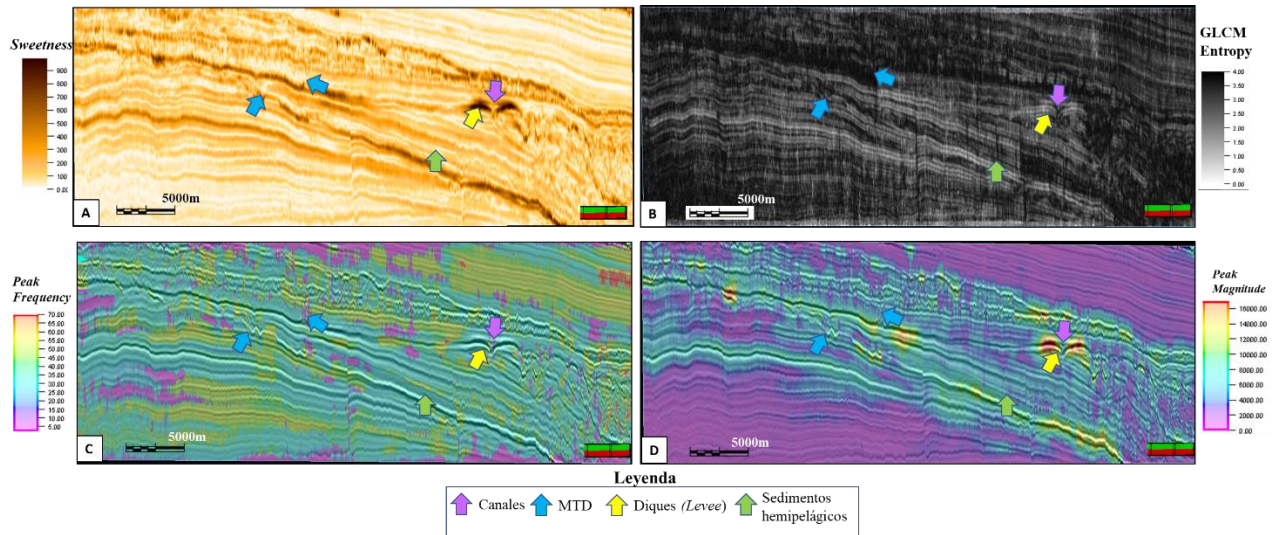
*Atributos geométricos utilizados en el análisis PCA extraídos sobre el inline 2267*



*Nota.* Intervalo de tiempo: 1.5-2.4 s. Superpuestos con perfil de amplitud. A) *Dip Azimuth*. B) *Dip Magnitude*. C) *Negative Curvature K2* D) *Coherence*. La ubicación de los elementos arquitecturales se resalta con las flechas de colores.

**Figura 34.**

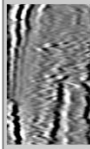

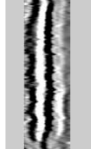

*Atributos indicadores litológicos, texturales y de frecuencia utilizados en el análisis PCA extraídos sobre el Inline 2267*



*Nota.* Intervalo de tiempo: 1.5-2.4 s. A) *Sweetness* B) *GLCM Entropy*. C) *Peak Spectral Frequency* D) *Peak Spectral Magnitude*. C y D. Superpuestos con amplitud. La ubicación de los elementos arquitecturales se resalta con las flechas de colores.

**Tabla 4.**

*Expresión de atributos sísmicos, apariencia en perfil e imagen representativa de los elementos arquitecturales en ambientes de agua-profunda.*

Facies sísmicas/ Elementos arquitecturales	Apariencia para el interprete	Imagen en sísmica	Coherence	Curvature	Dip azimuth	Dip magnitud	Peak Frequency	Peak magnitud	Sweetness	GLCM Entropy	Código de Color en SOM
Mass transport deposits (MTDs)	Reflectores de amplitud moderada a alta, discontinuos y caótico. Presencia de bloques rotados.		Baja	Variada. Positiva en bloques	Relativa a la dirección de deposición	Variada	Moderada- Baja	Baja	Baja	Alta	Azul, magenta
Canales	Amplitud moderada- baja en relleno de canal.		Baja en los márgenes	Negativa	Dirección NE	Alta en márgenes	Alta (en rellenos lodosos)	Baja en rellenos.	Alta en rellenos arenosos Baja en rellenos lodosos	Alta	SOM 1 y 2: Rellenos magenta SOM 3: Rellenos Azul SOM 1, 2 y 3: Amarillo (Diques)
Arenas Laminadas (Albianos Submarinos y Diques )	Reflectores de amplitud alta, continuos y subparalelos.		Alta	Valores cercanos a cero, exceptuando los canales distribuidos	Dirección NW	Baja	Baja	Alta	Alta	Baja	Amarillo-Naranja
Sedimentos hemipelágicos	Reflectores de amplitud moderada a baja, delgados.		Moderada-alta. Alta si es están afectados por fallas poligonales	Cercana a cero. Negativa en fallas poligonales	Variada	Moderada-baja	Moderada- Alta	Moderada	Moderada a baja. Valores altos en fallas poligonales	Moderada a baja. Valores altos en fallas poligonales	Cian/Verde

### 6.3.3 *Análisis de componentes principales o Principal Component Analysis (PCA)*

El Análisis de Componentes Principales (PCA), permitió conocer cuáles atributos muestran mayor variación en el área de estudio y son óptimos para ser usados como datos de entrada en el análisis de Mapas Autoorganizados (SOM).

El software utilizado Paradise 3.2, es especializado en interpretación sísmica y reconoce que la geología no es uniforme en todo el volumen por lo cual emite un *eigenspectrum* (Figura 35, 36) que es un diagrama de barras de *eigenvalue* mayor vs número de Inline. Para conocer qué atributos son más relevantes en esta caracterización en particular, se seleccionaron dos grupos de inlines que contenían la mayor cantidad de elementos arquitecturales representados por las barras rojas. El primer grupo (Figura 35), constituido por los inlines 1146 a 1170, se localiza en el sector oeste donde se identificaron previamente depósitos de masa transportada (MTDs), abanicos submarinos y sedimentos hemipelágicos. Cabe notar, que estos *eigenvalues* son los más altos del volumen sísmico, pues contienen la mayor cantidad de geoformas y, por ende, la mayor variabilidad de respuesta sísmica.

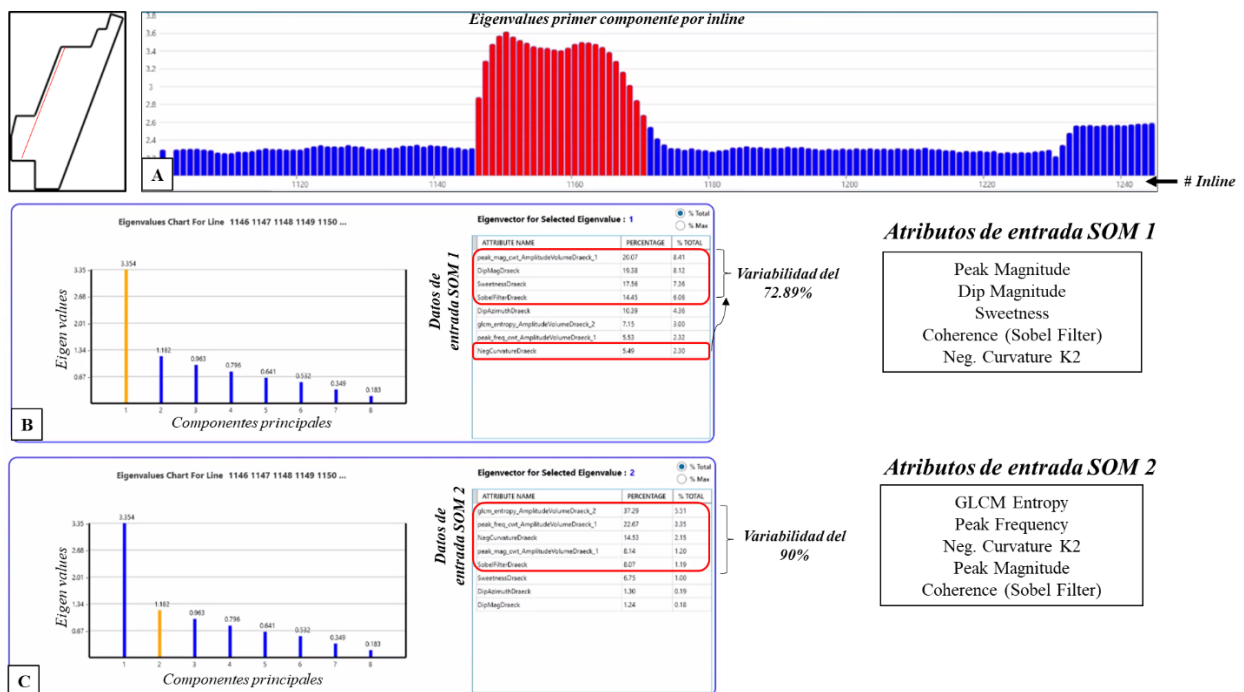
La Figura 35B muestra los componentes principales de los inlines seleccionados (izquierda) resaltando el primer componente principal en amarillo y la contribución de cada atributo para este componente en porcentaje (derecha). Nótese que estos valores son el promedio de los inlines seleccionados. Para este primer componente principal, los atributos más importantes son: *Peak Magnitude* (20,07%), *Dip Magnitude* (19,38%), *Sweetness* (17,56%), Sobel Filter o *Coherence* (14,45%) explicando prácticamente el 70% de la variabilidad de la información. Aunque *Negative Curvature* no mostraba mayor contribución a la variabilidad, se incluyó junto con los primeros cuatro atributos como datos de entrada del análisis **SOM 1** que se detallará en la

siguiente fase. El atributo *Dip Azimuth* se descartó por ser matemáticamente continuo a pesar de tener una proporción significativa de variabilidad (Roy *et al.*, 2011).

El segundo componente principal (Figura 35C) también fue inspeccionado para verificar qué combinación de atributos podría ser útil, siendo *Entropy* (37,29%), *Peak Frequency* (22,67%), *Negative Curvature* (14,53%), *Peak Magnitude* (8,14%) y Sobel Filter (8,07%) los atributos más significativos y, por ende, elegidos como elementos de entrada para el análisis **SOM 2**.

**Figura 35.**

*Resultados para el Análisis de Componentes Principales (PCA) de los 8 atributos utilizados para el grupo de inlines seleccionado (1146-1170)*



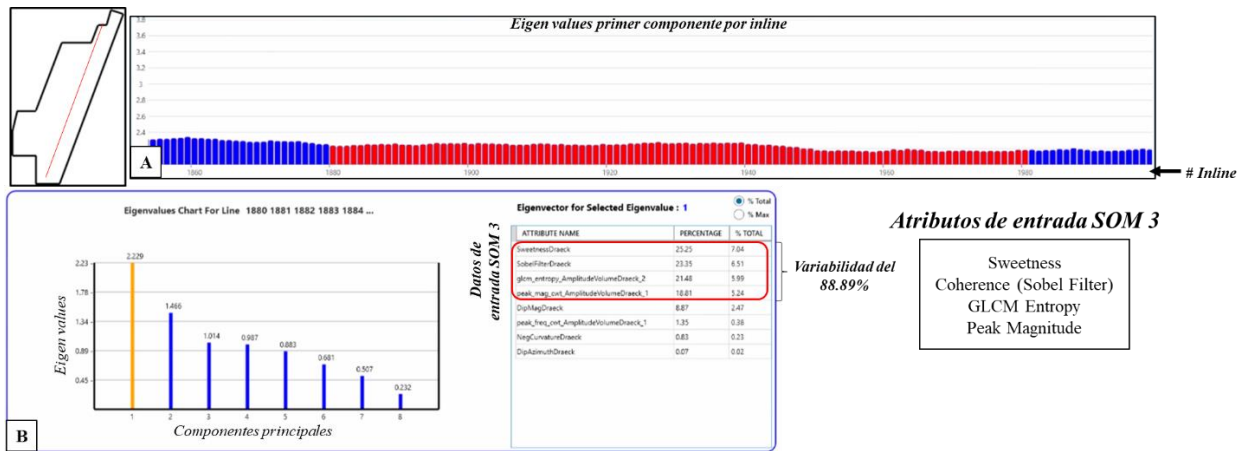
*Nota.* A) *Eigenspectrum* representado por un diagrama de barras donde cada barra corresponde al valor más alto del componente principal para cada inline en el Draeck 3D. La locación de los inlines se muestra en el mapa adyacente. B. Resultados de variabilidad en porcentaje para el primer componente principal (PC1). Se indica también los atributos seleccionados para el SOM1. C)

Resultados de variabilidad en porcentaje para el segundo componente principal (PC2) junto con atributos seleccionados para el SOM2.

El segundo grupo de Inlines se localiza en zonas donde predominan los sistemas de canales trezados con menor proporción de depósitos de masa transportada. La inspección del primer componente principal arroja que los atributos *Sweetness*, *Coherence*, *GLCM Entropy* y *Peak Magnitude* representan cerca del 90% de la variabilidad y son usados como datos de entrada en el SOM 3 (Figura 36).

**Figura 36.**

*Resultados para el Análisis de Componentes Principales (PCA) de los 8 atributos utilizados para el grupo de inlines seleccionado (1880-1980)*



*Nota.* A) *Eigenspectrum* representado por un diagrama de barras donde cada barra corresponde al valor más alto del componente principal para cada inline en el Draeck 3D. La locación de los inlines se muestra en el mapa adyacente. B. Resultados de variabilidad en porcentaje para el primer componente principal (PC1) resaltado en amarillo. Se indica también los atributos seleccionados para el SOM 3.

Es importante resaltar que el análisis de componentes principales es una ayuda para la elección de los atributos, pero el intérprete es responsable de validar si estos atributos son útiles en la clasificación particular que desea obtener basado en su previa experiencia. En este estudio mostramos tres situaciones: una selección de atributos híbrida (resultados Primer Componente Principal+ elección del interprete) para el SOM 1, una combinación de atributos a partir del resultado de un segundo componente para el SOM 2 y un grupo de atributos de entrada elegidos a partir de un primer componente principal.

#### **6.3.4 Mapas Autoorganizados o *Self-organizing maps* (SOM)**

Los *self-organizing maps* se ejecutaron en el software **AASPI 6.0** en el componente de clasificación volumétrica. Para los tres mapas presentados a continuación, se usaron los mismos parámetros de clasificación. 256, número de clases y 5, número de iteraciones.

Es importante mencionar que los colores asignados a las facies sísmicas identificadas por el SOM son seleccionados aleatoriamente por el algoritmo, es decir, que un mismo elemento arquitectural se puede representar con un color diferente (en SOMs diferentes) (e.g. depósitos de masa transportada en los SOM 1 y 3 tienen codificación azul, pero en el SOM 2 tienen codificación magenta). Sin embargo, la verdadera utilidad del SOM es que forma grupos con respuesta similar y como intérpretes nos encargamos de darle un significado geológico a cada clase.

Los resultados de los tres SOMs se presentan en la línea sísmica donde se realizó la interpretación estratigráfica secuencial (*Inline 2267*) y en secciones de tiempo (*time slices*) donde se muestran algunas de las geofomas más características con el fin de establecer comparaciones entre ellos.

**6.3.4.1 SOM 1.** El primer SOM tiene como datos de entrada los volúmenes: *Peak Magnitude*, *Dip Magnitude*, *Sweetness*, Sobel Filter o *Coherence* y *K1 Negative Curvature K2*. Estos atributos son matemáticamente independientes (La Marca-Molina, 2020; Zhao *et al.*, 2016) y resaltan una propiedad específica de los elementos arquitecturales. En el análisis multiatributo convencional, se especificó que para poder diferenciar entre elementos es necesario resaltar sus propiedades: litológicas, morfológicas y heterogeneidades. La combinación usada para este SOM enfatiza en todos estos criterios. En este mapa (Figura 37), los depósitos de masa transportada (MTDs) corresponden a las facies azules, aunque debido a su heterogeneidad también se pueden observar coloraciones magenta relacionados a los bloques contenidos en los depósitos (**MTD2** y **MTD3**). Sin embargo, la clasificación de otros tipos de MTDs como *falls* y flujo de detritos es más precisa pues su respuesta sísmica es más uniforme (baja *Coherence*, bajo *Sweetness*, alta *Entropy*). Los sistemas de canales están codificados por el color magenta (Figura 37. Corte A-A´). Esta ligera “confusión” en la distinción de MTD con bloques y rellenos de canal se debe a la similitud en la respuesta de *Coherence*, *Dip Magnitude* y *Negative Curvature K2* de los márgenes de los bloques y los márgenes de los canales. Las facies verdes se asocian a los sedimentos hemipelágicos, aunque ocasionalmente se observan zonas magenta en las áreas afectadas por fallamiento poligonal, teniendo en cuenta que las discontinuidades son resaltadas por atributos geométricos como *Coherence*, *Dip Magnitude* y *Negative Curvature K2*. Las facies sísmicas de código de color amarillo-naranja corresponden a los depósitos de “arenas laminadas” que involucra los elementos arquitecturales de abanicos submarinos, depósitos de canal-dique (*levee*) y demás depósitos con alto contenido de arena que no muestran una morfología particular. Estas facies tienen en común la litología arenosa (alto *Sweetness*), estratificación gruesa (alto *Peak*

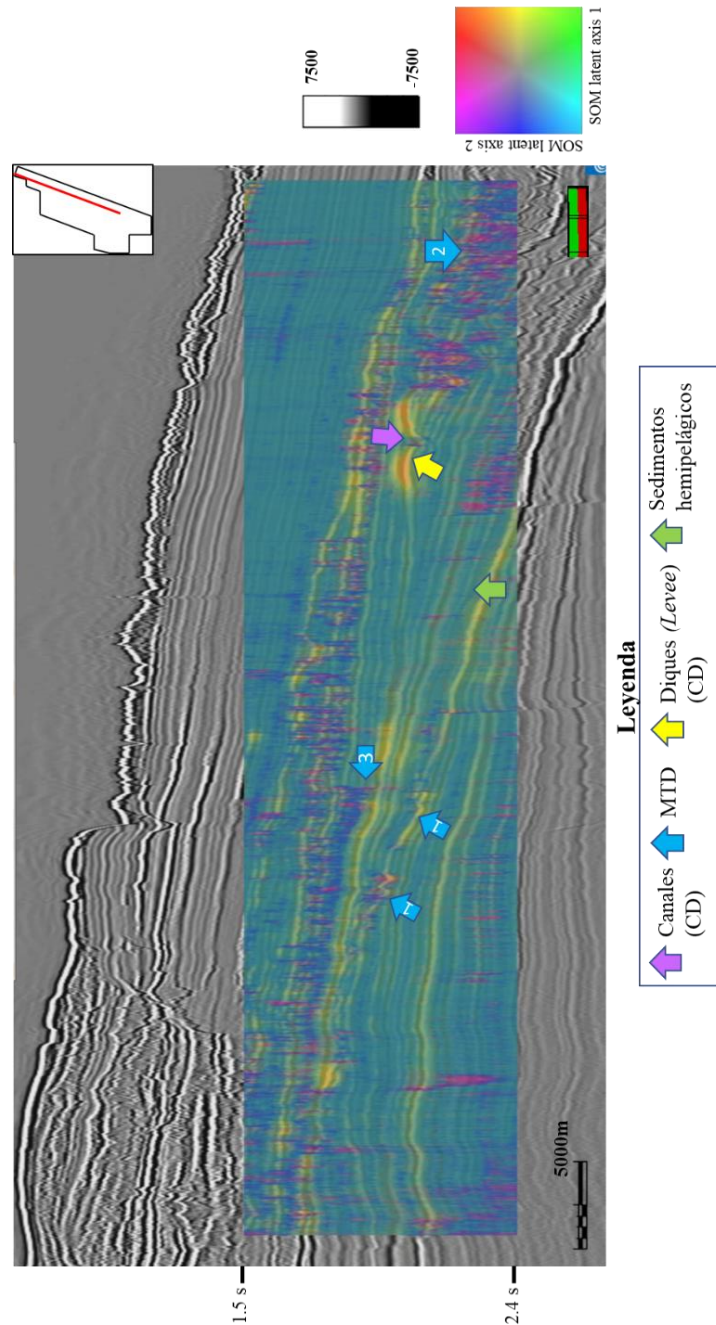
*Magnitude*) y no muestran irregularidades internas (alta *Coherence*, bajo *Dip Magnitude* y *Curvature Negative*).

En la Figura 38, se muestra una extracción de los resultados de este SOM sobre el horizonte fantasma (CzU4-50) que atraviesa todos los elementos arquitecturales clasificados y su expresión en perfil.

Este SOM probó ser útil en la diferenciación de los elementos arquitecturales sin compartimentar el interior de cada geoforma. El atributo *Sweetness* es posiblemente el más indicativo en la clasificación volumétrica por el contraste litológico entre elementos. Además, la incorporación de atributos que resaltan frecuencia (*Peak Magnitude*) contribuyen a la clasificación, pues el grosor de los estratos es un indicador genético importante. Por ejemplo, los depósitos dique (*levee*) o abanicos submarinos, tienen estratificación gruesa (frecuencias bajas) que los distingue de los sedimentos pelágicos o MTDs donde el espesor de los estratos y los contrastes de impedancia son notablemente menores. Los atributos geométricos resaltan discontinuidades como las fallas poligonales, los bordes de los bloques y los valles de los canales, por lo cual, aunque son útiles en resaltar los rellenos de canales, pueden ser contraproducentes ya que enfatizan en fallas o discontinuidades no relacionadas a la génesis de las geoformas.

**Figura 37.**

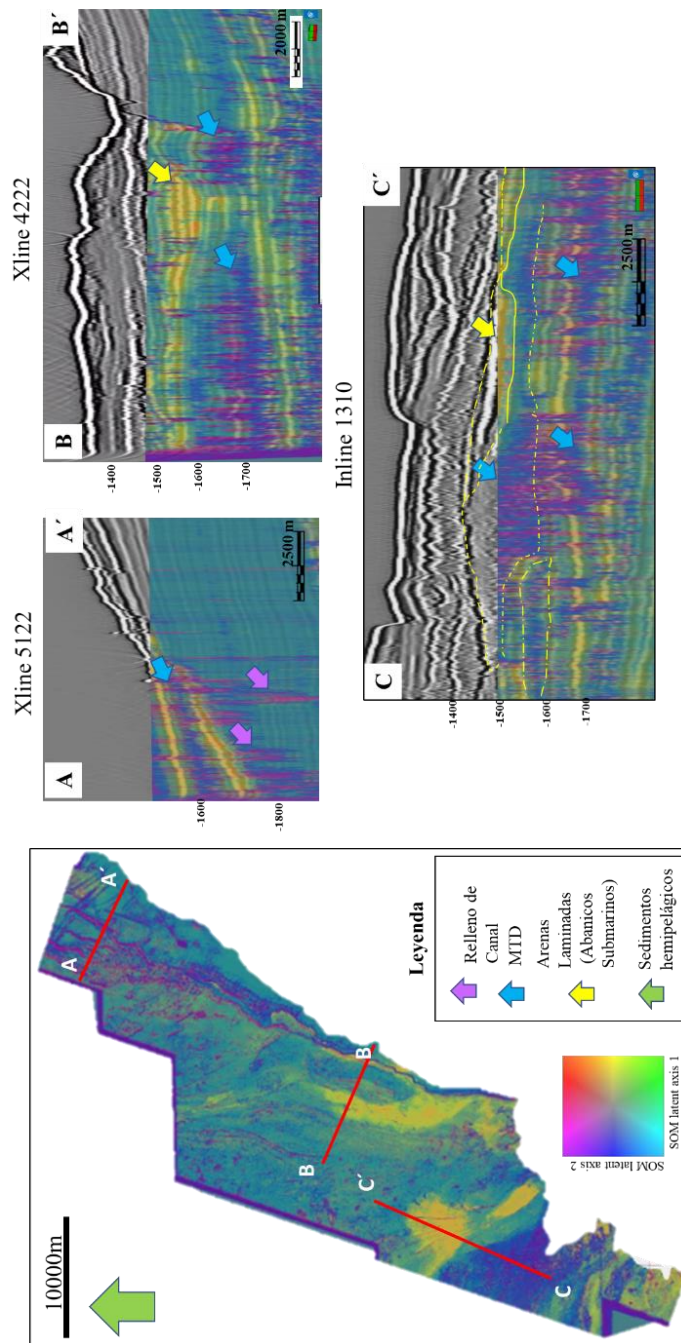
*Resultados de SOM 1 en sección vertical de amplitud (inline 2267)*



*Nota.* Se usó la combinación de atributos: *Peak Magnitude*, *Dip Magnitude*, *Sweetness*, *Coherence* y *Negative Curvature*. Las flechas de colores resaltan los elementos arquitecturales de interés con la nomenclatura establecida en la descripción geomorfológica (e.g. MTD 1, MTD 2, MTD3).

**Figura 38.**

*Vista en planta y perfiles de interés de los elementos arquitecturales*



*Nota.* Extracción de resultados de SOM 1 sobre el horizonte fantasma CzU4-50ms que ilustra la clasificación de facies de todos los elementos arquitecturales de interés y las respectivas secciones verticales de amplitud y los resultados del SOM1.

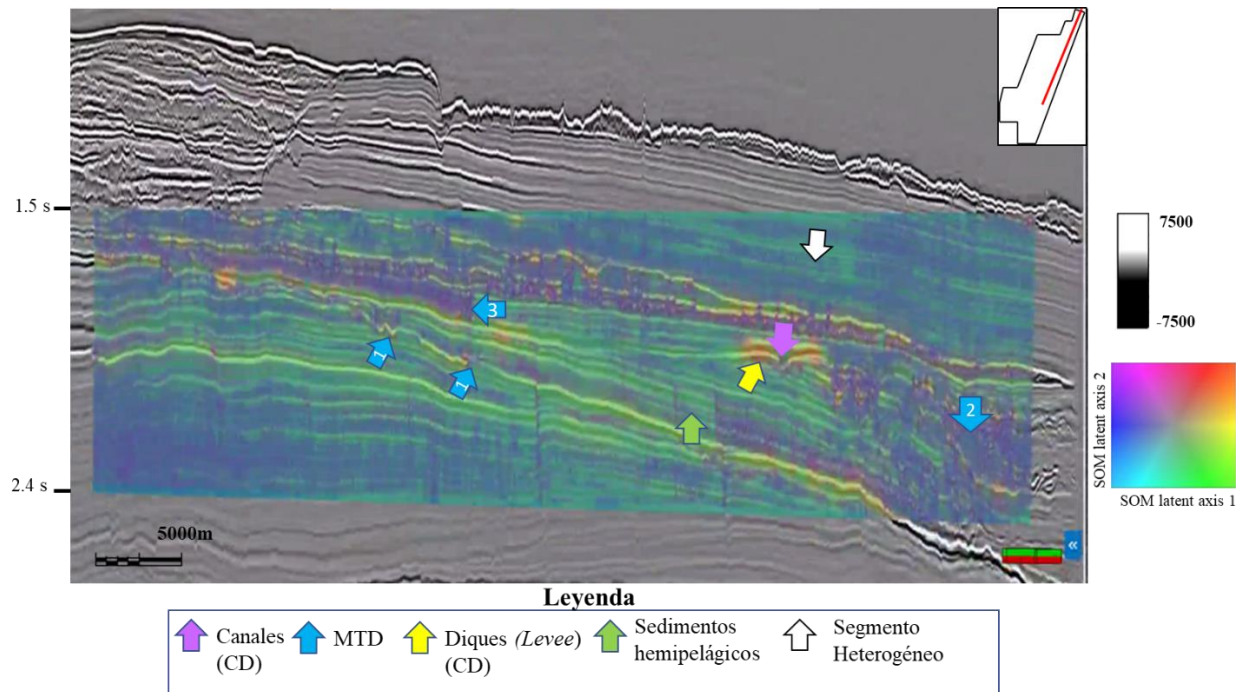
**6.3.4.2 SOM 2.** Para este segundo mapa autoorganizado (Figura 39) se utilizaron los atributos: *GLCM Entropy*, *Peak Frequency*, *Negative Curvature k2*, *Peak Magnitude* y *Coherence*. A diferencia de los atributos utilizados en el primer SOM donde se cubrían todas las propiedades clave (litología, morfología y heterogeneidades), este SOM enfatiza en las heterogeneidades (espesor de los estratos, desorden interno de las capas y discontinuidades). El resultado se presenta en la Figura 39.

La codificación de colores para las facies sísmicas de interés es similar a la del resultado del primer SOM. Los depósitos de masa transportada (MTD) corresponden a las facies azules. Sin embargo, al igual que en los resultados del SOM1 se pueden denotar en algunos sectores con color magenta, teniendo en cuenta la ya mencionada variabilidad interna de esta clase de depósitos (Tabla 4). Las facies de relleno de canal codifican en magenta mientras las arenas laminadas (e.g. diques y abanicos submarinos) se resaltan con los colores amarillo a naranja. Los sedimentos hemipelágicos se codifican con la gama de colores verde y ocasionalmente amarillo.

El resultado de este SOM permite hacer una identificación generalizada de elementos de interés, pero muestra mayor variabilidad respecto del SOM1 debido a que los atributos de entrada tenían un énfasis a resaltar las heterogeneidades. Particularmente, el atributo *GLCM Entropy* (Figura 34B) es responsable de esta mayor división. Como se resalta con la flecha blanca el segmento más somero (correspondiente a la Fm. Delambre) se muestra como una clase distinta a los sedimentos hemipelágicos, como se podría interpretar en las secciones de amplitud. Además, la combinación usada hace que el algoritmo encuentre mayores similitudes entre los sedimentos hemipelágicos y las arenas laminadas (diques y abanicos submarinos) pues ambas facies son homogéneas (baja *GLCM Entropy*, alta *Coherence* y baja *Curvature*). Por ende, en algunos paquetes de arenas laminadas que no alcanzan espesores muy gruesos se observan en color verde.

**Figura 39.**

Resultados de SOM 2 en sección vertical de amplitud (inline 2267)



*Nota.* Se usó la combinación de atributos: *GLCM Entropy*, *Peak Frequency*, *Curvature K2*, *Peak Magnitude* y *Coherence*. Las flechas de colores resaltan los elementos arquitecturales de interés con la nomenclatura establecida (e.g. MTD 1, MTD 2, MTD3).

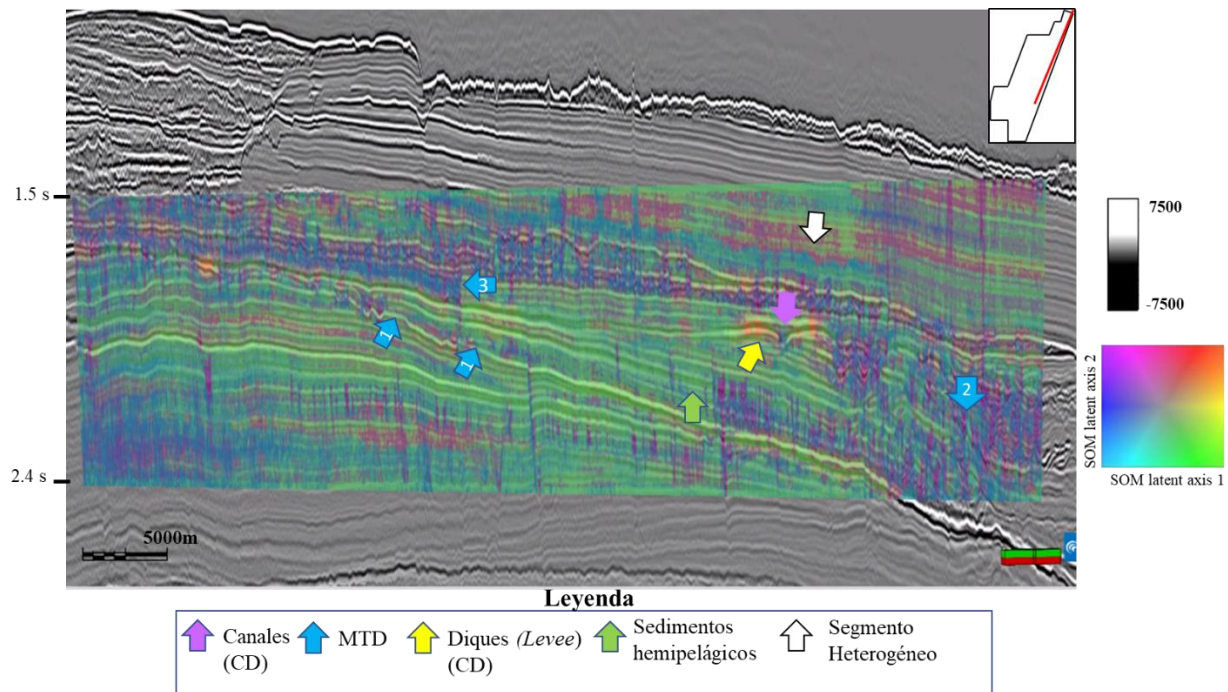
**6.3.4.3. SOM 3.** Los atributos *Sweetness*, *Coherence*, *GLCM Entropy* y *Peak Magnitude* fueron seleccionados para este análisis a partir del análisis PCA en la zona donde predominan los canales trenzados. El objetivo de este SOM era incorporar atributos útiles en la diferenciación de canales respecto de los otros elementos en el área.

Este resultado incluye las propiedades clave para la distinción de elementos: litología (*Sweetness*), morfología (*Coherence*) y homogeneidad (*GLCM Entropy* y *Peak Magnitude*). Sin embargo, la clasificación está ligeramente sesgada a resaltar las variaciones internas (Figura 40). Los colores

asignados a las facies de interés son igual a los SOM1 Y SOM2: MTDS (Azul, ocasionalmente magenta), rellenos de canal (magenta), arenas laminadas (amarillo, naranja), sedimentos hemipelágicos (verde-amarillo). Se observa una mayor división de facies en el segmento somero (Fm. Delambre) que se discutió también en los resultados del SOM2 y se debe al uso del atributo de *GLCM Entropy*. La diferenciación de facies en sistemas de canales que era el objetivo del análisis PCA para esta clasificación no fue muy efectiva como se discutirá en la siguiente sección, debido a que no se utilizó el atributo *Negative Curvature K2* que es útil en realzar los valles de los canales.

### Figura 40.

*Resultados de SOM 3 en sección vertical de amplitud (inline 2267)*



Nota. Se usó la combinación de atributos: *Sweetness*, *Coherence*, *GLCM Entropy* y *Peak Magnitude*. Las flechas de colores resaltan los elementos arquitecturales de interés con la nomenclatura establecida (e.g. MTD 1, MTD 2, MTD3).

### 6.3.5 Comparación de los resultados de Mapas Autoorganizados (SOMs)

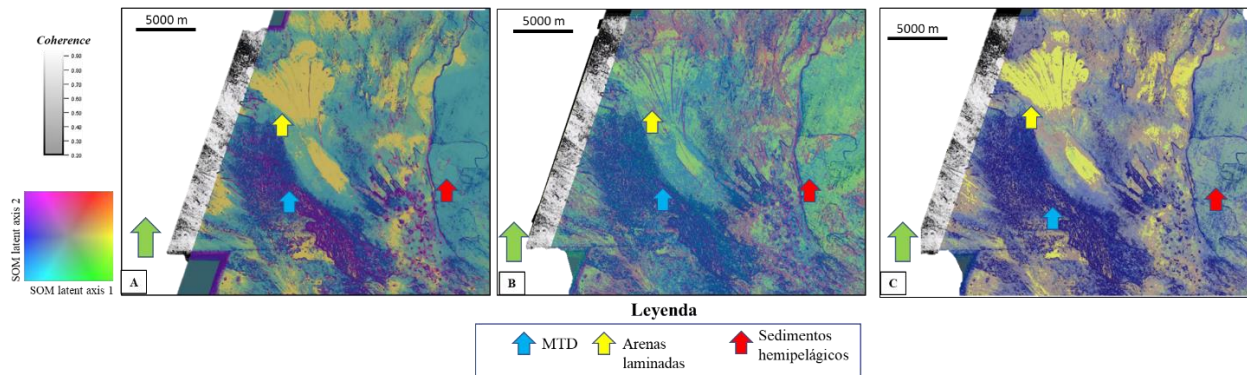
Para comparar la efectividad en la clasificación se extrajeron los resultados sobre las secciones de tiempo (*time slices*) de los elementos más representativos superpuestos con el atributo *Coherence*. La Figura 41 muestra una sección de tiempo que atraviesa el depósito de masa transportada (MTD5) y el abanico submarino (AS1) de la Fm. Delambre descritos en el capítulo de Geomorfología (Sección 6.2). Los resultados del SOM 1 (Figura 41A) y SOM 3 (Figura 41C) son más acertados en la delimitación del abanico submarino como se identifica por el color amarillo intenso. El SOM 2 (Figura 41B) muestra mayor dificultad para diferenciar las arenas laminadas teniendo en cuenta que no se usó un atributo indicador de litología (*Sweetness*). El SOM 3 muestra una variación interna en los márgenes del abanico, representada por las tonalidades magenta, que se deben a un aumento en los valores de GLCM *Entropy* por cambios en la paleo-fisiografía en ese sector. Respecto de la clasificación de los depósitos de masa transportada, todos los SOM muestran resultados muy similares siendo el SOM 1 el que cuenta con mayor variabilidad interna denotada por las tonalidades magenta, esto se asocia a las imbricaciones del MTD en los márgenes que se discutieron en el capítulo de Geomorfología (sección 6.2.8). Este SOM puede tener mayor capacidad para resaltar las imbricaciones por el uso conjunto de atributos geométricos como *Coherence*, *Negative Curvature* y *Dip Magnitude*.

En la Figura 42, se muestra una sección de tiempo del sistema de canales trenzados (ver sección 6.2.7) de los resultados de los tres SOMs. Los SOM 1 y 2 (Figuras 42 A y B), muestran los rellenos de los canales en magenta y esta distinción es posible por el uso de *Negative Curvature*. Es importante notar que la mayoría de estos canales tienen poca profundidad luego la respuesta de *Curvature* puede ser limitada, al no mostrar una forma cóncava bien definida. En el SOM 3 (Figura 42C), la diferenciación entre facies es más limitada y se resaltan únicamente los segmentos donde

el canal es más profundo y esté relleno por arena como se observa por la coloración amarilla interna. En la Figura 42 también se observa una zona de facies amarillas correspondientes a arenas laminadas depositadas en la base de la superficie CzU4.

### Figura 41.

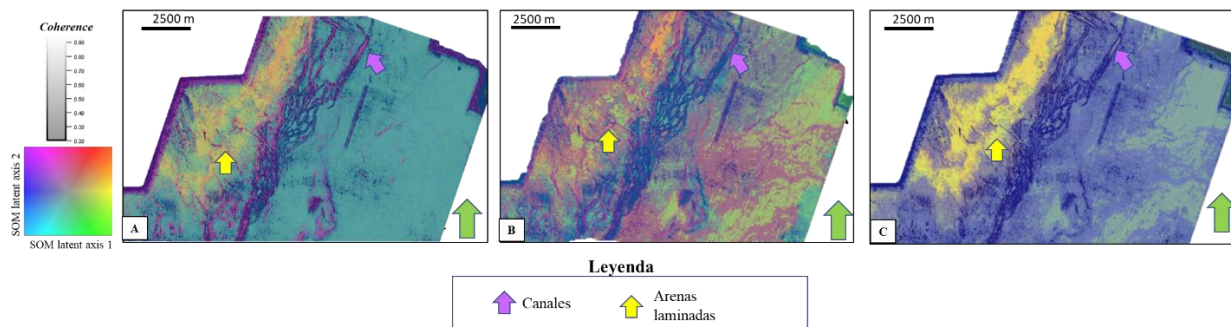
*Sección de tiempo a -1500 ms de los tres SOMs generados donde se muestra los abanicos submarinos y MTD (AS1+MTD5), características de la Formación Delambre.*



*Nota.* A) SOM 1 B) SOM2 y C) SOM3. Nótese que la clasificación del SOM2 es menos eficiente en la diferenciación de los abanicos submarinos y los sedimentos hemipelágicos y ambos se resaltan en color verde. En el SOM 3 el interior del abanico muestra variaciones internas resaltadas por el atributo *GLCM Entropy* debido a la irregularidad fisiográfica la parte distal de cuenca.

**Figura 42.**

Sección de tiempo a -1684ms de los tres SOMs generados donde se muestra el Sistema de canales trenzados (CTI) dentro de la Formación Delambre.



Nota. A) SOM 1 B) SOM2 y C) SOM3. Se demuestra la importancia de usar el atributo *Negative Curvature* para resaltar los rellenos de canal. El SOM 3 no usa este atributo y la clasificación de rellenos de canal es más difusa.

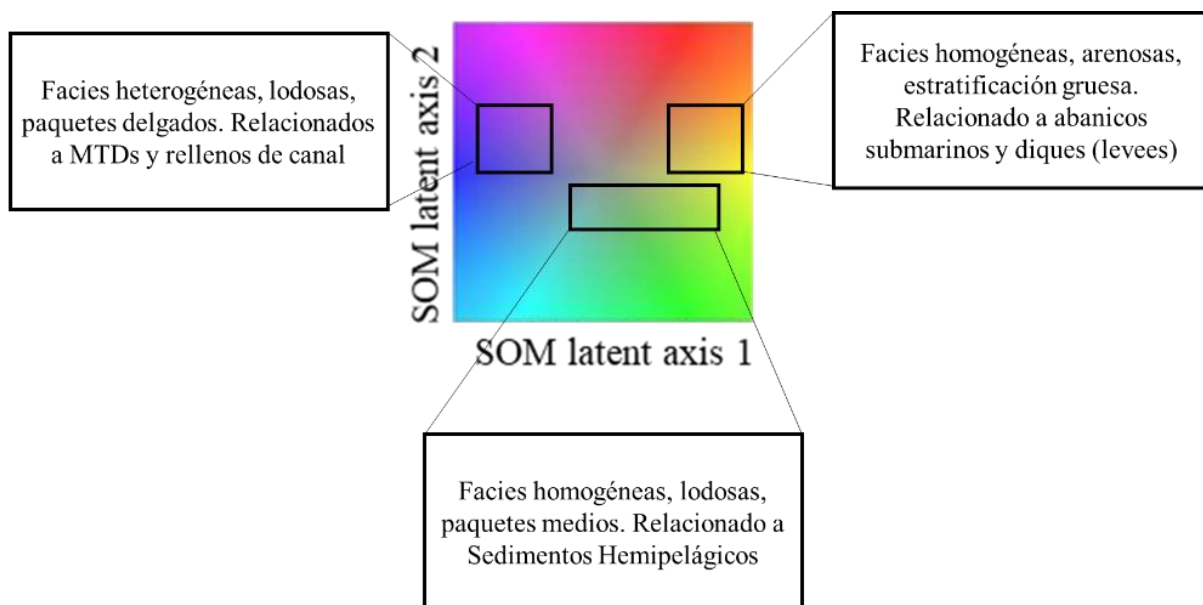
### 6.3.6 Discusión: Ventajas y limitaciones

La incorporación de esta herramienta de automatización probó ser eficiente en la clasificación de los elementos arquitecturales de interés, además que proporciona información de las similitudes/diferencias entre facies sísmicas. Esto es posible gracias a que la paleta de colores circular, con la que se resaltan las facies, indica una relación entre ellas, es decir, facies con respuestas similares se colorean con colores adyacentes. En la Figura 43, se ilustra la paleta de colores y los elementos característicos de cada una de ellas. En este estudio, las facies de MTD y rellenos de canal se representan con los colores azul a magenta; las facies de abanicos submarinos y diques se muestran en rangos de color de amarillo a naranja y las facies de depósitos hemipelágicos son exhibidos con colores intermedios entre cian y verde dependiendo de la

combinación de atributos usada. Nótese que los MTDs y canales son representados por colores que se ubican al lado opuesto de los colores que representan las facies de abanicos y diques; esto se debe a que sus propiedades son muy contrastantes. Los depósitos hemipelágicos pueden representarse en un rango de colores del cian al verde dependiendo de los atributos utilizados.

**Figura 43.**

*Paleta de colores utilizada para mostrar los resultados del análisis SOM y las características de las facies resaltadas por cada rango de color.*



La elección de los atributos es el paso más importante para producir un Mapa Autoorganizado (SOM) y se puede apoyar en el Análisis de Componentes Principales (PCA) como herramienta para identificar los atributos más representativos en la variabilidad. El intérprete tiene tres opciones: tomar estos resultados en consideración; usar unos atributos de su propia elección basado en su experiencia o; hacer una selección híbrida donde se apoya en los resultados del PCA, pero añade o retira atributos a su gusto. El SOM 1 tiene una selección de datos de entrada “híbrida” a partir de los resultados del primer componente; los atributos del SOM2 son tomados del resultado

del segundo componente y el SOM3 se realizó con base en los resultados del primer componente del segundo grupo de inlines. La comparación de los SOMs permitió concluir que las combinaciones de atributos que incluyen al menos un atributo indicador de la litología (e.g. *Sweetness*), morfología (geométricos como *Coherence* o *Curvature*) y de la heterogeneidad y estratificación (GLCM *Entropy* y frecuencia) son más eficientes en la clasificación de elementos arquitecturales en configuraciones de agua profunda que las combinaciones enfocadas en un solo criterio. Por esta razón los SOM 1 y 3, que incluyen información de cada una de estas propiedades arroja resultados más efectivos para interpretación. El SOM 2 tenía sesgo a enfatizar en discontinuidades y no contaba con ningún proxy litológico. Esto prueba que los resultados del primer componente son acertados en la determinación de atributos significativos, pero la elección híbrida permite más control sobre el resultado.

Aunque, la herramienta tiene múltiples beneficios respecto del análisis multiatributo convencional como la capacidad de hacer combinaciones que humanamente no somos capaces de visualizar y el ahorro de tiempo en el análisis, el algoritmo cuenta con limitaciones y la interpretación de un usuario humano es necesaria para producir volúmenes con significado geológico. En este caso de estudio, el algoritmo presentó dificultad en la diferenciación entre sistemas de canales y depósitos de masa transportada teniendo en cuenta su similitud en la respuesta sísmica que hace necesario que un intérprete a través de perfiles de amplitud y secciones de tiempo (*time slice*) haga la clasificación apropiada.

Este flujo de trabajo debe ser aplicado en zonas donde se conozca a grandes rasgos qué elementos arquitecturales están presentes y cuáles atributos realzan estas diferencias, de lo contrario no se obtendrá una clasificación apropiada para interpretación.

## 6.4 Interpretación Estratigráfica Secuencial

En el intervalo cenozoico se interpretaron seis secuencias de tercer orden (duraciones entre 1 y 10 millones de años) siguiendo la metodología descrita en la Etapa III del capítulo de metodología. Inicialmente, se identificaron los Límites de las Secuencias a partir de la sísmica y el registro gamma ray en el pozo Clio-1, a las cuales se asignaron sus respectivas edades usando la información bioestratigráfica de la Tabla 2. Algunas de estas secuencias fueron subdivididas en *system tracts* en sectores donde la expresión geomorfológica y los cambios en el registro gamma ray permitieron reconocerlos. Dentro de estas secuencias también se reconocieron secuencias de mayor orden, pero teniendo en cuenta que no se tenía datación de sus límites, se describen como parte de las secuencias de tercer orden. A estos límites se les denominó “Límite de Ciclo (LC)” para evitar confusiones con la nomenclatura de las secuencias de tercer orden.

Las interpretaciones de Tellez (2015) y Smith (2014) se tomaron también como referencia para la definición de las secuencias.

También es importante notar que no todas las secuencias muestran un ciclo completo del cambio eustático, es decir, no en todas se identifica el *Falling Stage System, Lowstand System Tract, Transgressive System Tract* y *Highstand System Tract*. Algunas secuencias se han erosionado y no se conserva evidencia de algunos de estos segmentos.

### 6.4.1 Identificación de límites de secuencias (LSs)

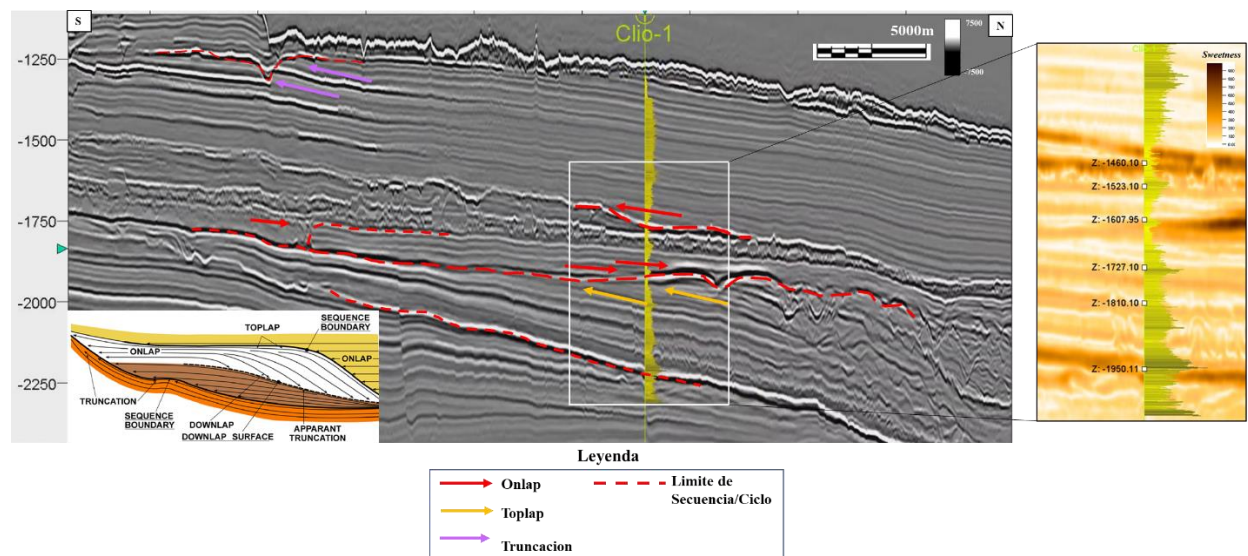
En la Figura 44, se muestra una sección de amplitud en dirección NS donde se localiza el pozo Clio-1. Siguiendo el diagrama de Vail (1987) de identificación de límites de secuencias (LS) y superficies de máxima inundación (SMI) con base en las terminaciones sísmicas; se identificaron cinco límites de secuencias que se caracterizan por terminación *onlap, toplap* y truncaciones. Esta

interpretación se validó con la sección vertical del atributo *Sweetness* donde los límites de secuencias se observan generalmente arenosos (valores altos de *Sweetness*).

En la Figura 45, se presenta la interpretación sísmica completa de los límites de secuencias notorios en la sísmica. Todos los topes de las unidades se identificaron como límites de secuencias incluso si no mostraban terminaciones sísmicas características (e.g. LS2, LS3) teniendo en cuenta el gap temporal que se registra en los reportes bioestratigráficos (Tabla 2). Se resaltó el límite de ciclo 1 (LC1) por su notable expresión en la sísmica.

#### Figura 44.

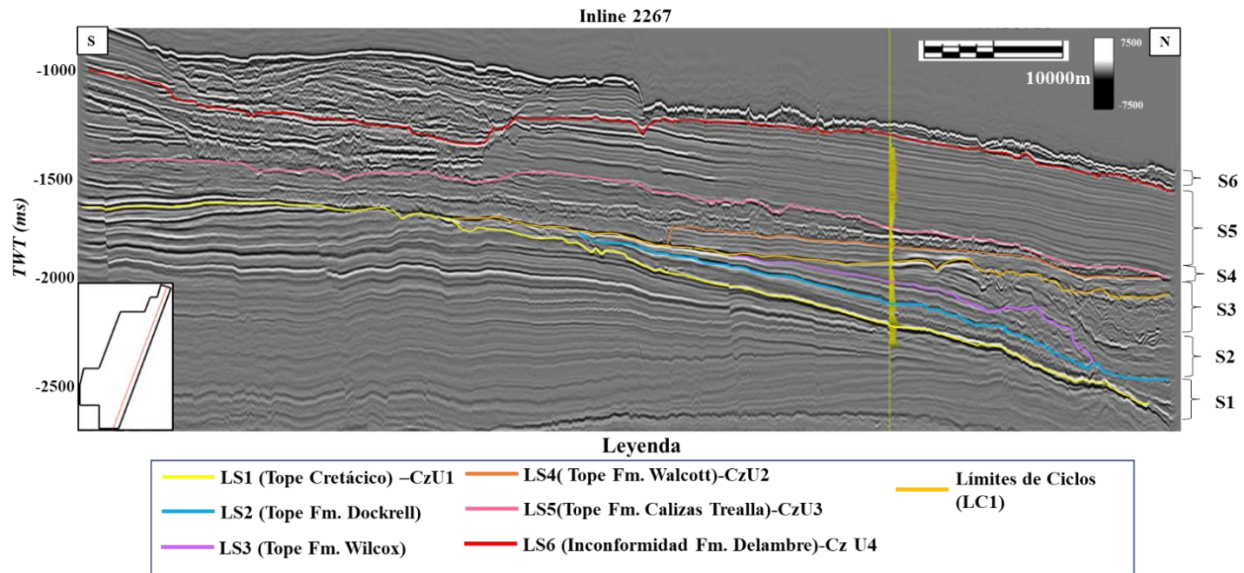
*Superficies de importancia identificadas en perfil de amplitud (inline 2267)*



*Nota.* Se demarcan las terminaciones sísmicas importantes en la determinación de límites de secuencias (LS) siguiendo el esquema de Mitchum (1977). Esta interpretación también se apoya en el atributo *Sweetness*, donde los límites de secuencias son demarcados por superficies arenosas (valores altos de *Sweetness*).

**Figura 45.**

*Interpretación de los límites de secuencias de tercer orden en el perfil sísmico inline 2267 desde el Paleoceno hasta edad reciente*



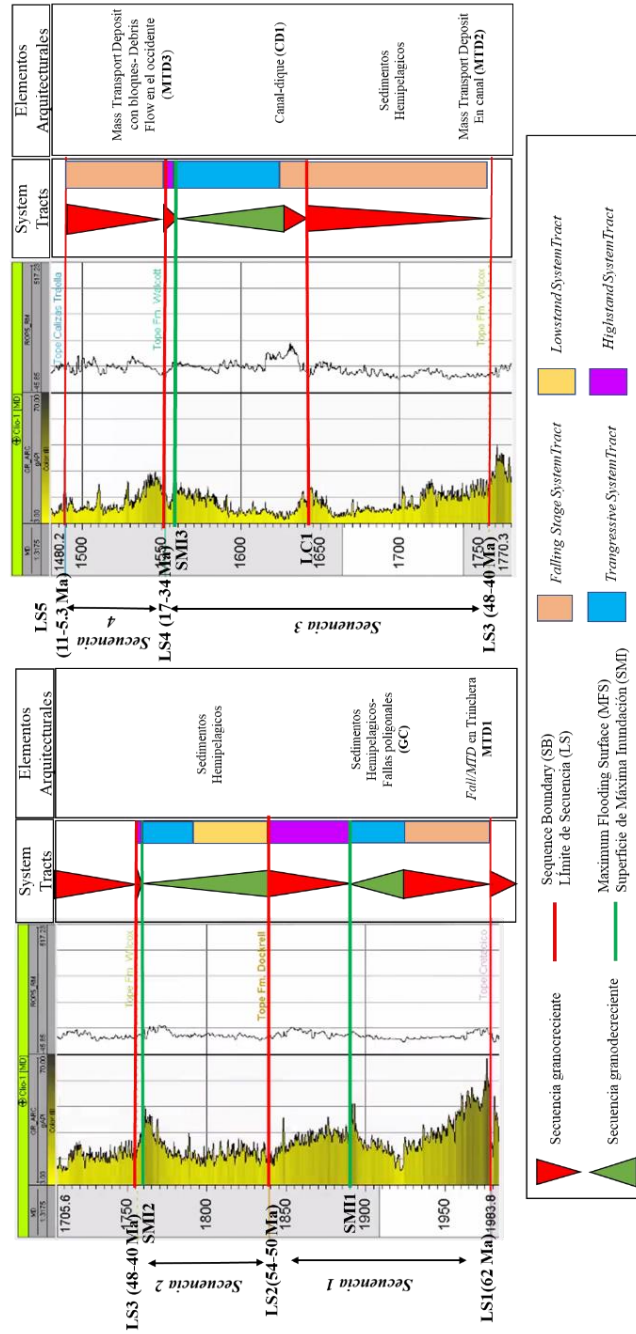
*Nota.* Se indica la nomenclatura de los Límites de Secuencia y su relación con las superficies mapeadas (CzU1, CzU2, CzU3 y CzU4) como referente estratigráfico.

#### **6.4.2 Interpretación estratigráfica de tercer orden**

A continuación, se presenta la interpretación estratigráfica y descripción de cada secuencia en el pozo Clio-1 (Figuras 46 y 47) donde se referencian los elementos arquitecturales descritos en el capítulo de Geomorfología (sección 6.2). Cabe resaltar que la interpretación de secuencias se realizó en el pozo Clio-1 pues el pozo Euryale-1 solo atraviesa las Formaciones Calizas Trealla y Delambre y mostraba una respuesta uniforme en el registro gamma ray que no permitía identificar cambios granulométricos.

Figura 46.

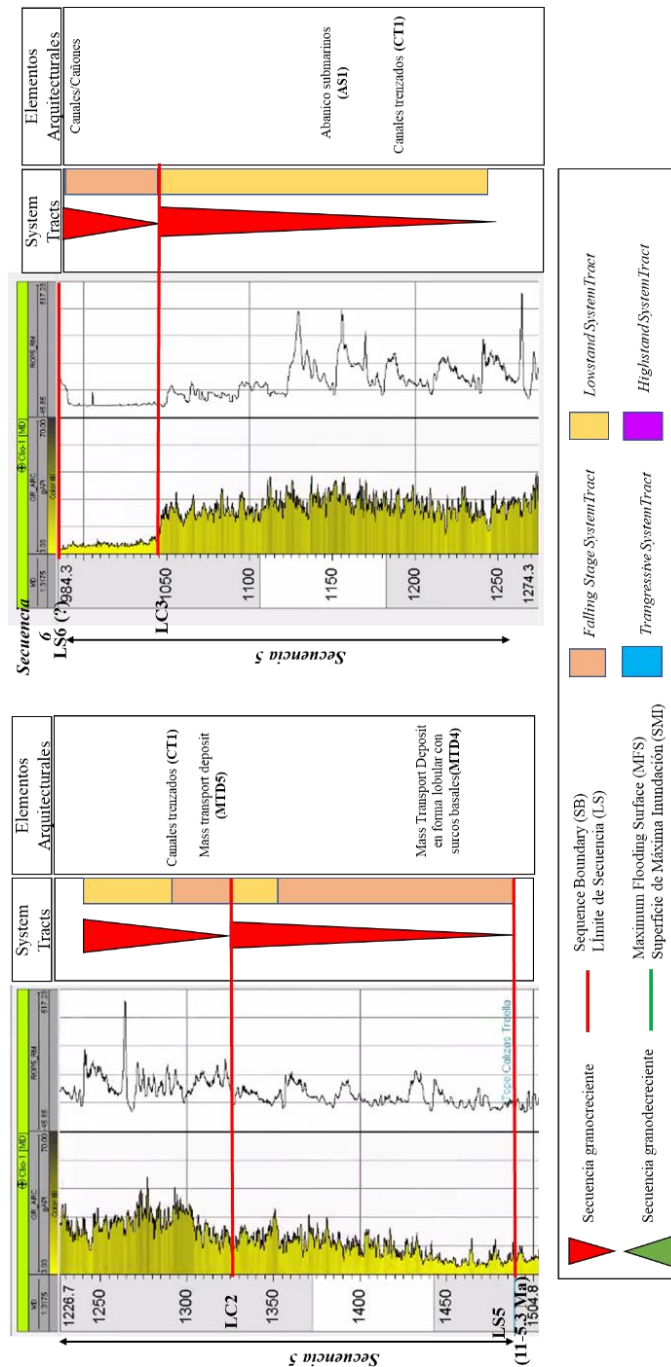
Marco estratigráfico de tercer orden interpretado en el registro gamma ray del pozo Clio-1.



Nota. También se muestra el registro de rata de penetración. Sección inferior (Formaciones Dockrell, Wilcox, Walcott y Calizas Trealla).

**Figura 47.**

Marco estratigráfico de tercer orden interpretado en el registro gamma ray del pozo Clio-1



Nota. También se muestra el registro de rata de penetración. Sección superior (Formación Delambre).

**6.4.2.1 Secuencia 1 de Paleoceno a Eoceno (62 Ma- 54 Ma): Formación Dockrell.** Esta secuencia se limita en su base por el contacto inconforme entre las Limolitas de Gearle, de edad Cretácica superior, y la Formación Dockrell, de edad Paleoceno. Esta inconformidad es notoria por el contraste de buzamiento entre unidades y se identificó como el Límite de Secuencia 1 (**LS1**), que fue mapeado por la superficie CzU1. En la base de esta secuencia, se describieron dos tipos de depósitos de masa transportada: “Fall” y MTD de relleno de trincheras (**MTD1**) que se localizan en la parte externa de la plataforma como se detalló en la sección 6.2.1. Estos depósitos marcan el inicio de un *Falling Stage System Tract* que también se compone de calcilutitas y margas de la Formación Dockrell que están localmente afectadas por fallamiento poligonal (**GC**) (Ver sección 6.2.2). En el registro gamma ray, este *Falling Stage System Tract* se caracteriza por una geometría de embudo que termina en un mínimo local (~7 API), descrito en los reportes de completamiento de pozo como un marcador importante registrado también en otros pozos del área (Chevron, 2007).

Sobre el *Falling Stage System Tract* se identificó un intervalo de *Transgressive System Tract* caracterizado en el registro gamma ray por incremento en forma de campana que alcanza un pico (sección condensada local) de ~35 API. Suprayacente a este intervalo se ubicó la superficie de máxima inundación 1 **SMI1**. Trabajos previos referentes a la Formación Dockrell apoyan la hipótesis de un evento transgresivo durante el Paleoceno que permitió la depositación de litologías de grano fino como limolitas y calcilutitas (Smith, 2014).

La parte final de la secuencia se observa en el registro como un paquete granocreciente asociado a un *Highstand System Tract* que termina en un mínimo local en los valores del gamma ray, correspondiente al límite de secuencia 2 (**LS2**), que a su vez coincide con el tope de la Formación Dockrell.

**6.4.2.2 Secuencia 2 de Eoceno Medio (50-48 Ma): Formación Wilcox.** La secuencia 2 inicia en el contacto entre Formación Dockrell y la Formación Wilcox que se observa en la imagen sísmica como un reflector que se acuña. La litología de esta secuencia (Formación Wilcox) es muy similar a la de la secuencia anterior (Formación Dockrell) descrita como lodolitas calcáreas intercaladas con margas; por lo cual, en la sísmica se observan muy similares. Se diferencian por una menor proporción de fallas poligonales. En el registro de gamma ray, se identificó que la secuencia tiene tres patrones diferentes que se interpretaron como los *systems tracts*. En la base, en el intervalo de 1839 a 1825 metros, tiene una respuesta “cilíndrica aserrada” que se relaciona a una intercalación homogénea sin cambios significativos en el tamaño de grano y se relaciona a un *Lowstand System Tract*. Suprayacente, se observó un intervalo grano-decreciente de 15-20 metros de espesor, que se depositó durante un *Transgressive System Tract* y se limita en su tope por un intervalo de grano muy fino interpretado como una sección condensada local con valores de ~35 API. Al tope de esta secuencia, en un intervalo de 10 metros, se identificó *Highstand System Tract* caracterizado por un incremento abrupto en el tamaño de grano que termina en un mínimo (**LS 3**). Este Límite de Secuencia corresponde al tope de la Formación Wilcox.

**6.4.2.3 Secuencia 3 de Eoceno Medio a Oligoceno (40-34 Ma): Formación Walcott.** Esta secuencia se limita en su base por la superficie erosiva (LS3) que se observa en la sísmica como un reflector acuñado y en los registros como un descenso abrupto en el gamma ray. Dentro de esta secuencia se identificaron dos secuencias mayores (o ciclos): en la base, un *Falling Stage System Tract* (FSST) que se caracteriza por un intervalo grano creciente limitado en su tope por un bajo gamma ray en el Límite de Ciclo (LC1). Este límite de ciclo se observa en la sísmica como una superficie erosiva regional con terminaciones *onlap* y *toplap* (Figuras 44 y 45). Relacionado

a este paquete FSST se observa un depósito de masa transportada acanalado en la zona norte (**MTD2**).

El segundo ciclo se compone de un corto *Falling Stage System Tract* (grano decreciente), un *Transgressive System Tract* (componente grano decreciente) y un *Highstand System Tract* (grano-creciente), limitado en su tope por un límite de secuencia (**LS4**) coincidente con el tope de la Formación Walcott (Horizonte CzU2). El elemento arquitectural más importante de este ciclo es el canal-dique (**CD**), descrito en la sección 6.2.4, depositado durante el *Falling Stage System Tract*. Los demás *system tracts* se componen de sedimentos hemipelágicos.

**6.4.2.4 Secuencia 4 de Mioceno Medio (17-11 Ma): Formación Calizas Trealla.** Esta secuencia está limitada en su base por una inconformidad notoria. La unidad infrayacente exhibe un patrón paralelo, subhorizontal con amplitud uniforme mientras la Formación Calizas Trealla está conformada por reflectores caóticos de amplitud variada. La secuencia se compone de un *Falling Stage System Tract* asociado a un evento regresivo que también es descrito por Tellez (2015) y Smith (2014) en las subcuencas vecinas Dampier y Barrow. Hacia la base se identificó un depósito de masa transportada (**MTD3**) con alto contenido de lodo caracterizado por contener bloques de hasta dos kilómetros provenientes del noreste por fuera del área cubierta por el Draeck 3D, como se describió a profundidad en la sección 6.2.5. Suprayacente a este MTD e incluso depositados entre los bloques se detallaron reflectores de amplitud alta y sub-horizontales asociados a facies arenosas depositadas al final del *Falling Stage System Tract*. A modo general, el registro gamma ray del pozo Clio-1 muestra una tendencia grano creciente que varía entre las 30 API en la base hasta 8 API en el tope de la secuencia. Los altos valores en la base de la Formación Trealla se deben al contenido de lodo del **MTD3** mientras los valores bajos y uniformes

en la parte superior de esta secuencia corresponden a las litologías arenosas. La secuencia se limita en la parte superior por el Límite de Secuencias 5 (**LS5**) correspondiente también al tope de la Formación Calizas Trealla (Horizonte CzU3).

Es importante destacar que en la descripción de ripios de esta unidad en el pozo Euryale 1 muestran un cambio litológico respecto de las secuencias anteriores (Chevron, 1999). Hacia la base predominan la biocalcarenitas con pequeñas intercalaciones de biocalcilimolitas y biocalcilodolitas, mientras al tope son predominantemente calcarenitas y calcilimolitas. Este aporte biogénico representa un incremento en el componente carbonatado que será discutido a mayor profundidad en la sección 6.5 en la correlación de eventos.

**6.4.2.5 Secuencia 5 Mioceno Medio-Tardío (5.3 Ma-2 Ma): Formación Delambre.** La base de esta secuencia se identificó en las líneas sísmicas por el contrastante patrón en los reflectores. El tope de la Formación Calizas Traella corresponde a reflectores de alta amplitud; mientras la Formación Delambre es caracterizada por una amplitud baja con geometría variable. Esta secuencia se compone de repetitivos *Falling Stage System Tracts*, donde se identificaron depósitos de masa transportada (MTDs) y *Lowstand Systems Tracts*, identificados por la depositación de arenas laminadas (abanicos submarinos). La interpretación de los *systems tracts* de esta secuencia se fundamentó principalmente en la interpretación sísmica, ya que el Clio-1 no atraviesa la mayoría de los depósitos descritos. Esto se debe al cambio de dirección en la depositación del Mioceno explicado en las secciones 6.4.3 y 6.5.

La secuencia inicia con un *Falling Stage System Tract* donde se ubicó un depósito de masa transportada con surcos basales y geometría lobular (**MTD4**) sobre el sector más distal al oeste de la cuenca, descrito en la sección 6.2.6. Suprayacente a este MTD se identificó un paquete continuo

de estratos asociado posiblemente a un *Lowstand System Tract*. El ciclo termina con el Límite de Ciclo 2 (**LC2**) indicado en el registro gamma ray. Hay que destacar que la delimitación de ciclos en esta secuencia se realizó tentativamente pues los depósitos son muy similares y la respuesta del gamma ray es relativamente uniforme.

Un segundo ciclo depositacional inicia con el desarrollo de un sistema de canales trenzados (**CT1**) y de un MTD (**MTD5**) en la zona central del Draeck 3D que se formaron durante el siguiente *Falling Stage System Tract* de esta secuencia. Sobre el MTD se identificó un paquete concordante de reflectores paralelos de amplitud alta y geometría de cuña, que por su geometría lobular se asoció a un abanico submarino (**AS1**), depositado durante un *Lowstand System Tract*. Hay que destacar que el sistema de canales trenzados está presente en ambos *system tracts*. En el registro gamma ray esta secuencia exhibe un patrón agradacional, caracterizado por un incremento gradual en el registro gamma ray y un decremento abrupto, que es característico de estos *system tracts*. La parte final de esta secuencia se interpretó como un ciclo correspondiente a un *Falling Stage System Tract* con valores bajos y uniformes en el gamma ray que se limita en su base por el Límite de Ciclo **LC3** y al tope por el Límite de Secuencia 6 (**LS6**), correspondiente a la inconformidad del Plioceno-Holoceno (Horizonte CzU4).

#### **6.4.2.6 Secuencia 6 de Pleistoceno a Reciente (2 Ma-Reciente): Formación Delambre.**

Esta secuencia no es atravesada por el pozo Clio-1 por lo que su interpretación se realizó con base en la expresión sísmica y literatura precedente.

De acuerdo con Smith (2014), para finales del Mioceno se incrementó la tasa de producción y acumulación de los sedimentos en el margen que durante el descenso del nivel del mar (*Falling Stage System Tract*) causó la depositación de movimientos en masa y múltiples

incisiones de canales (ocasionales cañones). En el área de estudio, esta secuencia comprende desde la inconformidad del Plioceno-Holoceno (**LS6**) hasta edad reciente y se compone por depósitos de canales incisivos que aumentan su sinuosidad en el fondo de la cuenca (Ver sección 6.2.9). En los perfiles sísmicos se identificó un patrón muy similar al de la secuencia 5 (MTDs + arenas laminadas) que se interpretaron como flujos turbidíticos con composición alternante transportados por los ya mencionados canales.

#### ***6.4.3 Caracterización de la paleofisiografía (Mapas estructurales de tiempo)***

La comparación de los mapas estructurales de las superficies mapeadas permite conocer los cambios en la fisiografía en una edad determinada e identificar zonas con depositación preferencial.

En la Figura 48, se muestran las superficies de tiempo estructural (TWT) para las superficies CzU1, CzU2, CzU3 y CzU4 que representan isócronas de edades Paleoceno Inferior, Eoceno Superior, Mioceno y Plioceno-Holoceno, respectivamente. En estos mapas se reconoce el cambio en la posición del depocentro denotado en colores purpura-azul oscuro y, por ende, las zonas donde habrá mayor depositación.

En esta comparación se observa un estilo de “depositación compensada” caracterizada por la depositación preferencial en bajos topográficos que produce un movimiento del depocentro en alternancia.

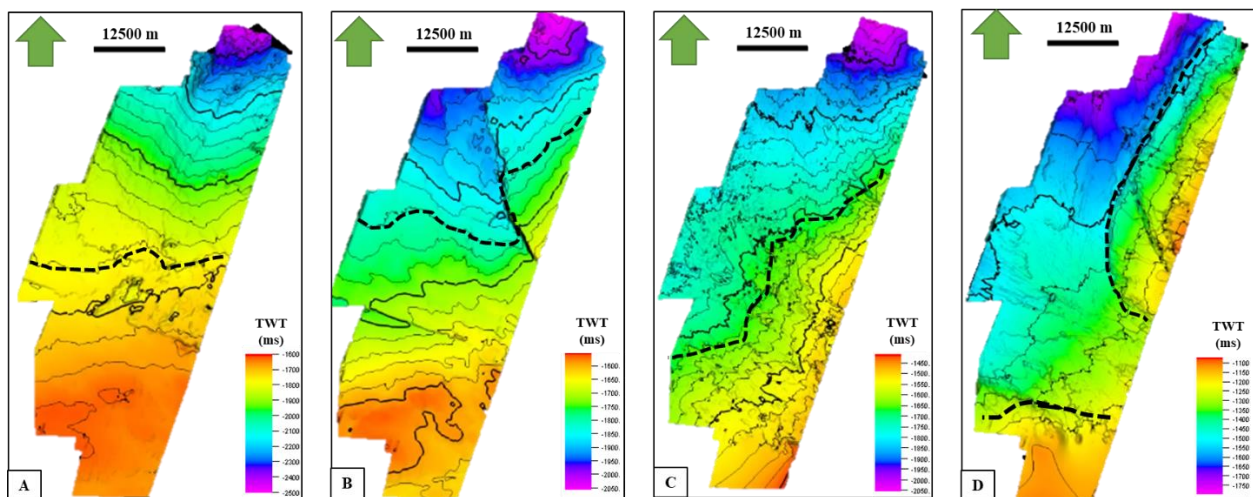
Estos mapas también proveen indicios del cambio en la dirección de depositación. En el intervalo del Paleoceno-Eoceno, la depositación es predominantemente en la dirección sur-norte como se observa en la inclinación de la superficie. Para el Mioceno (base de la Fm. Calizas Trealla) el depocentro se mueve ligeramente hacia el Noroeste, indicando un ingreso de sedimento desde

el Este. Este sector se relleno posteriormente con el depósito de masa transportada con bloques descrito en la Fm. Calizas Trealla (**MTD3**). El mapa estructural de finales del Mioceno muestra una superficie menos inclinada y un desplazamiento del depocentro hacia el norte. En esta superficie se observan irregularidades debido las estriaciones descritas por desplazamiento de bloques angulares en el **MTD 4** en dirección Este-Oeste (Sección 6.2.6). En el último mapa (inconformidad de del Plioceno-Holoceno) se observa nuevamente un movimiento del depocentro hacia el oeste y se aumenta el ángulo de la plataforma, donde hay notorias incisiones de los canales y cañones.

Este cambio alternante en la posición del depocentro está directamente relacionado a la fisiografía de la cuenca y de los eventos tectónicos que modifican la dirección de desplazamiento. La colisión con el terreno de Papúa-Este durante el Mioceno se asume como la principal causante en el cambio de dirección de depositación de Sur-Norte a Este-Oeste. Este cambio también es registrado por Cathro (2002) y Tellez (2015).

### Figura 48.

*Mapas de tiempo estructural (TWT) como indicador de cambio en el depocentro*



— — — — — Línea referente del cambio en la plataforma

*Nota.* A) Tope del Cretácico: limolitas de Gearle (CzU1) B) Tope del Eoceno: Formación Walcott (CzU2) C) Tope del Mioceno: Formación Calizas de Trealla (CzU3) D) Inconformidad del Plioceno-Holoceno dentro de la Formación Delambre (CzU4).

### **6.5 Correlación de la evolución estratigráfica con el nivel del mar, eventos tectónicos locales, tasa de subsidencia y cambios climáticos**

Para identificar la relación temporal entre las secuencias y los eventos eustáticos, tectónicos, climáticos y tasa de subsidencia se elaboró el esquema presentado en la Figura 49 a partir de los trabajos de Haq *et al.* (1987), Longley *et al.* (2002), Stagg & Colwell (1994), Zachos *et al.* (2001) y Kaiko & Tait (2001). En ésta se evidencia que los límites de las secuencias se relacionan con descensos notables en la curva del nivel del mar y en menor proporción con los eventos tectónicos y climáticos. Puesto que para el pozo Clio-1, donde se interpretó la estratigrafía secuencial, no se obtuvieron datos bioestratigráficos, no fue posible datar las superficies de máxima inundación o los límites de secuencias de mayor orden (límites de ciclos) para correlacionarlas con las variables mencionadas. Sin embargo, las edades de los límites de secuencias correspondientes a los topes de las unidades se usaron como referente temporal para la correlación.

La primera secuencia, correspondiente a la Formación Dockrell de edad Paleoceno, se depositó durante un evento transgresivo global relativamente constante como se evidencia por la curva punteada. Sin embargo, dentro de la cuenca North Carnarvon ocurrieron múltiples oscilaciones (curva continua) que explican los *system tracts* descritos. La secuencia finaliza a comienzos del Eoceno a aproximadamente 54 Millones de años, donde se observa un decremento y posterior aumento abrupto en la curva eustática. Longley *et al.* (2002) también describe un límite

de secuencia regional en la cuenca North Carnarvon a finales del Paleoceno-comienzos del Eoceno. Al ser predominantemente una secuencia depositada durante una transgresión, las litologías son muy finas como calcilutitas y margas. En esta secuencia, no se observó relación con los eventos climáticos y/o tectónicos.

La secuencia de edad Eoceno Medio es limitada en su base por un límite de secuencia que se correlaciona a un evento regresivo importante ocurrido hace 50 millones de años. Al igual que la secuencia infrayacente, esta secuencia se depositó en un nivel alto del mar; que explica la similitud en la litología de grano fino con la secuencia del Paleoceno. El tope de esta secuencia corresponde al inicio de una regresión gradual que se prolongó hasta principios del Eoceno Tardío. De esta regresión no se mantiene registro estratigráfico en el área de estudio.

La Formación Walcott de edad Eoceno Tardío, depositada durante la secuencia 3, no muestra relación directa en su límite inferior con un evento regresivo mayor, posiblemente consecuencia de la erosión entre la depositación de la secuencia 2 y la secuencia 3. A modo general, esta secuencia es depositada en condiciones de nivel del mar más bajo que las secuencias predecesoras. Sin embargo, litológicamente es muy similar siendo predominantemente calcilutitas y margas. El tope de esta secuencia tiene coincidencia con un evento regresivo mayor que corresponde al límite entre el Eoceno y el Oligoceno. Además, para esta época ocurre la glaciación del límite Eoceno-Oligoceno que justifica el descenso en el nivel del mar.

La secuencia 4, correspondiente a la Formación Calizas de Trealla fue depositada durante el Mioceno Medio y se caracteriza por un cambio composicional respecto de las secuencias anteriores. La base de esta secuencia está enmarcada por formación de calizas arrecifales en la parte somera de la cuenca (Cathro, 2002; Smith, 2014) (la cual no se observa en el Draeck 3D) pero el predominio de biocalcarenitas y calcarenitas descrito en los ripios de perforación del pozo

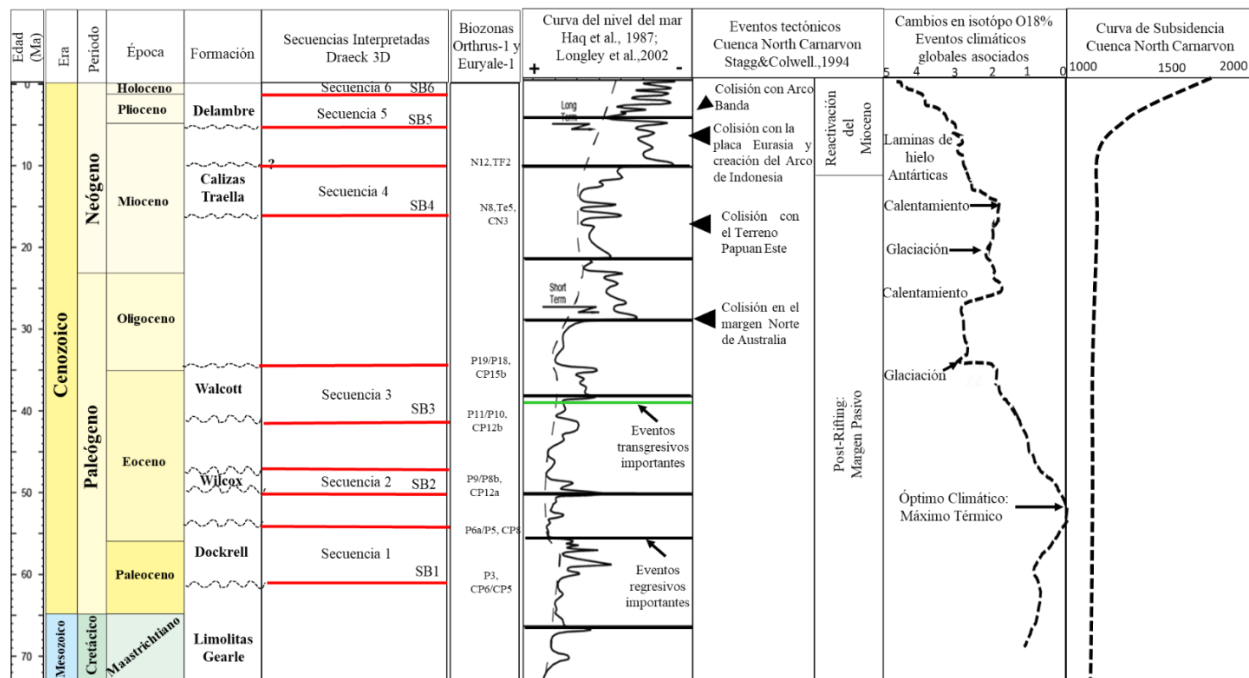
Euryale-1 (Chevron, 1999) permite inferir un aumento en la disponibilidad de material calcáreo en el área fuente. Este cambio se produjo por el incremento en la temperatura global durante el óptimo climático del Mioceno Medio y por el movimiento de la placa australiana hacia latitudes más tropicales. En la secuencia se describió un depósito de masa transportada con bloques de gran extensión (**MTD 4**) que se asoció a un *Falling Stage System Tract*. Este régimen regresivo se observa en la curva eustática como un nivel del mar notablemente más bajo que las secuencias anteriores. La parte superior de la secuencia muestra un ligero aumento en la proporción de material siliciclástico (predominan las calcilutitas y calcarenitas) que provenía del área continental de la cuenca (Pilbara Hinterland) y fue transportado por los equivalentes antiguos de los actuales ríos hasta agua-profunda (Cathro, 2002). Esta hipótesis se apoya en las condiciones climáticas de la época que fueron cálidas y húmedas durante el Mioceno Medio.

Las últimas dos secuencias (secuencias 5 y 6) no cuentan con información bioestratigráfica en el área de estudio, pero basado en los estudios de Smith (2014) y Sánchez (2012) se presume su base data del final del Mioceno Tardío a aproximadamente 5.3 millones de años. Los depósitos de esta secuencia corresponden a la Formación Delambre que se depositaron durante un evento regresivo prolongado caracterizado por sistemas de canales/cañones y paquetes de MTDs-Abanicos. Se correlaciona también a múltiples eventos tectónicos como la colisión con la placa Eurasia, creación del Arco de Indonesia y la reactivación de fallas que generaron gran cantidad de material, propiciando el aumento en la tasa de subsidencia. La producción de material carbonatado se limitó, aumentando la proporción de siliciclásticos respecto de carbonatos. Este nuevo cambio composicional, se relacionó también a un enfriamiento global durante el Mioceno que previno de la formación de calizas en el sector somero de la cuenca.

Aunque en el área de estudio no se observaron fallas mayores, es posible que fallas del Mesozoico se hayan reactivado generando un levantamiento en la zona oriental como se muestra por el cambio abrupto en la inclinación de la plataforma, afectando el espacio de acomodación y modificando la dinámica depositacional.

**Figura 49.**

*Tabla tectonoestratigráfica de correlación de las secuencias identificadas con eventos importantes globales y locales.*



*Nota.* Tabla tectonoestratigráfica de correlación de las secuencias identificadas con los eventos eustáticos (Haq *et al.*, 1987; Longley *et al.*, 2002), eventos tectónicos (Stagg & Colwell, 1994), eventos climáticos indicados por los cambios en el isótopo O18 (Zachos *et al.*, 2001) y rata de subsidencia de la cuenca North Carnarvon (Kaiko & Tait., 2001). Signo de interrogación: edades no conocidas. Diagrama inspirado en Smith (2014).

## 7. Conclusiones

La caracterización geomorfológica a partir de análisis multiatributo convencional y técnicas de Aprendizaje Automatizado no supervisado como Mapas Autoorganizados (SOM) permiten una descripción íntegra de las geoformas atribuyendo características no solo morfológicas sino también litológicas y propiedades de la estratificación. En el área se reconocieron cuatro elementos arquitecturales importantes: depósitos de masa transportada (MTDs), sistemas de canal-dique (*levee*), canales trenzados y abanicos submarinos cuya localización permitió inferir un cambio en las condiciones depositacionales explicado en el marco de estratigrafía de secuencias. Los MTDs, canales trenzados y sistemas de canal-dique se asociaron al *Falling Stage System Tract* donde el nivel del mar desciende incrementando la inestabilidad de los sedimentos en la plataforma. Los abanicos submarinos depositados sobre el fondo de la cuenca se relacionaron al *Lowstand System Tract* y el *Transgressive System Tract*, se identificó por la presencia de intervalos lodosos, denominados sedimentos hemipelágicos. El *Highstand System Tract* se asoció a paquetes con MTDs o segmentos progradacionales.

La estratigrafía secuencial en la plataforma Gorgon de la cuenca North Carnarvon se resume en seis secuencias de tercer orden que están estrechamente relacionadas a los eventos eustáticos, tectónicos y climáticos. Las primeras tres se desarrollaron bajo condiciones tectónicamente estables en un evento transgresivo que permitió la depositación de litologías de grano fino representativas de las Formaciones Dockrell, Wilcox y Walcott. Por el contrario, las secuencias restantes se depositaron bajo un régimen predominantemente regresivo, que también fueron afectadas por la colisión de la placa australiana con el terreno Papúan-Este y del aumento

en la disponibilidad de material carbonatado en el área fuente por el movimiento hacia latitudes tropicales de la placa australiana.

Los análogos modernos representan una herramienta útil en el entendimiento de la génesis de los depósitos y de su carácter. La caracterización de estos análogos permite un acercamiento a las condiciones de generación de los depósitos en agua profunda que por limitaciones humanas no pueden ser estudiados in-situ. Los ejemplos presentados como: el sistema de canal dique en Great Bahama Overbank, los depósitos de masa transportada (MTDs) en Noruega y Borneo y los sistemas de canales y abanicos en California, contribuyeron a entender aspectos genéticos como el origen del sedimento y los mecanismos de transporte y acumulación. De las comparaciones con los elementos arquitecturales identificados en North Carnarvon, también se comprobaron las observaciones de Moscardelli & Wood (2008), quienes destacan que los sistemas mixtos desarrollan los mismos elementos arquitecturales de los análogos siliciclásticos, pero con un tamaño notablemente menor. Esta variación dimensional sigue siendo una incógnita estratigráfica por resolver. Además, el uso conjunto de la información de estos casos de estudio con el análisis multiatributo permitió abordar problemas como la determinación de la dirección de depositación, tal como se mostró en el caso del depósito de masa transportada en la Fm. Calizas Trealla.

La caracterización geomorfológica a partir de Aprendizaje Automatizado no supervisado es una metodología eficiente en la distinción de facies sísmicas relacionadas a los elementos arquitecturales cuando se tiene un conocimiento de la geología del área y de los elementos de entrada (atributos) que mejor resaltan las diferencias entre grupos. Los resultados del análisis de Mapas Autoorganizados (SOM) a partir de una selección híbrida de atributos (experiencia del

intérprete + Análisis de Componentes Principales PCA) son más acertados en la delimitación de grupos de interés a escala sísmica respecto de las combinaciones de atributos elegidas directamente del análisis de componentes principales. Esto demuestra que, aunque el algoritmo está en capacidad de identificar patrones, el conocimiento del intérprete es fundamental para producir mapas con significado geológico.

## **8. Recomendaciones**

La identificación y descripción detallada de los elementos arquitecturales es la clave para una correcta interpretación estratigráfica en los ambientes mixtos. Esta caracterización geomorfológica provee más información de las condiciones depositacionales respecto de los registros de pozo, ya que en muchas ocasiones el registro gamma ray no muestra tendencias granulométricas que permitan inferir cambios ambientales. Se recomienda incorporar análisis multiatributo para caracterizar rasgos importantes de los elementos arquitecturales como la litología, la morfología, la textura y el carácter de la estratificación para disminuir la incertidumbre en su identificación.

La información bioestratigráfica detallada permite hacer correlaciones más minuciosas con los eventos eustáticos, tectónicos y climáticos que den información de la influencia local de estas variables en la sedimentación. Idealmente, se debe tener bioestratigrafía para los pozos en los que se realiza la interpretación secuencial o adquirir las edades de pozos aledaños.

La incorporación de un flujo de trabajo usando Aprendizaje Automatizado permite ahorrar tiempo en el análisis multiatributo y crear imágenes con mayor número de variables respecto del análisis multiatributo convencional. Para contextos como el presentado, se recomienda ejecutar mapas autoorganizados que contengan al menos un atributo indicador de litología (atributos de acentuación de amplitud como *Sweetness*), morfología (atributos geométricos como *Curvature*, *Coherence* y/o *Dip Magnitude*), textura (*GLCM Entropy*) y estratificación (atributos de frecuencia como *Peak Spectral Frequency* y *Peak Spectral Magnitude*) para producir clasificaciones acertadas. Se debe evitar combinaciones de atributos que midan la misma propiedad para evitar sesgos en el resultado.

**Referencias Bibliográficas**

- Barnes, A. E. (2016). *Handbook of Poststack Seismic Attributes*. doi: 10.1190/1.9781560803324
- Barnes, A. E. (2007). Redundant and useless seismic attributes. *SEG Annual Meeting*, 72(3), P33–P38. doi: 10.1190/1.9781560803324
- Barnes, A. E., & Laughlin, K. J. (2002). Investigation of methods for unsupervised classification of seismic data. *SEG Annual Meeting*, 72, 2221–2224. doi: 10.1190/1.1817152
- Barnett, R. M. (2020). *Principal component analysis*. Recuperado de GeostatisticsLessons.com.
- Bouma, A. H. (2000). Fine-grained , mud-rich turbidite systems: model and comparison with coarse-grained, sand-rich systems. *Fine-Grained Turbidite Systems: AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication 68*, 9–20. Recuperado de [shorturl.at/dnopM](http://shorturl.at/dnopM)
- Cartwright, J., James, D., & Bolton, A. (2003). The genesis of polygonal fault systems: A review. *Geological Society Special Publication*, 216, 223–234. doi: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.15
- Cathro, D. L. (2002). *Three-Dimensional Stratal Development of a Carbonate- Siliciclastic Sedimentary Regime, Northern Carnarvon Basin, Northwest Australia* (Tesis doctoral). The University of Texas at Austin, Austin, TX, EE.UU.
- Chevron. (1999). *Euryale 1 Carnarvon Basin: WA-205-P Well Completion Report*. Recuperado de <https://wapims.dmp.wa.gov.au/WAPIMS/Search/WellDetails>.
- Chevron. (2007). *Clio 1 Carnarvon Basin: WA-205-P (R3) Well Completion Report (Interpretive Data)*. Recuperado de <https://wapims.dmp.wa.gov.au/WAPIMS/Search/WellDetails>.
- Chopra, S., & Alexeev, V. (2005). Application of texture attribute analysis to 3D seismic data. *SEG Annual Meeting*, 2, 767–770. doi: 10.1190/1.2144439
- Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2007a). Capítulo 1 Overview of Seismic Attributes. En *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization* (pp. 1–24). doi: 10.1190/1.9781560801900
- Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2007b). Capítulo 2 Volumetric Dip and Azimuth. En *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization* (pp. 25–44). doi: 10.1190/1.9781560801900

- Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2007c). Capítulo 3 Coherence. En *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization* (pp. 45–72). doi: 10.1023/A:1026542621512
- Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2019). Unsupervised machine learning applications for seismic facies classification. *Unconventional Resources Technology Conference URTEC*. doi: 10.15530/urtec-2019-557
- Deng, H., & McClay, K. (2019). Tectono-stratigraphy of the Dampier Sub- basin, North West Shelf of Australia. *Geological Society, London, Special Publications Tectono-Stratigraphy*. doi: 10.1144/SP476-2018-180
- Di, H., & Gao, D. (2017). Nonlinear gray-level co-occurrence matrix texture analysis for improved seismic facies interpretation. *Interpretation*, 5(3), SJ31–SJ40. doi: 10.1190/INT-2016-0214.1
- Draganits, E., Schlaf, J., Grasemann, B., & Argles, T. (2008). Giant submarine landslide grooves in the Neoproterozoic/Lower Cambrian Phe Formation, northwest Himalaya: Mechanisms of formation and palaeogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 205(3), 126–141. doi: 10.1016/j.sedgeo.2008.02.004
- Færseth, R. B., & Sætersmoen, B. H. (2008). Geometry of a major slump structure in the Storegga slide region offshore western Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 88(1), 1–11. Recuperado de [https://foreninger.uio.no/ngf/ngt/pdfs/NJG\\_88\\_1-11.pdf](https://foreninger.uio.no/ngf/ngt/pdfs/NJG_88_1-11.pdf)
- Ferraretti, D., Gamberoni, G., & Lamma, E. (2012). Unsupervised and supervised learning in cascade for petroleum geology. *Expert Systems with Applications*, 39(10), 9504–9514. doi: 10.1016/j.eswa.2012.02.104
- Fildani, A., & Normark, W. R. (2004). Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan. *Marine Geology*, 206(1–4), 199–223. doi: 10.1016/j.margeo.2004.03.001
- Frey-Martínez, J. (2010). 3D Seismic Interpretation of Mass Transport Deposits: Implications for Basin Analysis and Geohazard Evaluation. *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 28(1), 553–568. doi: 10.1007/978-90-481-3071-9\_45
- Gamboa, D., Alves, T., & Cartwright, J. (2011). Distribution and characterization of failed (mega)blocks along salt ridges, southeast Brazil: Implications for vertical fluid flow on continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 116(8). doi: 10.1029/2011JB008357
- Gartrell, A. (2000). Rheological controls on extensional styles and the structural evolution of the Northern Carnarvon Basin, North West Shelf, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47(1), 231–244. doi: 10.1046/j.1440-0952.2000.00776.x

- Gee, M. J. R., Gawthorpe, R. L., & Friedmann, J. S. (2005). Giant striations at the base of a submarine landslide. *Marine Geology*, 214(1), 287–294. doi: 10.1016/j.margeo.2004.09.003
- Gee, M. J. R., Uy, H. S., Warren, J., Morley, C. K., & Lambiase, J. J. (2007). The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology*, 246(1), 9–23. doi: 10.1016/j.margeo.2007.07.009
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4), 1156–1167. Recuperado de <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Haq1987.pdf>
- Heldreich, G. A. (2016). *A Quantitative Analysis of the Fluvio- Deltaic Mungaroo Formation : Better- Defining Architectural Elements from 3D Seismic and Well Data* (Tesis doctoral). University of Manchester, Manchester, Reino Unido.
- Hiatt, E. E. (2000). Sedimentology and Sequence Stratigraphy in Basin Analysis and Paleohydrologic Studies. *Fluids and Basin Evolution, Mineralogical Association of Canada*. 19(38), 19–38. Recuperado de [https://www.researchgate.net/publication/259844634\\_sedimentology\\_and\\_sequence\\_stratigraphy\\_in\\_basin\\_analysis\\_and\\_paleohydrologic\\_studies](https://www.researchgate.net/publication/259844634_sedimentology_and_sequence_stratigraphy_in_basin_analysis_and_paleohydrologic_studies)
- Kaiko, A. R., & Tait, A. M. (2001). Post-rift Tectonic Subsidence and Palaeo-water Depths in the Northern Carnarvon Basin, Western Australia. *The APPEA Journal*, 41, 367–379. doi: 10.1071/AJ00017
- Kelman, A. P., Nicoll, R. S., Kennard, J. M., Mory, A. J., Mantle, D. J., Le Poidevin, S., Bernardel, G., Rollet, N., & Edwards, D. (2013). Northern Carnarvon Basin Biozonation and Stratigraphy Chart 36. *Geoscience Australia*. Recuperado de [shorturl.at/ejkst](http://shorturl.at/ejkst)
- Klaucke, I., Masson, D. G., Kenyon, N. H., & Gardner, J. V. (2004). Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe. *Marine Geology*, 206(1–4), 181–198. doi: 10.1016/j.margeo.2004.02.006
- Kneller, B., Dykstra, M., Fairweather, L., & Milana, J. P. (2016). Mass-transport and slope accommodation: Implications for turbidite sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, 100(2), 213–235. doi: 10.1306/09011514210
- Koson, S., Chenrai, P., & Choowong, M. (2014). Seismic Attributes and Their Applications in Seismic Geomorphology. *Bulletin of Earth Sciences of Thailand*. 6(1), 1–9. Recuperado de [Shorturl.at/GjsK0](http://Shorturl.at/GjsK0)
- La Marca-Molina, K. (2020). *Seismic Attribute Optimization with Unsupervised Machine Learning Techniques for Deepwater Seismic Facies Interpretation: Users vs Machines* (Tesis

de maestría). The University of Oklahoma, Norman, OK, EE.UU.

- La Marca-Molina, K., Silver, C., Bedle, H., & Slatt, R. (2019). Seismic facies identification in a deepwater channel complex applying seismic attributes and unsupervised machine learning techniques. A case study in the Tarinaki Basin, New Zealand. *SEG International Exposition and Annual Meeting*, 2059–2063. doi: 10.1190/segam2019-3216705.1
- Lawver, L. A., Coffin, M. F., Dalziel, I. W. D., Gahagan, L. M., & Schmitz, R. M. (1999). *The Plates 1999 Atlas of Paleogeographic Reconstructions (Plates Progress Report No. 235): University of Texas Institute for Geophysics Technical Report No. 187*. Recuperado de [http://www-udc.ig.utexas.edu/external/facilities/tech\\_reports/](http://www-udc.ig.utexas.edu/external/facilities/tech_reports/).
- Longley, I. M., Buessenschuett, C., Clydsdale, L., Cubitt, C. J., Davis, R. C., Johnson, M. K., Marshall, N. M., Somervillen, A. P. R., Spry, T. B., & Thompson, N. B. (2002). The North West Shelf of Australia-A Woodside perspective. *The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium*, 27-88. Recuperado de <http://www.searchanddiscovery.com/documents/longley/>
- Mitchum, R. M. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level Part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. *Application to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26*, 205–212.
- Moscardelli, L., Ochoa, J., Hunt, I., & Zahm, L. (2019). Mixed siliciclastic–carbonate systems and their impact for the development of deep-water turbidites in continental margins: A case study from the Late Jurassic to Early Cretaceous Shelburne subbasin in offshore Nova Scotia. *AAPG Bulletin*, 103(10), 2487–2520. doi: 10.1306/02151917318
- Moscardelli, L., & Wood, L. (2008). New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, 20(1), 73–98. doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00340.x
- Moscardelli, L., Wood, L., & Mann, P. (2006). Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90(7), 1059–1088. doi: 10.1306/02210605052
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Principaud, M., Chabaud, L., Eberli, G. P., Kindler, P., Billeaud, I., Gonthier, E., Fournier, F., Leonide, P., & Borgomano, J. (2014). First Discovery of Channel-Levee Complexes In A Modern Deep-Water Carbonate Slope Environment. *Journal of Sedimentary Research*, 84(11), 1139–1146. doi: 10.2110/jsr.2014.90
- Piper, D. J. W., Cochonat, P., & Morrison, M. L. (1999). The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: Initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, 46(1), 79–97. doi: 10.1046/j.1365-3091.1999.00204.x

- Pires De Lima, R., Marfurt, K., Duarte, D., & Bonar, A. (2019). Progress and challenges in deep learning analysis of geoscience images. *EAGE Conference and Exhibition, 2019*, 1–5. doi: 10.3997/2214-4609.201901607
- Plummer, P. S., & Gostin, V. A. (1981). Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis? *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(4), 1147–1156. doi: 10.1306/212f7e4b-2b24-11d7-8648000102c1865d
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1993). Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86(1–2), 91–109. doi: 10.1016/0037-0738(93)90135-R
- Posamentier, H. W., & Martisen, O. J. (2010). The Character and Genesis of Submarine Mass-Transport Deposits: Insights from Outcrop and 3D Seismic Data. *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings SEPM Special Publication*, 95, 7–38. doi: 10.2110/sepmsp.096.007
- Prince, P. S. (2019). *Toreva Block Landslide models*. Virginia Division of Geology and Mineral Resources. Recuperado de <https://geomodelsvt.wordpress.com/2019/07/29/toreva-block-landslide-models/>
- Qi, J., Zhang, B., Lyu, B., & Marfurt, K. (2020). Seismic attribute selection for machine-learning-based facies analysis. *Geophysics*, 85(2), O17–O35. doi: 10.1190/geo2019-0223.1
- Reiche, P. (1937). “The Toreva block, a distinctive landslide type.” *Journal of Geology*, 45(5), 538–548. doi: 10.1086/624563
- Roberts, A. (2001). Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons. *First Break*, 19, 85–99. doi: 10.1046/j.0263-5046.2001.00142.x
- Roden, R., & Chen, C. W. (2017). Interpretation of DHI characteristics with machine learning. *First Break*, 35(5), 55–63. Recuperado de <https://www.geoinsights.com/interpretation-of-dhi-characteristics-with-machine-learning/>
- Roden, R., Smith, T., & Sacrey, D. (2015). Geologic pattern recognition from seismic attributes: Principal component analysis and self-organizing maps. *Interpretation*, 3(4), SAE59–SAE83. doi: 10.1190/INT-2015-0037.1
- Roy, A. (2013). *Latent space classification of seismic facies* (Tesis doctoral). University of Oklahoma, Norman, OK, EE.UU.
- Roy, A., Matos, M. M. C. de, & Marfurt, K. J. (2011). Application of 3D Clustering Analysis for Deep Marine Seismic Facies Classification—An Example from Deep-Water Northern Gulf of Mexico. *Attributes: New Views on Seismic Imaging -- Their Use in Exploration and*

*Production, August 2016*, 410–441. doi: 10.5724/gcs.11.31.0410

Sacrety, D., & Roden, R. (2014). Understanding Attributes and Their Use in the Application of Neural Analysis – Case Histories Both Conventional and Unconventional. En L. Krystinik (Presidencia). *American Association of Petroleum Geologists*. Conferencia Llevada a Cabo En Geoscience Technology Workshop, Permian and Midland Basin New Technologies, Houston, TX, EE.UU.

Sanchez, C. M., Fulthorpe, C. S., & Steel, R. J. (2012). Middle Miocene-Pliocene siliciclastic influx across a carbonate shelf and influence of deltaic sedimentation on shelf construction, Northern Carnarvon Basin, Northwest Shelf of Australia. *Basin Research*, 24(6), 664–682. doi: 10.1111/j.1365-2117.2012.00546.x

Schlumberger Oilfield Glossary. (2020). *Atributo*. Recuperado de <https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/a/attribute.aspx>

SEPM. (2015). *Character of Log Response*. SEPM Stratigraphy Web. Recuperado de <http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=168>.

Shanmugam, G. (2016). Submarine fans: A critical retrospective (1950–2015). *Journal of Palaeogeography*, 5(2), 110–184. doi: 10.1016/j.jop.2015.08.011

Smith, M. (2014). *Cenozoic stratigraphy of the North Carnarvon Basin: Insights for the growth history of carbonate margins of the North West Shelf* (Tesis de maestría). The University of Western Australia, Crawley, Australia.

Stagg, H., & Colwell, J. (1994). The Structural Foundations of the Northern Carnarvon Basin. En Purcell, P.G. & R.R., (Eds). *The Sedimentary Basins of Western Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium*, 349–364.

Tellez, J. J. (2015). *Seismic Sequence Stratigraphy and Architectural Elements for Cenozoic Strata at the Rankin Platform Sub-Basin, North Carnarvon Basin, Australia* (Tesis de maestría). University of Oklahoma, Norman, OK, EE.UU.

Tortopoglu, B. (2015). *The structural evolution of the Northern Carnarvon Basin, Northwest Australia* (Tesis de maestría). Colorado School of Mines, Golden, CO, EE.UU.

Vail, P. R. (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. *Atlas of Seismic Stratigraphy* (Ed. by Bally A.W.).

Veeken, P. C. H. (2013). Chapter 7 : Stratigraphic Interpretation. In *An Introduction to Seismic Interpretation*. doi: 10.1016/C2013-0-12810-3

- Veeken, P. C. H., & Moerkerken, B. V. (2007). Capítulo 2 - The Seismic Reflection Method and Some of Its Constraints. En *Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration*.
- Wallace, M. W., Condilis, E., Powell, A., Redfearn, J., Auld, K., Wiltshire, M., Holdgate, G., & Gallagher, S. (2003). Geological Controls on Sonic Velocity in the Cenozoic Carbonates of the Northern Carnarvon Basin, North West Shelf, Western Australia. *The APPEA Journal*, 43(1). doi: 10.1071/aj02020
- Wallet, B. (2014). *Seismic Attribute Expression of Fluvial-Deltaic and Turbidite Systems* (Tesis doctoral). University of Oklahoma, Norman, OK, EE.UU.
- Weimer, P., Slatt, R. M., & Bouroullec, R. (2007). *Introduction to the petroleum geology of deepwater settings*. American Association of Petroleum Geologist. AAPG Studies in Geology.
- Wood, L. J. (2007). Quantitative Seismic Geomorphology of Pliocene and Miocene Fluvial Systems in the Northern Gulf of Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 713–730. doi: 10.2110/jsr.2007.068
- Yang, X. M., & Elders, C. (2016). The Mesozoic structural evolution of the Gorgon Platform, North Carnarvon Basin, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 63(6), 755–770. doi: 10.1080/08120099.2016.1243579
- Zachos, J., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292(5517), 686–693. doi: 10.1126/science.1059412
- Zhao, T. (2017). *Machine assisted quantitative seismic interpretation* (Tesis doctoral). University of Oklahoma, Norman, OK, EE.UU.
- Zhao, T., Jayaram, V., Roy, A., & Marfurt, K. J. (2015). A comparison of classification techniques for seismic facies recognition. *Interpretation*, 3(4), SAE29–SAE58. doi: 10.1190/INT-2015-0044.1
- Zhao, T., Li, F., & Marfurt, K. J. (2018). Seismic attribute selection for unsupervised seismic facies analysis using user-guided data-adaptive weights. *Geophysics*, 83(2), O31–O44. doi: 10.1190/GEO2017-0192.1
- Zhao, T., Zhang, J., Li, F., & Marfurt, K. J. (2016). Characterizing a turbidite system in Canterbury Basin, New Zealand, using seismic attributes and distance-preserving self-organizing maps. *Interpretation*, 4(1), SB79–SB89. doi: 10.1190/INT-2015-0094.1