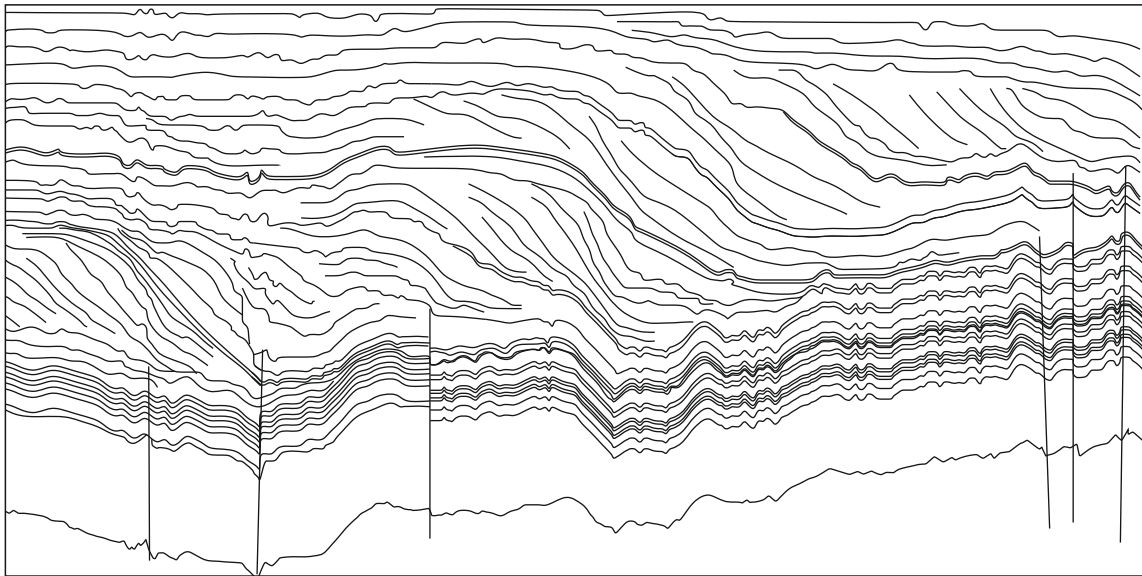


**Caracterización de clinofomas  
depositacionales en el Cretácico Temprano  
de la Cuenca Neuquina (Argentina):  
Controles sobre la configuración marina,  
implicancias para la exploración/explotación  
de hidrocarburos**

**Tesis doctoral**

**Lic. Jerónimo Juan Zuazo**



**Directores:**

**Dr. Ernesto Schwarz**

**Dr. Gonzalo D. Veiga**

# Tabla de Contenidos

<b>AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>8</b>
<b>RESUMEN.....</b>	<b>10</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>14</b>
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1 Introducción a las clinoformas.....	19
1.2 El Mar Neuquino: variabilidad de clinoformas .....	20
1.3 Hipótesis, objetivo general y objetivos específicos .....	24
<b>Capítulo 2. Marco conceptual</b>	
<b>2.1 Introducción y conceptos básicos en el estudio de las clinoformas .....</b>	<b>27</b>
2.1.1 Introducción .....	27
2.1.2 Conceptos .....	30
<b>2.2. Clasificación escalar.....</b>	<b>33</b>
2.2.1 Introducción .....	33
2.2.2 Clinoformas de escala deltaica .....	34
2.2.2.1 Introducción .....	34
2.2.2.2 Clinoformas de línea de costa .....	37
i. Definición y características principales .....	37
ii. Sistemas deltaicos fluvio-dominados: procesos, productos y relación con clinoformas .....	38
iii. Sistemas de <i>shoreface</i> : procesos, productos y relación con clinoformas .....	39
2.2.2.3 Clinoformas subácueas .....	41
i. Definición y características principales .....	41
ii. Procesos, productos y vinculación con clinoformas .....	42

iii. Información adicional .....	46
2.2.3 Clinoformas de Margen de Plataforma .....	48
2.2.3.1 Definición .....	48
2.2.3.2 Características morfológicas principales .....	50
2.2.3.3 Estudios previos .....	51
2.2.3.4 Genesis, controles y ritmos de construcción .....	51
<b>2.3. Clasificaciones genéticas .....</b>	<b>54</b>
2.3.1 Introducción .....	54
2.3.2 Clinoformas activas y pasivas .....	54
2.3.3 Clinoformas simples y compuestas .....	55
2.3.4 Clinoformas híbridas .....	57
<b>2.4. Consideraciones respecto de las clasificaciones desarrolladas .....</b>	<b>59</b>
<b>2.5. Mar Neuquino (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano) .....</b>	<b>62</b>
2.5.1 Introducción .....	62
2.5.2 Configuración geológica del Mar Neuquino .....	64
2.5.3 Configuración del Mar Neuquino durante el Titoniano-Valanginiano .....	68
2.5.4 Configuración del Mar Neuquino durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano .....	71
2.5.5 Configuración del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío .....	74
2.5.6 Interrogantes de la configuración del Mar Neuquino durante el Cretácico Temprano .....	75

## **Capítulo 3. Estrategias de reconstrucción y análisis de clinoformas de *shoreface***

<b>3.1 Introducción .....</b>	<b>81</b>
<b>3.2 Sistemas de <i>shoreface</i>: Introducción y generalidades .....</b>	<b>82</b>

3.2.1 El sistema de <i>shoreface</i> del Miembro Pilmatué .....	84
3.2.1.1 Asociaciones de facies y modelo de acumulación .....	84
<b>3.3 Metodología para la reconstrucción de cliniformas de <i>shoreface</i> .....</b>	<b>87</b>
3.3.1 Introducción .....	87
3.3.2 Fajas de Facies: Introducción y generalidades .....	94
3.3.2.1 Anchos de faja de facies .....	95
3.3.2.2 Gradiente de faja de facies .....	105
<b>3.4 Resultados .....</b>	<b>108</b>
3.4.1 Anchos, gradientes y relaciones para cada faja de facies .....	108
3.4.2 Ancho, gradiente y relaciones entre fajas de facies sucesivas .....	114
<b>3.5 Estrategias de reconstrucción a escala de fajas de facies .....</b>	<b>115</b>
3.5.1 Introducción .....	115
3.5.2 Reconstrucción utilizando los valores promedios .....	118
3.5.3 Reconstrucción utilizando gradientes derivados de los conjuntos de datos .....	118
3.5.4 Reconstrucción utilizando subconjunto de datos .....	120
3.5.5 Reconstrucción de faja de facies de <i>offshore</i> .....	123
<b>3.6 Caracterización de cliniformas de <i>shoreface</i> .....</b>	<b>125</b>
3.6.1 Caracterización de cliniformas a partir de estrategia de reconstrucción por promedios .....	125
3.6.2 Caracterización de cliniformas a partir de estrategia conjuntos .....	126
3.6.3 Caracterización de cliniformas a partir de estrategia subconjuntos .....	127
<b>3.7 Discusión .....</b>	<b>128</b>
3.7.1 Precisión de los datos (moderno vs. Fósil) y estrategias de reconstrucción: ¿cuál es mejor? .....	128



3.7.2 Anchos de faja de facies e impacto en la expresión geométrica de <i>foresets</i> de clinofomas de <i>shoreface</i> .....	131
3.7.3 Valor predictivo de la composición textural y tipo de <i>foresets</i> .....	132
3.7.4 Anchos de faja de facies y gradiente de depositación .....	137
3.7.5 (Paleo)batimetría del Mar Neuquino (Hauteriviano Temprano) .....	137
<b>3.8 Consideraciones finales .....</b>	<b>140</b>

## **Capítulo 4. Caracterización y análisis de clinofomas subácueas y de margen de plataforma**

<b>4.1 Introducción .....</b>	<b>143</b>
4.1.1 Marco conceptual .....	143
4.1.2 Contenido y organización del capítulo .....	145
<b>4.2 Clinofomas del Miembro Agua de la Mula .....</b>	<b>145</b>
4.2.1 Materiales y métodos .....	145
4.2.2 Marco geológico y trabajos previos .....	150
4.2.2.1 Intervalo I .....	152
4.2.2.2 Intervalo II .....	152
4.2.2.3 Intervalo III .....	155
4.2.3 Caracterización morfométrica de los <i>foresets</i> de las clinofomas subácueas ...	155
4.2.3.1 Sección S1 .....	156
4.2.3.2 Sección S2 .....	164
4.2.3.3 Comparación entre secciones y lecciones resultantes .....	164
4.2.4 Implicancias .....	166
4.2.4.1 Implicancias para su clasificación por tamaños .....	166
4.2.4.2 Reconstrucción paleogeográfica de clinofomas compuestas de escala deltaica .....	167

<b>4.3 Clinoformas de la Formación Vaca Muerta .....</b>	<b>174</b>
4.3.1 Materiales y métodos .....	174
4.3.2 Marco geológico y trabajos previos en la Formación Vaca Muerta .....	178
4.3.3 Caracterización morfométrica de <i>foresets</i> de clinoformas de la Formación Vaca Muerta .....	181
4.3.3.1 Intervalo I .....	184
4.3.3.2 Intervalo II .....	186
4.3.3.3 Intervalo III .....	186
4.3.3.4 Comparación entre secciones y lecciones resultantes .....	194
4.3.3.5 Análisis intraintervalo .....	195
i. Intervalo I .....	195
ii. Intervalo II .....	197
iii. Intervalo III .....	200
4.3.4 Implicancias .....	202
4.3.4.1 Implicancias para su clasificación por tamaños .....	202
4.3.4.2 Implicancias en la exploración y desarrollo de hidrocarburos de la expresión geométrica del <i>foreset</i> .....	204
<b>4.4 Discusión Integral .....</b>	<b>209</b>
4.4.1 Configuración del perfil depositacional y paleoprofundidad asociada del mar Neuquino: Hauteriviano Tardío, Titoniano-Valanginiano .....	209
4.4.2 Controles autogénicos en clinoformas subácueas: autoretiro .....	214
4.4.3 Controles alogénicos: circulación paleo-oceanográfica .....	216
<b>4.5 Consideraciones finales .....</b>	<b>218</b>
<b>Capítulo 5. Modelado de clinoformas de <i>shoreface</i></b>	
<b>5.1 Introducción .....</b>	<b>221</b>

<b>5.2 Modelado a escala de parasecuencia .....</b>	<b>225</b>
5.2.1 Introducción .....	225
5.2.2 Calidades petrofísicas y potencial comportamiento de las facies .....	226
5.2.3 Impacto de la expresión geométrica de <i>foresets</i> .....	228
<b>5.3 Modelado a escala de intraparasecuencia: Variación en la expresión geométrica de la heterogeneidad interna en clinotemas de <i>shoreface</i> .....</b>	<b>236</b>
5.3.1 Introducción .....	236
5.3.2 Metodología .....	240
5.3.3 Resultados a escala de intraparasecuencia .....	252
5.3.3.1 Estrategia de modelado de reservorios en sistemas de <i>shoreface</i> .....	252
5.3.3.2 Eficiencia de volumen conectado y diseño de pozos .....	254
<b>5.4 Discusión-Perspectivas Futuras .....</b>	<b>259</b>
 <b>Capítulo 6. Consideraciones finales</b>	
<b>6.1 Consideraciones finales.....</b>	<b>265</b>
 <b>Bibliografía</b>	
Bibliografía.....	270

## Agradecimientos

Hacer una tesis doctoral es un proceso muy largo y que requiere como condición necesaria, pero no suficiente, del esfuerzo personal. Por lo tanto, sin el apoyo de un montón de personas e instituciones a través de todos estos años, este trabajo no sería posible.

Me gustaría agradecer a la Universidad pública, gratuita y de calidad de la República Argentina. A las gestiones de gobierno que apuestan por ciencia, tecnología y educación, por y para el desarrollo soberano de nuestro pueblo. A todos los y las argentinas que lucharon para que la educación pública, gratuita y de calidad sea un derecho en esta tierra. Derecho que hay que seguir defendiendo continuamente. Al CONICET por otorgarme la beca doctoral que me permitió atravesar todo este proceso en la mejor institución de ciencia y tecnología de América Latina.

A mis directores, Ernesto y Gonzalo. Siempre estaré agradecido. No solamente por la oportunidad, sino, por el tiempo y la dedicación de formar recursos humanos de alta calidad técnica, con pensamiento crítico, por apostar al país y quedarse acá a lucharla y construir algo mejor. Todo lo que se, se los debo a ellos.

Un agradecimiento especial para el Centro de Investigaciones Geológicas, que fue mi lugar de trabajo durante este proyecto. Todas las personas del CIG, las que estaban cuando yo comencé y ahora ya no, me ayudaron a insertarme en una institución con mucha amabilidad y muchas ganas. A Numa, un gran amigo, con quien fuimos descubriendo una linda historia de amistad, que sin saberlo se remontaba incluso hasta antes de nacer. Y a los que están ahora y seguirán construyendo un país mejor, con más ciencia al servicio de la comunidad, cuando yo ya no esté allí. A todo el personal del CIG, gracias.

Además, a todo el grupo Ostende (Dani, Mica, Mari, Mau Isla, Manu López, Rodri, Colo, Marian y Ale). Un hermoso grupo de amigos y amigas, con los que, en gran parte, además de instituto, compartimos años de la carrera de grado. Los viajes, las birritas y las charlas nos seguirán encontrando, más allá de los códigos postales.

A Guillermo Pedersen, que no solamente me ayudó a laburar en algo que yo creía apasionadamente tenía que estar en esta tesis, sino que me mostró otra realidad. Gracias por tu tiempo, tu amabilidad, por tu paciencia y por apostar por la ciencia y el conocimiento para seguir avanzando incluso cuando a veces parece que ya está todo hecho.

A mis compañeras y compañero de Cátedra de Sedimentología Especial, Elisa y Marina, y Sergio, que me ayudaron a ser mejor docente, confiaron en mí y nos acompañamos durante

una pandemia mundial para poder seguir haciendo lo que más nos gusta, ayudar y enseñar en la universidad pública. Además, me bancaron en todo durante estos años de tesis.

A Néstor Kirchner y Cristina Fernández de Kirchner, por devolverle la esperanza a un pueblo, por generarle la necesidad a los jóvenes de incorporarse a la lucha de construir un país mejor y por mostrarnos otra vez, el valor de la política como herramienta de transformación de la realidad. Por creer y apuntalar el rol de la educación, la ciencia y la tecnología para construir un país más justo, potente y soberano. Por marcar un camino, el de las ideas, el de la ciencia y la tecnología, el de estudiar cada vez más, el de prepararse y capacitarse más que todos, el de ayudar al que está al lado, tenderle la mano al que tiene problemas, explicarle al que todavía no entiende a tener mucha paciencia, explicar otra vez, como es la historia para construir un país mejor, más justo, más inclusivo, más fuerte, más potente, de pie, y más soberano.

A mi familia más cercana: a mi mamá y mi papá, Marina y Gustavo; a mi hermana Mora. Sin el amor, y el apoyo incondicional de ellos, esta tesis no sería posible. A mi compañera de vida, Caterina, que me alienta y motiva todos los días y me puede sacar una sonrisa incluso en los momentos más difíciles. A mis ancestros, todos, los que estuvieron antes que yo, que, aunque ya no están me acompañan todos los días. Entre ellos, a La Bruja, mi abuelo, del cual siento su inquebrantable apoyo y aliento en cada cosa que me propongo. Incluso cuando los pronósticos están en contra, más lo siento a mi lado.

A mis amigos del barrio que después de 30 años de amistad me siguen enseñando lo lindo de la vida, Damián, Nicolás, Franco y Eugenio. Sin las charlas constantes, las reuniones cada tanto y los proyectos de seguir cultivando esta amistad entrañable, nada tendría sentido.

A José y Luis, que me enseñaron desde adentro, que en el Estado se puede hacer todo, que no tenés techo, y que el esfuerzo en construir un país mejor siempre tiene ese valor agregado que hace bien al alma. Además, por abrir las puertas de la familia que se elige, José, Lucio, Luis y (toda la cría), a Pigu, Vita, Cris, Titi, el Negro peña, Toro, Peter, Lucio. Esta familia, me mostró otro camino ni bien llegué de la Patagonia. Me ensaño nuevamente otra realidad, otra familia, otro sentido de pertenencia. Pero, sobre todo, que los jueves podían tener otro valor.

A todos y todas, gracias por el cariño, el apoyo, el aliento, las charlas, los mates, los asados, pero por sobre todo, por hacerse los distraídos cuando hago las cosas bien, y por no mirar para otro lado cuando hago las cosas mal.

Sinceramente, Jerónimo.

## Resumen

Las clinofomas son superficies depositacionales cronoestratigráficas inclinadas que representan el perfil batimétrico de un medio de acumulación marino, así como el gradiente depositacional del mismo. Se caracterizan por tener una expresión geométrica de tres segmentos constitutivos, que en una transecta proximal-distal, se denominan *topset*, *foreset* y *bottomset*. Existen tres escalas de clinofomas en función de la altura del *foreset* el cual puede tener decenas de metros, 100-500 m o hasta miles de metros de altura siendo clinofomas de escala deltaica, de margen de plataforma o de margen continental, respectivamente. En la actualidad existe cada vez más interés en las clinofomas ya que su desarrollo y evolución se encuentran íntimamente relacionados con la distribución de sedimentos a lo largo de una transecta proximal-distal, desde la línea de costa hasta el fondo de cuenca. Si bien, en el último tiempo se ha avanzado en el estudio de las clinofomas, todavía quedan vacíos en el conocimiento. Por ejemplo, cuando se trata de reconocer estas expresiones geométricas en sistemas marinos de mares epicontinentales, los cuales generalmente son considerados como mares someros que no superan los 200m de (paleo)profundidad. Los mares epicontinentales son masas de agua que se extienden sobre extensas regiones cuando cratones estables son inundados. En la actualidad no existen buenos ejemplos de mares epicontinentales para su estudio como análogos y mucho de lo que se sabe hoy es a través de extraer información del registro sedimentario. Uno de los problemas para realizar estimaciones batimétricas es que no existen metodologías que permitan extraer información paleobatimétrica directamente del registro facial y, por lo tanto, es muy común que se realicen inferencias a partir de información indirecta para conocer en forma aproximada la paleobatimetría de dichos sistemas marinos.

En el margen Suroccidental de Gondwana, durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano, se desarrolló el Mar Neuquino, el cual se emplazó a través de una conexión restringida con el Océano Proto-Pacífico en una posición de tras arco. La sucesión sedimentaria que permite reconstruir la existencia y evolución de este medio marino se encuentra preservada en lo que se conoce actualmente como Cuenca Neuquina. En distintos momentos de la evolución de dicho mar, se han documentado clinofomas. Sin embargo, en ningún caso se ha realizado un análisis morfométrico de sus *foresets* que es el segmento que permite discriminar qué tipo de clinofomas son, y qué (paleo)batimetría podría haber tenido el Mar Neuquino durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano.

La hipótesis inicial de trabajo es que el Mar Neuquino podría haber tenido una paleobatimetría más profunda de lo que usualmente se considera para estos mares y que tanto

las configuraciones depositacionales como las profundidades podrían haber variado significativamente en el tiempo. En este marco las clinofomas y facies asociadas constituyen un excelente archivo para reconstruir las configuraciones marinas y su evolución en el tiempo. Así, la presente tesis doctoral tiene como objetivo general caracterizar clinofomas presentes en las sucesiones del Mar Neuquino, a través de un análisis morfométrico detallado y sistemático, pero utilizando distintos conjuntos de datos y metodologías según las escalas y tipos de clinofomas a investigar. Esto permitirá refinar los sistemas de acumulación asociados a cada tipo de clinofomas, así como contribuir a reconstrucciones marinas más ajustadas del Mar Neuquino a través del tiempo y sus (paleo)batimetrías asociadas. En un contexto más amplio se espera que los resultados obtenidos puedan contribuir al conocimiento de los mares epicontinentales como repositorios de sedimento de largo término. Además, debido a las crecientes demandas energéticas de la sociedad actual, se plantea como objetivo secundario evaluar la eficiencia de diseños de explotación en reservorios de hidrocarburos en subsuelo con clinofomas a través de metodologías de modelado geocelular estático.

La porción costera del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Temprano posee registros de sistemas deltaicos y lateralmente expresiones de *shoreface*. En la porción costera de un sistema marino es posible reconocer clinofomas de línea de costa cuya altura de *foreset* es de pocas decenas de metros. Dentro de este grupo se puede reconocer a las clinofomas deltaicas y a las clinofomas de *shoreface*. A diferencia de las clinofomas deltaicas, las cuales son fácilmente identificables en afloramiento o subsuelo debido a su fuerte gradiente depositacional ( $2^\circ$  y hasta  $10-15^\circ$  en sistemas de grano grueso), las clinofomas de *shoreface* han sido poco estudiadas debido a que éstas tienen un muy sutil gradiente depositacional que generalmente alcanza valores cercanos a  $1^\circ$ . Por lo tanto, visualizar la expresión geométrica en afloramiento, o en subsuelo, de las clinofomas de *shoreface* siempre fue un problema particular. Para resolverlo, poder visualizar y luego caracterizar a estas clinofomas, se desarrolló una metodología de reconstrucción de clinofomas de *shoreface*. Esta metodología utilizó 26 anchos de fajas de facies de afloramiento de sistemas de *shoreface* del Mar Neuquino en el Hauteriviano Temprano (Miembro Pilmatué) y 66 datos de ancho, alto y gradiente de fajas de facies de sistemas de *shoreface* recopilados de la literatura, entre sistemas fósiles y modernos. Se diseñaron tres estrategias de reconstrucción de clinofomas que permitieron: a) caracterizar un espectro posible de expresiones geométricas; b) parametrizar cuantitativamente el ancho, el alto y el gradiente de cada segmento de las clinofomas; c) identificar variaciones litológicas en función de la expresión geométrica de *foresets*; d) discutir la paleobatimetría en una configuración

costera del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Temprano la cual no habría superado los 60 m en el área de estudio.

La configuración del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío se estudió en el sector Nororiental de dicho mar, en el Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio) en el subsuelo del NO de la Provincia de Neuquén y SE de la Provincia de Mendoza. Para entender la configuración marina en el Hauteriviano Tardío se realizó un análisis morfométrico del *foreset* de clinofomas en dos secciones sísmicas (S1 y S2) con información de cutting de pozos. El análisis morfométrico se basó en la identificación de *rollovers* los cuales delimitan el segmento de *foreset*. Una vez identificados los *foresets* se parametrizaron sus atributos de la siguiente manera: se midió el alto (distancia vertical entre el *rollover superior e inferior*) el ancho (distancia horizontal entre los dos *rollovers*) y el gradiente (por trigonometría). Además, se obtuvieron parámetros estadísticos básicos (media, mediana, desvío, máximo, mínimo, cuartiles). Este análisis permitió caracterizar 29 *foresets* que en promedio tienen 78 m de altura y 0,38° de inclinación en facies fangosas de grano fino de *offshore/prodelta* en las proximidades de sistemas costeros. Del análisis conjunto de toda la información se arribó a la conclusión de que estos *foresets* corresponden a clinofomas subácueas. Con toda esta información se refinaron los sistemas depositacionales (coexistencia de acumulación deltaica somera y distal) y se reconstruyó el perfil marino tridimensionalmente. En síntesis, la configuración del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío podría haber tenido una expresión geométrica de clinofomas subácueas en sectores alejados de la línea de costa, generando profundidades de hasta 160 m en los sectores más distales (*bottomsets*).

Por otra parte, la configuración del Mar Neuquino durante el Titoniano-Valanginiano ha sido analizada en una sección sísmica de extensión regional (aprox. 280 km), la cual se extiende desde la ciudad de Neuquén hasta la localidad de el Trapial. Allí trabajos previos han reconocido clinofomas en sistemas marinos mixtos de grano fino en facies de *offshore-cuenca (bottomset)*, talud (*foreset*) y plataforma (*topset*) en el sistema Vaca Muerta-Quintuco. Para entender esta configuración marina, se aplicó la misma metodología de análisis morfométrico que la utilizada en la configuración Hauteriviano Tardío y se obtuvieron también parámetros estadísticos básicos de cada uno de los atributos de *foreset*. Así se identificaron un total de 82 *foresets* de clinofomas. Del análisis estadístico resultó que los *foresets* poseen 157 m de altura promedio y 0,78° de gradiente promedio en una sucesión marina conformada por depósitos de plataforma, margen de plataforma y fondo de cuenca. De todo el análisis combinado se llegó a la conclusión de que estos *foresets* corresponden a clinofomas de margen de plataforma. Las reconstrucciones generadas para el área de estudio a partir del análisis morfométrico sugieren



que el Mar Neuquino durante el Titoniano-Valanginiano podría haber tenido una paleobatimetría de aprox. 400 m. Por su parte, en función de la combinación de atributos de *foreset* se pudieron definir dos tipos principales que estarían vinculados con (y ser construidos por) un predominio de distintos procesos sedimentarios operando en sentido trasversal (flujos gravitatorios de sedimentos, movimientos en masa) o paralelo (corrientes de fondo semipermanentes) al rumbo de las clinofomas. Así, cada uno de estos tipos de *foresets* se asociaría con un conjunto de facies dominantes, lo que a su vez tendría implicancias en la calidad de los *foresets* y parte proximal de los *bottomsets* como reservorios no convencionales de hidrocarburos.

El volumen de sedimento delimitado por clinofomas es un clinotema. Los clinotemas de *shoreface* están considerados como importantes reservorios de hidrocarburos. Las clinofomas de *shoreface* pueden ser de bajo o alto gradiente en función de los procesos sedimentarios. Las clinofomas de *shoreface* de bajo gradiente pueden desarrollar clinotemas sin una heterogeneidad interna que disminuya la conectividad del reservorio. A su vez, las clinofomas de *shoreface* de alto gradiente pueden desarrollar clinotemas con una heterogeneidad interna que disminuya fuertemente el grado de conectividad interna del reservorio. Por lo tanto, se evaluaron conceptualmente las diferencias en el grado de conectividad de un clinotema producto de un *shoreface* de bajo gradiente y otro producto de alto gradiente. Para evaluar esa diferencia se construyeron modelos geocelulares estáticos que constataron el menor grado de conectividad en un clinotema de *shoreface* de bajo gradiente. Posteriormente se evaluó la eficiencia en el diseño de explotación realizando análisis volumétricos considerando el uso de pozos verticales y horizontales para distintas áreas de drenaje. El diseño de explotación con pozos horizontales demostró ser el diseño más eficiente ya que demostró contactar un 30% más de petróleo in situ con aproximadamente un tercio de los pozos que en el diseño vertical.

En síntesis, esta tesis doctoral ha podido caracterizar los atributos morfométricos de clinofomas de distinta escala para entender mejor la configuración marina de un mar epicontinental. El Mar Neuquino a través del Titoniano-Hauteriviano Tardío ha tenido distintas configuraciones del perfil depositacional pudiendo tener diferencias significativas en la paleobatimetría desde 10' m a pocos 100' m de paleoprofundidad. Además, la caracterización de clinofomas marinas en dicho mar, permitió construir herramientas predictivas de sistemas de acumulación para asistir en escenarios de exploración y desarrollo a través del estudio de clinofomas a distintas escalas cuyos resultados pueden ser utilizados en otras cuencas marinas del mundo.

## Abstract

Clinofolds are inclined chronostratigraphic depositional surfaces that represent the bathymetric profile of a marine accumulation environment, as well as its depositional gradient. They are characterized by having a geometric expression of three constitutive segments, which in a proximal-distal transect, are called *topset*, *foreset* and *bottomset*. There are three scales of clinofolds depending on the height of the *foreset*, which can be tens of meters, 100-500 m or even thousands of meters high, being deltaic, shelf margin or continental margin clinofolds, respectively. At present there is increasing interest in clinofolds since their development and evolution are closely related to the distribution of sediments along a proximal-distal transect, from the shoreline to the bottom of the basin. Although, in recent times, progress has been made in the study of clinofolds, there are still gaps in knowledge. For example, when it comes to recognizing these geometric expressions of marine systems in epicontinental seas, which are generally considered as shallow seas that do not exceed 200m (paleo) water depth. Epicontinental seas are masses of water that extend over large regions when stable cratons are inundated. Currently there are no good examples of epicontinental seas for study as analogues and much of what is known today is through extracting information from the sedimentary record. One of the problems in making bathymetric estimations is that there are no methodologies that allow extracting paleobathymetric information directly from the sedimentary facies record and, therefore, it is very common for inferences to be made based on indirect information in order to know approximately the paleobathymetry of marine systems.

On the Southwestern margin of Gondwana, during the Late Jurassic to Early Cretaceous, the Neuquén Sea developed, which was emplaced through a restricted connection with the Proto-Pacific Ocean in a back-arc position. The sedimentary succession that allows us to reconstruct the existence and evolution of this marine environment is preserved in what is currently known as the Neuquén Basin. At different moments in the evolution of this sea, clinofolds have been documented. However, in no case has a morphometric analysis of its *foresets* been carried out, which is what makes it possible to discriminate what type of clinofolds they are, and what (paleo)bathymetry the Neuquén Sea could have had during the Late Jurassic to Early Cretaceous.

The initial working hypothesis is that the Neuquén Sea could have had a deeper paleobathymetry than is usually considered for these seas and that both the depositional configurations and the depths could have varied significantly over time. In this framework, the clinofolds and associated facies constitute an excellent archive for reconstructing marine

configurations and their evolution over time. Thus, the present doctoral thesis has the general objective of characterizing clinoforms present in the successions of the Neuquén Sea, through a detailed and systematic morphometric analysis, but using different data sets and methodologies according to the scales and types of clinoforms to be investigated. This will allow refining the accumulation systems associated with each type of clinoforms, as well as contributing to more accurate marine reconstructions of the Neuquén Sea through time and its associated (paleo)bathymetries. In a broader context, it is expected that the results obtained can contribute to the knowledge of epicontinental seas as long-term sediment repositories. In addition, due to the growing energy demands of today's society, the secondary objective is to evaluate the efficiency of exploitation designs in subsurface hydrocarbon reservoirs with clinoforms through static geocellular modeling methodologies.

The coastal portion of the Neuquén Sea during the Early Hauterivian has records of delta systems and laterally expressions of *shoreface*. In the coastal portion of a marine system, it is possible to recognize *shoreline* clinoforms whose *foreset* height is a few tens of meters. Within this group we can recognize delta clinoforms and *shoreface* clinoforms. Unlike delta clinoforms, which are easily identifiable in outcrop or subsurface due to their high depositional gradient (2° and up to 10-15° in coarse-grained systems), *shoreface* clinoforms have been understudied because they have a very subtle depositional gradient that is generally around 1°. Therefore, visualizing the outcrop, or subsurface, geometric expression of *shoreface* clinoforms has always been a particular problem. To solve this particular problem, to be able to visualize and then characterize these clinoforms, a methodology for reconstruction of *shoreface* clinoforms was developed. This methodology used 26 facies belt widths of *shoreface* systems from the Neuquén Sea in the Early Hauterivian (Pilmatué Member) and 66 data on width, height, and gradient of facies belts of *shoreface* systems collected from the literature, among fossil and modern systems. Three clinoform reconstruction strategies were designed that allowed: a) to characterize a possible spectrum of geometric expressions; b) quantitatively parameterize the width, height and gradient of each segment of the clinoforms; c) identify lithological variations based on the geometric expression of *foresets*; d) discuss the paleobathymetry in a coastal configuration of the Neuquén Sea during the Early Hauterivian which would not have exceeded 60 m in the study area.

The configuration of the Neuquén Sea during the Late Hauterivian was studied in the Northeastern sector of said sea, in the Agua de la Mula Member (Agrido Formation) in the subsurface of what is now known as the NW of Neuquén Province and SE of the Mendoza Province. To understand the marine configuration in the Late Hauterivian, a morphometric

analysis of the clinoform *foresets* was conducted in two seismic sections (S1 and S2) with well cutting information. The morphometric analysis was based on the identification of *rollovers* which delimit the *foreset* segment. Once the *foresets* were identified, their attributes were parameterized as follows: the height (vertical distance between the upper and lower *rollover*), the width (horizontal distance between the two *rollovers*) and the gradient (by trigonometry) were measured. In addition, basic statistical parameters (mean, median, deviation, maximum, minimum, quartiles) were obtained. This analysis allowed us to characterize 29 *foresets* that are on average 78 m high and have a 0.38° inclination in *offshore/prodelta* fine-grained muddy facies in the vicinity of coastal systems. From all the combined analysis of the information, it was concluded that these *foresets* correspond to subaqueous clinoforms. With all this information, the depositional systems were refined (coexistence of shallow and distal deltaic accumulation) and the marine profile was reconstructed three-dimensionally. In summary, the configuration of the Neuquén Sea during the Late Hauterivian could have had a geometric expression of subaqueous clinoforms in sectors far from the coastline, generating depths of up to 160 m in the most distal sectors (*bottomsets*).

On the other hand, the configuration of the Neuquén Sea during the Tithonian-Valanginian has been analyzed in a seismic section of regional extension (approx. 280 km), which extends from the city of Neuquén to the town of El Trapial. There, previous works have recognized clinoforms in mixed fine-grained marine systems in *offshore*-basin (*bottomset*), slope (*foreset*) and platform (*topset*) facies in what is now known as the Vaca Muerta-Quintuco system. To understand this marine configuration, the same methodology of morphometric analysis was applied as the one used in the Late Hauterivian configuration, and basic statistical parameters of each of the *foresets* attributes were also obtained. Thus, a total of 82 clinoform *foresets* were identified. From the statistical analysis it was found that the *foresets* have an average height of 157 m and an average gradient of 0.78° in a marine succession made up of shelf, shelf margin and basin deposits. From all the combined analysis it was concluded that these *foresets* correspond to platform margin clinoforms. The reconstructions generated for the study area from the morphometric analysis suggest that the Neuquén Sea during the Tithonian-Valanginian could have had a paleobathymetry of approx. 400 m. Also, depending on the combination of *foresets* attributes, two main types could be defined that would be linked to (and be built by) a predominance of different sedimentary processes operating in a transversal direction (gravitational flows of sediments, mass movements) or parallel (semi-permanent bottom currents) to the clinoforms strike. Thus, each of these types of *foresets* would be associated with

a set of dominant facies, which in turn would have implications for the quality of the *foresets* and the proximal part of the *bottomsets* as unconventional hydrocarbon reservoirs.

The sediment volume delimited by clinoforms is a clinothem. *Shoreface* clinothems are considered important hydrocarbon reservoirs. *Shoreface* clinoforms can be low or high gradient depending on sedimentary processes. Low-gradient *shoreface* clinoforms can develop clinothems without internal heterogeneity that decreases reservoir connectivity. In turn, high-gradient *shoreface* clinoforms can develop clinothems with internal heterogeneity that strongly decreases the degree of internal connectivity of the reservoir. Therefore, the differences in the degree of connectivity of a clinothem product of a low-gradient and another high-gradient *shoreface* were conceptually evaluated. To assess this difference, static geocellular models were built that confirmed the lowest degree of connectivity in a low-gradient *shoreface* clinotema. Subsequently, the efficiency in the exploitation design was evaluated by performing volumetric analyzes considering the use of vertical and horizontal wells for different drainage areas. The horizontal well design proved to be the most efficient design as it was shown to contact 30% more oil in situ with approximately one third of the wells than the vertical design.

In summary, this doctoral thesis has been able to characterize the morphometric attributes of clinoforms of different scales in order to better understand the marine configuration of an epicontinental sea. The Neuquén Sea through the Tithonian-Hauterivian has had different configurations of the marine depositional profile, being able to have significant differences in paleobathymetry from 10' m to a few 100' m paleodepth. In addition, the characterization of marine clinoforms in said sea allowed the construction of predictive tools for accumulation systems to assist in exploration and development scenarios through the study of clinoforms at different scales, the results of which can be used in other marine basins in the world.

# Introducción

Capítulo 1

**Jeronimo Juan Zuazo**

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICET

## 1.1. Introducción a las clinofomas

Las clinofomas han sido estudiadas por investigadores desde hace más de un siglo y todos han hecho en mayor o menor medida referencia a la expresión geométrica del perfil depositacional. Gilbert (1885) identificó tres elementos geométricos principales en una sucesión de grano grueso deltaica-lacustre del Pleistoceno, a los que llamó *topset*, *foreset* y *bottomset*. Más tarde John Rich (1951) fue el primero en introducir el término clinofoma para referirse a la superficie depositacional superior y/o proximal “*undaform*” equivalente al *topset*; *clinofom*, equivalente al *foreset* y *fondoform* equivalente al *bottomset*. Por su parte, este mismo autor se refirió al volumen de sedimento limitado por superficies (clinofomas) y lo denominó como clinotema. Ya en el siglo XXI, Steel y Olsen (2002) redefinen ambos términos (clinofoma y clinotema) estudiando sucesiones marinas de gran escala en afloramiento. Estos autores definen a la parte más empinada de la clinofoma como el *foreset* (quiebre de plataforma) y sus extensiones respectivamente proximal y distal, el *topset* (plataforma) y *bottomset* (fondo de cuenca) a partir del primer quiebre de pendiente o *rollover point* que se visualiza en el pasaje del *topset* al *foreset* y el segundo y más distal *rollover point* en el pasaje del *foreset* al *bottomset*. Es decir, que una clinofoma está compuesta por tres segmentos separados por apreciables quiebres de pendiente. En la actualidad, se considera que las clinofomas son superficies depositacionales cronoestratigráficas del perfil batimétrico de un medio de acumulación marino, así como el gradiente depositacional del mismo (Helland-Hansen y Storms, 2009; Patruno et al., 2015a). Por lo tanto, el estudio de las clinofomas permite extraer información paleobatimétrica del perfil de acumulación marino (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Además, se han propuesto clasificaciones que se basan en la altura del segmento más conspicuo de las clinofomas, es decir el *foreset*, y que permiten organizar a las clinofomas en distintas escalas en función de la altura del *foreset* (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Se ha visto que la altura de los *foresets* puede tener unas decenas de metros, entre 100 y 500 metros, o hasta algunos miles de metros; que se agrupan en tres escalas diferentes denominadas clinofomas de escala deltaica, de margen de plataforma y de margen continental, respectivamente. En forma adicional a la caracterización del perfil marino, se ha comprobado que el estudio de las clinofomas aporta al entendimiento de la distribución de facies a lo largo de una transecta proximal distal de un medio de acumulación marino, desde la línea de costa hasta el fondo de cuenca (Patruno y Helland-Hansen, 2018). También se ha comprendido que el análisis de las clinofomas reviste de interés económico ya que su correcta caracterización en subsuelo representa una herramienta fundamental en la generación de modelos predictivos, tanto en etapas exploratorias como de producción de hidrocarburos.

## 1.2. El Mar Neuquino: variabilidad de clinofomas

Los mares epicontinentales son masas de agua que se extienden sobre extensas regiones cuando cratones estables son inundados (Shaw, 1964; Pratt y Holdmen, 2008). Los mares epicontinentales han existido a lo largo de la historia de la tierra en múltiples configuraciones tectónicas y climáticas (p.ej. Sloss, 1963). Históricamente, se considera que los mares epicontinentales son mares someros que no superan los 200 m de (paleo)profundidad. Sin embargo, debido a que no hay en la actualidad buenos ejemplos de mares epicontinentales para su estudio como análogos (Algeo et al., 2008; Judd et al., 2020) mucho de lo que se sabe en la actualidad es a través de extraer información del registro sedimentario preservado. Extrayendo información desde el registro sedimentario preservado, se puede conocer la salinidad del sistema marino (Wells et al., 2005; Algeo et al., 2008; Remírez et al., 2020), la oxigenación de la masa de agua (Remírez et al., 2020, 2022), el contenido de materia orgánica (Brissón et al., 2020; Spalletti et al., 2019; Ochoa et al., 2022), entre otros. No obstante, extraer información paleobatimétrica directamente desde el registro facial o el perfil depositacional marino es un gran desafío. De hecho, la información disponible para la reconstrucción paleobatimétrica de configuraciones marinas muchas veces es a partir de información indirecta, como por ejemplo a partir de inferir paleobatimetrías por el contenido fósil preservado en el registro sedimentario (Lazo et al., 2003) o de inferir un rango paleobatimétrico a partir de distintos procesos sedimentarios (Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009) y, por lo tanto, estas estimaciones puedan no ser lo suficientemente precisas.

En el margen Suroccidental de Gondwana, durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano, se emplazó a través de una conexión restringida con el Océano Proto-Pacífico en una posición de trasarco el Mar Neuquino. Los depósitos sedimentarios que permiten reconstruir este mar se encuentran preservados en lo que se conoce hoy como Cuenca Neuquina. En distintos momentos de la evolución de dicho mar, se han documentado clinofomas. Sin embargo, en ningún caso se han clasificado, ni se ha realizado un análisis morfométrico de sus *foresets* que es lo que permite discriminar qué tipo de clinofomas son, y qué (paleo)batimetría podría haber tenido el mar epicontinental durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano.

La porción costera del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Temprano consistió en sistemas de *shoreface* (Schwarz et al., 2022). En la porción costera de un sistema marino es posible reconocer clinofomas de línea de costa cuya altura de *foreset* es de pocas 10'm. Dentro de este grupo se puede reconocer a las clinofomas deltaicas y a las clinofomas de *shoreface*. A diferencia de las clinofomas deltaicas, las cuales son fácilmente identificables en afloramiento



o subsuelo debido a su fuerte gradiente depositacional (comúnmente de alrededor de 2°, pero de hasta 10-15° en sistemas de grano grueso), las clinofomas de *shoreface* han sido poco estudiadas. La falta de conocimiento de las clinofomas de *shoreface* se debe a que tienen un muy sutil gradiente depositacional que ronda 1° y por lo tanto visualizar su expresión geométrica en afloramiento, o en subsuelo, siempre fue un problema particular en el estudio de las clinofomas de *shoreface*.

Por lo mencionado en el párrafo anterior, en el Capítulo 3 de esta tesis se plantea como objetivo específico desarrollar una nueva metodología que permita reconstruir desde el registro fósil la expresión geométrica de clinofomas de *shoreface* de un mar epicontinental, realizar un análisis morfométrico del alto, ancho y gradiente de cada uno de los segmentos de una clinofoma (*topset-foreset-bottomset*) y extraer información paleobatimétrica del sector costero del mar epicontinental para comprender de forma precisa y directamente desde el registro facial la expresión geométrica de la configuración marina del Mar Neuquino en el margen Suroccidental de Gondwana durante el Hauteriviano Temprano. La metodología desarrollada en el Capítulo 3 se apoya en dos pilares fundamentales. Por una parte, se basa en la obtención de anchos de fajas de facies de sistemas fósiles en afloramiento que surgen de reconstruir en planta un sistema depositacional (para lo cual previamente y en función de los procesos sedimentarios se reconstruyó el sistema de acumulación) justo antes del punto de máxima progradación del sistema (justo antes de una superficie transgresiva). Por otra parte, se recopila información de altura, anchos y gradiente depositacional de fajas de facies de otros sistemas de *shoreface* disponibles en la literatura. Finalmente, se derivan datos de ancho, alto y gradiente de fajas de facies del conjunto de datos recopilado para reconstruir la expresión geométrica de las clinofomas de escala deltaica en sistemas de *shoreface* del Mar Neuquino. Los depósitos sedimentarios que se utilizan para reconstruir la expresión geométrica de la línea de costa pertenecen al Miembro Pilmatué de la Formación Agrío (Weaver, 1931; Spalletti et al., 2011), son de edad Hauteriviano Temprano, y han sido interpretados como generados en un sistema de *shoreface* (Schwarz et al., 2018).

En la actualidad se reconoce que la expresión más distal y netamente subácuea de los sistemas marinos someros (*offshore/prodelta/plataforma*) también puede tener cambios de gradientes, los cuales incrementan además sustancialmente la profundidad del medio marino (Patrino y Helland-Hansen, 2018). Estos cambios de pendientes y sus áreas adyacentes de menor pendiente permiten reconocer entonces clinofomas en ambientes marinos distales. Los estudios y clasificaciones actuales sugieren que existen dos tipos principales de estas clinofomas de ambientes marinos distales, las clinofomas subácueas de escala deltaica y las clinofomas de

margen de plataforma (Patruno et al., 2015a). Las clinoforras subácuas pueden tener un alto de *foreset* de 20-100 m de altura (Cattaneo, 2003, 2007; Walsh y Nittrouer, 2009; Hampson, 2014; Patruno et al., 2015a, b, c; La Croix, 2019). Por su parte, las clinoforras de margen de plataforma, las cuales construyen sucesiones de margen de plataforma, puede tener alturas de *foreset* de entre 100-500 m y ser la expresión geométrica de tres sectores bien definidos: una zona dentro de la plataforma marina de baja pendiente (*topset*), una zona de mayor pendiente luego del quiebre de la plataforma marina hasta el fondo de cuenca (*foreset*) donde comienza otra zona de bajo gradiente (*bottomset*) (Patruno et al., 2015a; Cosgrove et al., 2017; Hodgson et al., 2018).

Para la sucesión sedimentaria que representa el registro de la evolución del Mar Neuquino en las últimas décadas también se han reconocido distintos tipos de clinoforras conformadas mayormente por depósitos finos y ubicadas a distancias considerables de sus líneas de costa contemporáneas (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020; Brissón et al., 2000; Haring et al., 2022). Específicamente para una sucesión del Hauteriviano Tardío se han reconocido clinoforras a partir de información de sección sísmica (Brissón et al., 2000). Estas clinoforras estarían en posiciones distales a sistemas costeros de línea de costa en facies predominantemente fangosas de *offshore-prodelta* que han sido analizadas a través de recortes de perforación, perfiles de pozos e información sísmica (Haring et al., 2022). Sin embargo, todavía no se cuenta con un análisis morfométrico de la expresión geométrica de estas clinoforras en cada uno de sus segmentos (*topset-foreset-bottomset*) que permita reconocer la expresión geométrica del perfil depositacional marino, y mucho menos extraer información paleobatimétrica de esta configuración de mar epicontinental. También se han documentado clinoforras distales de grano fino en sucesiones del Titoniano-Valanginiano (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). Para estas clinoforras se han propuesto reconstrucciones del sistema de acumulación en configuraciones de rampa distal a suavemente inclinada en facies de quiebre de plataforma, *offshore* y fondo de cuenca (Reijenstein et al., 2020) y se han hecho análisis de la trayectoria de los *rollovers* superiores (Domínguez et al., 2020). Sin embargo, aún no se ha realizado un análisis morfométrico de detalle para determinar a qué escala de clinoforras pertenecen, cuál sería el impacto batimétrico y de reconstrucción de configuración marina en este tercer caso.

El reconocimiento de las clinoforras presentes en distintas sucesiones y estadios del Mar Neuquino podría permitir realizar reconstrucciones paleobatimétricas más confiables, ya que de manera muy general ha sido sugerido que las paleopropundidades de estos sistemas no superarían los 200 m de profundidad (Vail, 1977; Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009;

Schieber, 2016). Por lo tanto, en el Capítulo 4 se abordarán estos vacíos en el conocimiento actual de la configuración marina para el Mar Neuquino, tanto para el Hauteriviano Tardío como para el Titoniano-Valanginiano con el objetivo general de comprender detalladamente cual es el espectro de paleobatimetrías posibles que pudo haber tenido el mismo mar epicontinental emplazado en el margen Suroccidental de Gondwana a través del tiempo. Estas tareas involucran el uso de información sísmica de subsuelo, complementado con estudios previos que involucran la caracterización de las sedimentitas asociadas. Se aplicarán metodologías de análisis morfométricos sobre secciones sísmicas que implican identificar y delimitar cada uno de los segmentos (*topset-foreset-bottomset*) identificando la posición de cada *rollover superior-inferior*. En este capítulo, se hará foco en el *foreset* de las clinofomas, que son el segmento más importante de las clinofomas y que permite clasificarlas (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Se medirán el alto, el ancho y el gradiente depositacional del *foreset* y se realizarán análisis estadísticos básicos para comprender el comportamiento de los atributos de *foreset* (alto, ancho y gradiente) de cada segmento de *foreset* identificado. En la actualidad, los depósitos donde quedó registrado el relieve depositacional marino con clinofomas para el Hauteriviano Tardío corresponden al Miembro Agua de la Mula, de la Formación Agrio (Weaver, 1931; Spalletti et al., 2001), mientras que para el Titoniano-Valanginiano corresponden a la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931; Leanza, 2011).

Finalmente, también existe un interés significativo con implicancias sociales y económicas en el estudio de las clinofomas y clinotemas asociados. Desde un punto de vista aplicado a las problemáticas de la sociedad actual, en un escenario global en el cual existe un déficit energético, el estudio de las clinofomas puede ser aplicado a la exploración y desarrollo de hidrocarburos para intentar revertir ese déficit energético. En una sucesión con clinofomas dichas superficies ponen en contacto un clinotema con otro. Los clinotemas, por ejemplo, en sucesiones sedimentarias marinas someras, son considerados uno de los mejores reservorios por su capacidad de almacenar fluidos como hidrocarburos, agua, y CO<sub>2</sub> (Howell et al., 2008; Patruno y Helland-Hansen, 2018). Una sucesión marina puede tener más de un clinotema que internamente tenga clinofomas de menor jerarquía. La mayoría de las clinofomas conforman barreras de baja permeabilidad por ser superficies diastémicas, fangosas o cementadas por lo que frecuentemente pueden actuar como superficies barreras o retardadoras en un reservorio. Por lo tanto, considerar o no a las clinofomas en modelos de reservorios de subsuelo puede llevar a subestimar o sobreestimar las condiciones reales de un reservorio estudiado lo cual puede llevar a una incorrecta toma de decisiones en escenarios de exploración y producción de hidrocarburos. En consecuencia, en el Capítulo 5 se desarrollan estrategias de modelado, de

clinoformas de línea de costa en sistemas de *shoreface*, para evaluar de la eficiencia de considerar o no a las clinoformas en escenarios de exploración y desarrollo. En este capítulo se utilizan metodologías de modelado geocelular de reservorios que implican construcciones de grillas geocelulares, utilización de algoritmos, variogramas y poblado de propiedades como facies y distribuciones de porosidad.

### 1.3. Hipótesis, objetivo general y objetivos específicos

La hipótesis inicial de trabajo es que el Mar Neuquino podría haber tenido una paleobatimetría más profunda de lo que usualmente se considera para estos mares y que tanto las configuraciones depositacionales como las profundidades podrían haber variado significativamente en el tiempo. En este marco las clinoformas y facies asociadas constituyen un excelente archivo para reconstruir las configuraciones marinas y su evolución en el tiempo.

Así, la presente tesis doctoral tiene como objetivo general caracterizar clinoformas presentes en las sucesiones del Mar Neuquino, siempre a través de un análisis morfométrico detallado y sistemático, pero utilizando distintos conjuntos de datos y metodologías según las escalas y tipos de clinoformas a investigar. Esto permitirá refinar los sistemas de acumulación asociados a cada tipo de clinoformas, así como contribuir a reconstrucciones marinas más ajustadas del Mar Neuquino a través del tiempo y sus (paleo)batimetrías asociadas. En un contexto más amplio se espera que los resultados obtenidos puedan contribuir al conocimiento de los mares epicontinentales como repositorios de sedimento de largo término. La Cuenca Neuquina cada día cobra más importancia por su creciente curva de producción de hidrocarburos, en un escenario de déficit energético global. Además, debido a las crecientes demandas energéticas de la sociedad actual, se plantea como objetivo secundario evaluar la eficiencia de diseños de explotación en reservorios de hidrocarburos en subsuelo con clinoformas a través de metodologías de modelado geocelular estático.

Por todo lo dicho hasta aquí para avanzar con el objetivo general, primero se realizó la confección de un marco conceptual en el cual se revisan las principales definiciones y conceptos de las clinoformas, así como también las distintas configuraciones generales que ha tenido el Mar Neuquino desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano (Capítulo 2). Los Capítulos 3 y 4 están enfocados a entender la configuración del mar epicontinental a partir de la caracterización de la expresión geométrica de las clinoformas. Sin embargo, se enfocan en clinoformas de distinta escala. Al estudiar clinoformas de distintas escalas, se involucran distintos sets de datos y por lo tanto distintas metodologías. En consecuencia, el lector no debe esperar encontrar en esta tesis doctoral un capítulo particular de metodología. En esta tesis doctoral, cada capítulo

aborda el problema general, pero con una perspectiva particular, su propio set de datos y desarrolla distintas metodologías (que incluso, han sido específicamente desarrolladas para resolver un problema a una escala particular, como es el caso del Capítulo 3), obtiene resultados y los discute para responder los interrogantes planteados e intentando aportar a completar algunos de los vacíos actuales en el conocimiento y en conjunto responder a la hipótesis general. Por todo lo dicho se plantean los siguientes objetivos específicos:

- 1) Elaborar un marco conceptual del objeto de estudio y la temática abordada en esta tesis que permita delimitar el alcance de esta tesis donde se revisen las clasificaciones actuales de las clinofomas y se interrogue la configuración marina del Mar Neuquino en el Margen Suroccidental de Gondwana para distintos estadios del intervalo Titoniano-Barremiano (Capítulo 2)
- 2) Reconstruir clinofomas de *shoreface* desde el registro facial, caracterizar su expresión geométrica y estimar la paleobatimetría de estas clinofomas (Capítulo 3).
- 3) Realizar un análisis morfométrico de los *foresets* de clinofomas de sistemas marinos distales mixtos de grano fino en mares epicontinentales que permita caracterizar a dichas clinofomas, generar reconstrucciones de las configuraciones marinas y estimar un rango paleobatimétrico (Capítulo 4).
- 4) Evaluar la conectividad en clinotemas de *shoreface* de alto y bajo gradiente. Evaluar la eficiencia en el diseño de drenaje en clinotemas de *shoreface* de alto gradiente con pozos verticales y horizontales (Capítulo 5).

# Marco conceptual

Capítulo 2

Jeronimo Juan Zuazo

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICET

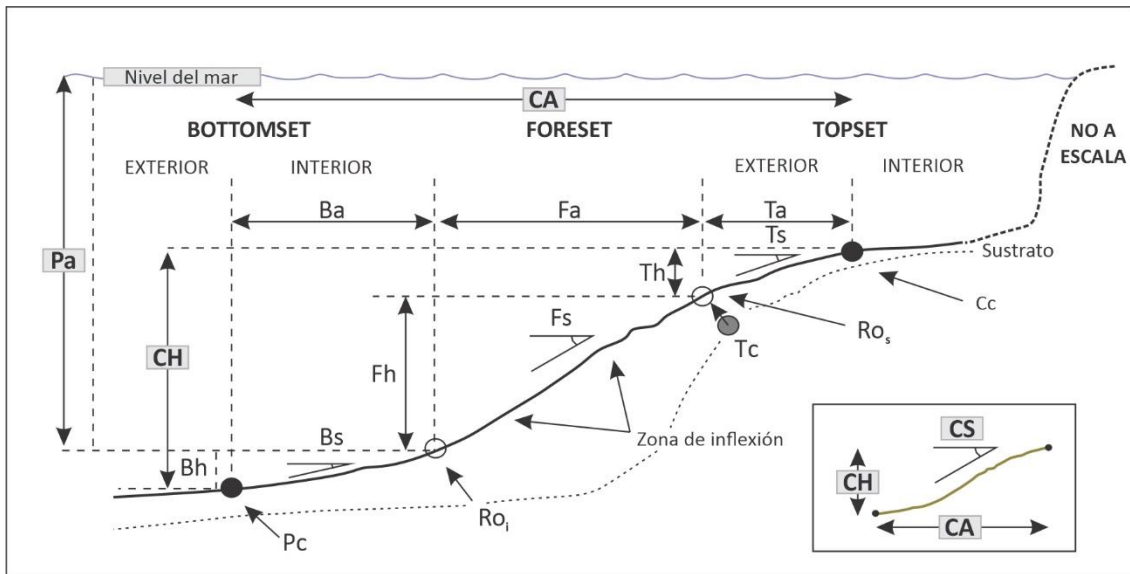
## 2.1. Introducción y conceptos básicos en el estudio de las cliniformas

### 2.1.1 Introducción

Las cliniformas son superficies cronoestratigráficas que se caracterizan por tener una expresión geométrica dada por tres segmentos constitutivos, que en una transecta proximal-distal, se denominan *topset*, *foreset* y *bottomset* (Rich, 1951; Steel y Olsen, 2002). El primero y el último son segmentos prácticamente horizontales mientras que el *foreset* es el segmento de mayor inclinación. Los quiebres de pendiente o *rollover points* son los lugares donde se produce el cambio del gradiente depositacional entre el *foreset* y los otros segmentos de menor inclinación (p.ej. *topset-foreset*) (Steel y Olsen, 2002) (Figura 2.1). La conjunción de estos tres segmentos, *topset*, *foreset* y *bottomset*, representa entonces la expresión geométrica del gradiente depositacional de un medio de acumulación marino y su batimetría asociada (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Olariu y Steel, 2009; Patruno y Helland-Hansen, 2018). Por ello, extraer información de la expresión geométrica de una cliniforma en el registro fósil no solamente implica obtener información paleobatimétrica del perfil depositacional marino sino también de dicha configuración (p.ej. configuración de rampa sin quiebre depositacional reconocible *versus* configuración de plataforma marina con quiebre depositacional reconocible). Además, cuando dos cliniformas delimitan un volumen de roca en una sucesión sedimentaria, este volumen de sedimento se lo conoce como un clinotema (Rich, 1951).

Otra de las propiedades más destacadas de las cliniformas es la de ser superficies cronoestratigráficas, por lo cual su expresión puede ser interpretada como la representación del tiempo de tránsito del sedimento desde una fuente de aporte de sedimento hasta la depositación del mismo. Un ejemplo de ellos son las zonas de desembocadura de sistemas fluviales y la región adyacente donde se acumulan los sedimentos en una cuenca marina (Steel y Olsen, 2002; Allen, 2005; Patruno et al., 2015c; Annel y Midtkandal, 2017; Patruno y Helland-Hansen, 2018) (Figura 2.2). Por todo esto, el registro de cliniformas sucesivas en ambientes marinos se constituye como un carácter arquitectural muy importante que permite entender cómo, cuándo y a dónde llega el sedimento a una cuenca sedimentaria marina. Esto abre un amplio espectro de atributos que el estudio de cliniformas puede aportar para entender mejor la historia del registro del relleno sedimentario de una cuenca marina en términos temporales, espaciales, arquitecturales, faciales y batimétricos (Figura 2.2).

En forma adicional, y desde un punto de vista aplicado a las problemáticas de la sociedad y las demandas energéticas y ambientales, la información que se extrae del estudio y análisis de



### Referencias

T • Topset	F • Foreset	B • Bottomset
Th • Alto del <i>topset</i>	Fh • Alto del <i>foreset</i>	Bh • Alto del <i>bottomset</i>
Ta • Ancho del <i>topset</i>	Fa • Ancho <i>foreset</i>	Ba • Ancho del <i>bottomset</i>
Ts • Gradiente del <i>topset</i>	Fs • Gradiente del <i>foreset</i>	Bs • Gradiente del <i>bottomset</i>
Cc • Cabeza de Clinoforma	Pa • Altura de la columna de agua	Pc • Pie de Clinoforma
Ro <sub>s</sub> • Rollover point superior	Tc • Trayectoria de clinoforma	Ro <sub>i</sub> • Rollover point inferior
CH • Alto de clinoforma	CA • Ancho de clinoforma	CS • Gradiente de clinoforma

Figura 2.1. Elementos geométricos de una clinoforma (modificado de Patruno et al. 2015a), compuesto por tres segmentos adyacentes (*topset*, *foreset* y *bottomset*) y sus límites (*rollover points*). Tanto para cada uno de los segmentos, como para el total de la clinoforma se pueden calcular parámetros geométricos (alto, ancho, gradiente). El análisis morfométrico permite extraer información del alto, ancho y gradiente depositacional de cada uno de los segmentos, así como también información batimétrica del perfil depositacional marino.



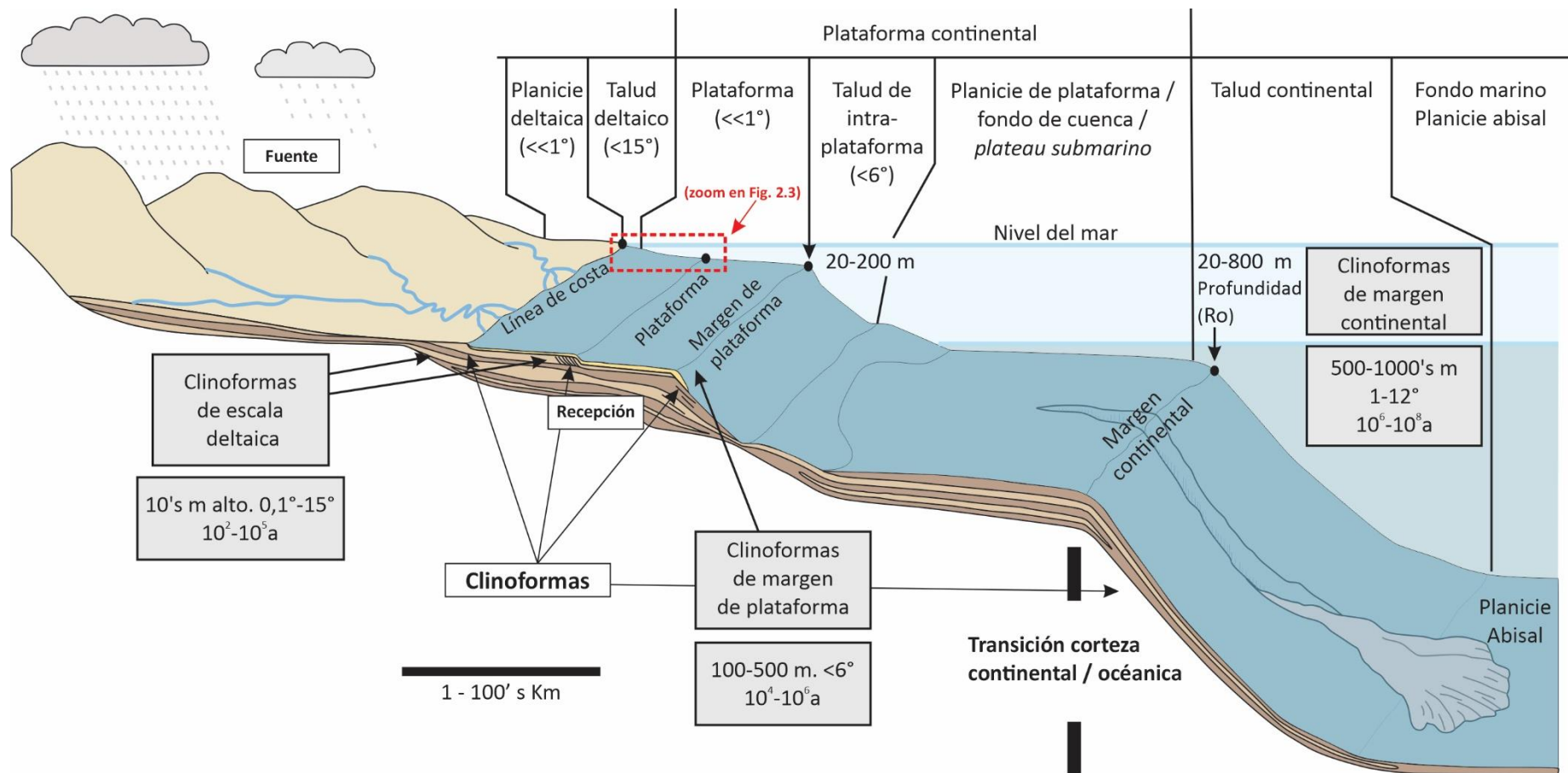


Figura 2.2. Sección esquemática paralela al sentido de la deposición mostrando clinoformas de diferentes escalas conformando sistemas de clinoformas compuestas modificado de Patruno y Helland-Hansen (2018). En una sección regional tres sistemas de clinoformas de distintas escalas pueden estar activamente creciendo a través del perfil depositacional marino: escala deltaica, de margen de plataforma y de margen continental. En esta tesis doctoral, que se enfoca en clinoformas de mares epicontinentales, las clinoformas de margen continental no serán discutidas.

clinoformas puede resultar de gran utilidad para la construcción de modelos conceptuales predictivos de sistemas de acumulación a diversas escalas de trabajo. Por ejemplo, en etapas de exploración de reservorios de hidrocarburos para entender la arquitectura depositacional del sedimento; o en el desarrollo de reservorios de hidrocarburos, donde un mayor grado de detalle es requerido para poder comprender la heterogeneidad facial constitutiva de un clinotema (Howell et al., 2008a, b). Incluso, en etapas avanzadas en la producción de un yacimiento de petróleo o gas es posible revitalizar la producción de un reservorio a través de la inyección de fluidos para lo cual es necesaria la evaluación de la conectividad entre volúmenes de roca. Esto último cada día cobra más relevancia pues, ante la necesidad de reducir las emisiones de CO<sub>2</sub> en la atmósfera también es posible inyectar y almacenar estos gases en los clinotemas alojados en subsuelo (Howell et al., 2008b).

En forma reciente existen recopilaciones y revisiones bibliográficas basadas en set de datos de clinoformas que permiten una organización sistemática a partir de distintos criterios. Los criterios de clasificación actual de las clinoformas son principalmente cuatro y hacen referencia a: a) la altura del segmento constitutivo más conspicuo, el *foreset*, b) su vinculación con otras clinoformas en distintas posiciones del perfil depositacional marino, c) su relación espacial respecto de la fuente de sedimento que conforma la expresión geométrica de la clinoforma y su litología asociada, d) y la evolución en el tiempo de la clinoforma para construir relieve topográfico en el perfil depositacional marino (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

En la primera parte de este capítulo será revisado en forma detallada el concepto de clinoformas y se discutirán las clasificaciones actuales y los procesos sedimentarios que pueden conformar cada uno de los segmentos de una clinoforma, a distintas escalas. En la segunda parte, se presentan y comentan los principales vacíos remanentes de las clasificaciones actuales para poder plantear los interrogantes disparadores de esta tesis doctoral en el contexto de mares epicontinentales. Como objetivo último se espera poder entender con mayor precisión la configuración del Mar Neuquino durante el Cretácico, en donde se han reportado distintos tipos de clinoformas en diferentes sistemas depositacionales marinos (Schwarz et al., 2018; Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020; Haring, 2021; Haring et al., 2022, entre otros).

### 2.1.2 Conceptos

La caracterización de clinoformas se realiza a través de un análisis morfométrico (Patruno et al., 2015a, b, c). Este análisis se realiza mediante la extracción de información de los atributos que constituyen a cada uno de los segmentos de las clinoformas que comúnmente involucran el alto, el ancho, el gradiente y las facies constitutivas de cada uno de los segmentos

(Patruno et al., 2015b). La expresión geométrica de una clinoforma puede ser representada en sección o vista en planta. Originalmente, las definiciones de sus parámetros geométricos han sido propuestos a partir de representaciones en sección proximal-distal, paralelas a la dirección de la depositación (Figura 2.1). Por ello, en este trabajo, se parte desde allí para mostrar cada uno de sus parámetros geométricos a partir de la última revisión conceptual y ampliamente aceptada (Figura 2.1) (Patruno et al., 2015a; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Conceptualmente, en una clinoforma se pueden reconocer tres segmentos a partir de dos quiebres de pendiente, y de todos los segmentos se pueden obtener parámetros (Figura 2.1). Sin embargo, los atributos más significativos son los que pertenecen al *foreset*, ya que es el segmento de mayor inclinación y que cobra más interés pues su expresión geométrica siempre es la característica más conspicua de una clinoforma (Patruno et al., 2015a). Los límites del *foreset* están dados por los puntos de máxima curvatura de la clinoforma y que provocan un quiebre en la pendiente y se conocen como *rollovers points*. En general, se reconocen dos *rollover points*, uno en la transición del *topset* al *foreset*, comúnmente conocido como *rollover superior* ( $Ro_s$ ) y otro en el pasaje del *foreset* al *bottomset*, comúnmente conocido como *rollover inferior* ( $Ro_i$ ) (Figura 2.1). Una vez identificados estos puntos de quiebre y delimitada la extensión del *foreset*, se puede obtener el alto ( $Fh$ ), ancho ( $Fa$ ) y la inclinación del *foreset* ( $Fs$ ), medidos sobre una sección paralela al sentido de la depositación (Figura 2.1). El alto del *foreset* ( $Fh$ ) se puede obtener midiendo la distancia vertical entre  $Ro_s$  y  $Ro_i$ , el ancho ( $Fa$ ) estimando la distancia horizontal entre el  $Ro_s$  y el  $Ro_i$ , y por último el gradiente depositacional ( $Fs$ ) midiendo el ángulo de inclinación de la superficie inclinada respecto de un plano horizontal entre el  $Ro_s$  y el  $Ro_i$ . Incluso dentro del *foreset* se puede reconocer una zona de inflexión caracterizada como su región de mayor pendiente (Patruno et al., 2015a; c) (Figura 2.1).

Estos tres atributos principales (alto, ancho y gradiente) también pueden ser medidos para el *topset* y el *bottomset*, solamente que para definirlos hay que considerar que dentro de estos dos segmentos se puede reconocer en algunas ocasiones una porción interior y otra exterior, respectivamente (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Por ejemplo, en el *topset*, el punto de cabeza de la clinoforma es el punto donde el gradiente del *topset* se hace horizontal y conforme al sustrato subyacente. Este punto divide al *topset* en dos regiones, exterior e interior, siendo el exterior la porción del *topset* más cercana al centro de cuenca. Así, la altura ( $Th$ ), el ancho ( $Ta$ ), y el gradiente del *topset* ( $Ts$ ) en realidad quedan definidos respecto de la cabeza de la clinoforma y el  $Ro_s$  (Figura 2.1). Algo similar sucede con los parámetros del *bottomset*, el cual también está dividido en dos partes, una interna y otra externa a partir del pie de la clinoforma que es el punto donde el gradiente depositacional del *bottomset* se hace horizontal o conforme

## Marco conceptual

al sustrato subyacente. El *bottomset* interior es el que está más próximo al  $Ro_i$  y respecto de él se mide el alto ( $Bh$ ), ancho ( $Ba$ ), y el gradiente del *bottomset* ( $Bs$ ) (Patruno et al., 2015a, b, c) (Figura 2.1). Si bien estas subdivisiones han sido definidas, en la práctica luego se verá la dificultad para establecer estos sutiles puntos de quiebre y trabajar con distintas zonas de estos segmentos de tan bajo gradiente.

Finalmente, la altura, el ancho, y el gradiente total de la clinoforma (CH, CA, CS) puede ser considerada respecto al pie y la cabeza de la clinoforma. Por ejemplo, la altura de la clinoforma (CH) es la distancia vertical que existe desde el pie de la clinoforma hasta la cabeza de la clinoforma, el ancho (CA) es la distancia horizontal que existe entre el pie de la clinoforma y la cabeza de la clinoforma, mientras que el gradiente depositacional (CS) de la clinoforma es el ángulo de inclinación respecto de un plano horizontal que existe entre el pie y la cabeza de la clinoforma (Patruno et al., 2015a) (Figura 2.1). Sin embargo, como las clinoformas por definición también son la representación del perfil marino es posible extraer información batimétrica de una clinoforma, por ejemplo, respecto del  $Ro_i$  (Patruno et al., 2015a, b, c). Sin embargo, en esta tesis doctoral generalmente se hace foco en el *foreset* de las clinoformas en sí mismo, mientras que para el *topset* y *bottomset* no se diferencia entre pie y cabeza y se los considera generalmente como segmentos homogéneamente inclinados pues el uso que se le da en estas tesis a estos dos últimos segmentos es el de estimar batimetrías y como se verá en los respectivos capítulos, su impacto en la configuración final de una clinoforma, y por lo tanto en la batimetría, es considerado como no significativo.

En cuanto a sistemas de clasificación, Patruno y Helland-Hansen (2018) se basan en un enfoque espacial y temporal para clasificar a las clinoformas, reconociendo tres escalas distintas en función del relieve vertical del *foreset* (Figura 2.2). De esta manera, dichos autores discriminan de menor a mayor altura de *foreset* a los siguientes conjuntos: clinoformas de escala deltaica, clinoformas de margen de plataforma y clinoformas de margen continental (Figura 2.2). A su vez algunos conjuntos pueden subdividirse en otros subconjuntos en función de combinar distintos parámetros (p.ej. las de escala deltaica). Como se verá a continuación no solamente es posible extraer parámetros morfométricos de la expresión geométrica de las clinoformas, con particular énfasis en el *foreset*, sino que además es posible extraer parámetros temporales (Patruno et al., 2015a, b, c; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

En caso de contar con información temporal como dataciones absolutas, edades tanto por biozonas de organismos fósiles o con otro método de resolución temporal es posible estimar tasas de sedimentación, acumulación, o progradación, entre otros (Patruno et al., 2015a, b, c).

Respecto de las tasas de sedimentación, particularmente se destaca la mayor tasa de sedimentación en el *foreset* de las clinofomas, lo que causa la expresión geométrica característica de *foreset* (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Así, se ha visto que los distintos grupos de clinofomas según las escalas se asocian a diferentes ritmos de progradación. Las estimaciones vertidas por estos autores sugieren que las clinofomas de escala deltaica tendrían tiempos de progradación de  $10^2$  a  $10^5$  años, las de margen de plataforma involucrarían tiempos de progradación de  $10^4$  a  $10^6$  años, y finalmente las de margen continental, las cuales requieren la transición de corteza continental a corteza oceánica, tendrían tiempos de progradación de entre  $10^6$  y  $10^8$  años (Figura 2.2).

## 2.2. Clasificación escalar

### 2.2.1 Introducción

Por lo expuesto hasta aquí, queda claro que las clinofomas abarcan un amplio espectro en cuanto a dimensiones ya que pueden involucrar desde pocas decenas a miles de metros de relieve vertical, así como también amplios rangos temporales que van desde 100 años hasta 100 Ma (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Esa variabilidad de las clinofomas implica por una parte que los rangos de las escalas se superpongan unas con otras. Por otra parte, también puede implicar que a su vez más de una clinofoma, de igual o distinta escala, esté presente en el perfil de acumulación marino en una cuenca sedimentaria en forma aislada o juntamente con otras clinofomas construyendo relieve, y no necesariamente respondiendo de la misma manera a los controles sedimentarios (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Dado el grado de variabilidad y potencial solapamiento de atributos en diferentes clinofomas, a continuación, se presenta de manera exhaustiva la clasificación de clinofomas en función de la altura del *foreset* más ampliamente aceptada (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Esta clasificación no solamente será utilizada a lo largo de toda esta tesis, sino que además estructura los distintos objetos de estudio de este trabajo. Por todo esto, en este apartado se presentarán a las familias de clinofomas de escala deltaica y de margen de plataforma. Por su parte, las clinofomas de escala de margen continental, dado que requieren la transición de corteza continental a corteza oceánica para su desarrollo, no serán abordadas. La no inclusión de este tipo de clinofomas es debido a que uno de los objetivos generales de esta tesis doctoral es reconstruir y comprender con mayor precisión la configuración marina de un mar epicontinental. Los mares epicontinentales por definición no presentan tales condiciones ya estos cuerpos de agua se emplazan enteramente sobre la corteza continental (Algeo, 2007; Schieber, 2016).

## 2.2.2 Clinoformas de escala deltaica

### 2.2.2.1 Introducción

Las clinoformas de escala deltaica están caracterizadas por relieves de *foreset* de decenas de metros, y se forman en escalas temporales de relativamente cortos periodos de tiempo (Clifton, 2006; Patruno et al., 2015a, b; Ainsworth et al., 2017a), en asociación con la progradación de líneas de costa de sistemas costeros o de pendientes en condiciones subácuas (Figura 2.3). La mayoría de las clinoformas de escala deltaica, son visibles en afloramiento, detectables en coronas, o se pueden visualizar en sección sísmica representando discontinuidades estratigráficas, variaciones en la cementación o el contenido relativo de arena *versus* fango. Además, las clinoformas de escala deltaica, pueden reflejar variaciones en la descarga fluvial, el nivel relativo del mar, el aporte de sedimento y/o el clima de olas (Hampson y Storms, 2003; Zecchin y Catuneanu, 2013; Patruno et al., 2015a, c; Ainsworth et al., 2017). El transito regresivo de las clinoformas de escala deltaica puede generar las típicas parasecuencias en sucesiones marinas someras, mientras que el repetido transito regresivo-transgresivo a través de la plataforma marina determina la arquitectura estratigráfica de la plataforma (Van Wagoner et al., 1990; Johannessen y Steel, 2005; Helland-Hansen, 2012; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Dentro de las clinoformas de escala deltaica se reconocen dos subconjuntos que están formadas por procesos sedimentarios contrastantes y generalmente ubicadas a distintas distancias de la línea de costa contemporánea. Estos dos subgrupos dentro de las clinoformas de escala deltaica se conocen respectivamente como clinoformas de línea de costa y clinoformas subácuas (Figura 2.3) (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Las clinoformas de línea de costa están asociadas a ambientes sedimentarios costeros, morfológicamente tienen *foresets* de metros a pocas decenas de metros de altura, y sus *topsets* poseen una importante participación de procesos subaéreos (Figura 2.3). Estas clinoformas de pequeña escala pueden presentar diferencias en función del sistema costero al cual estén vinculadas y por lo tanto se pueden subdividir a grandes rasgos en dos tipos principales. Por un lado, las clinoformas generadas en sistemas deltaicos con variable pero significativa influencia de la descarga fluvial o simplemente llamadas clinoformas deltaicas (Figura 2.4A). Y por el otro las clinoformas producidas en ambientes costeros sin significativa influencia fluvial que puede incluir sistemas de islas-barrera, espigas, *strand plains* o sistemas de *shoreface* (Hampson y Storms, 2003; Howell et al., 2008a). Estas clinoformas se llamarán en este trabajo de manera general clinoformas de *shoreface* (Figura 2.4B).

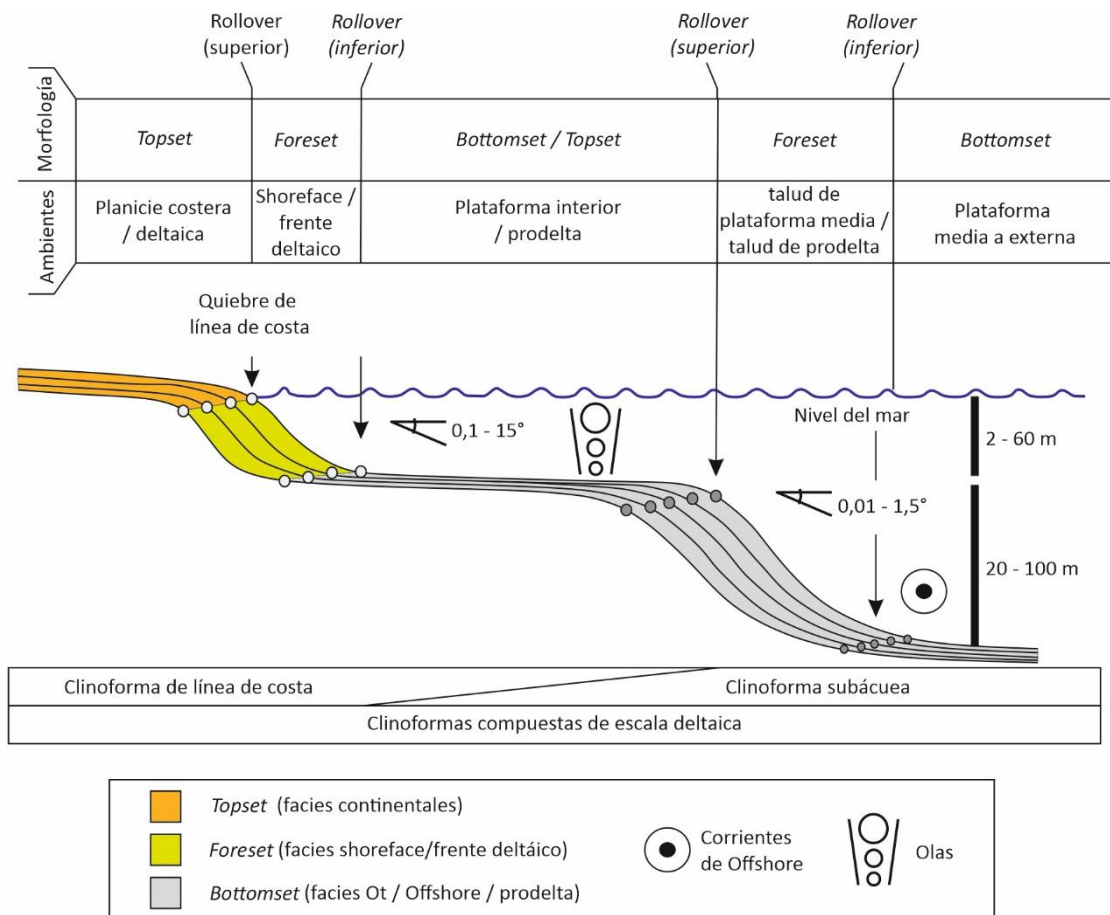


Figura 2.3. Clinoformas compuestas de escala deltaica modificado de Patruno y Helland-Hansen (2018). Las clinoformas de escala deltaica son las clinoformas de menor escala. Dentro de las clinoformas de escala deltaica se reconocen dos subconjuntos que están formadas por procesos sedimentarios contrastantes, motivo por el cual, generalmente están ubicadas a distintas distancias de la línea de costa contemporánea: clinoformas de línea de costa y clinoformas subácueas. Las clinoformas de línea de costa están asociadas a ambientes sedimentarios costeros y sus *topsets* poseen una importante participación de procesos subaéreos. En las clinoformas subácueas el *topset* está desarrollado enteramente en condiciones subácueas.



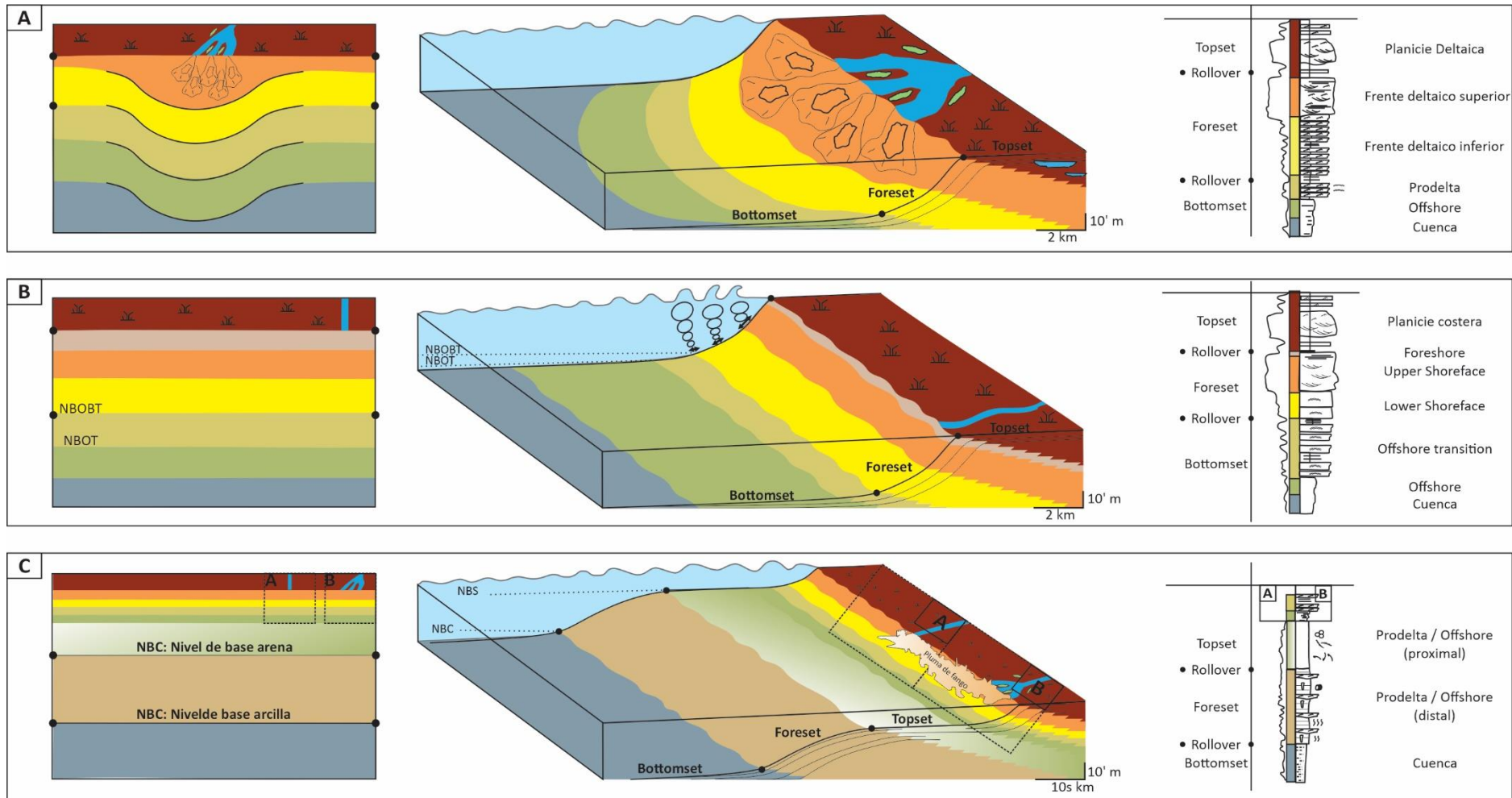


Figura 2.4. Clinoformas de escala deltaica. En función de los procesos sedimentarios y el tipo de costa las clinoformas de línea de costa pueden ser: A) clinoformas deltaicas (en sistemas deltaicos fluvio dominados) o B) Clinoformas de *shoreface*. C) Clinoformas subácueas pueden desarrollarse distanciadas de la costa (10's-100's km) en facies de *prodelta-offshore*.



El otro gran grupo dentro de las denominadas como clinofomas de escala deltaica son las llamadas clinofomas subácuas (Figura 2.3, 2.4C) y su nombre deriva del hecho de que el *topset* está desarrollado enteramente en condiciones subácuas (Patruno et al., 2015a, b; Patruno y Helland-Hansen, 2018). En términos genéticos pueden estar vinculadas a un sistema de acumulación deltaico, aunque no necesariamente próximos a la desembocadura de éste y pueden generarse por procesos sedimentarios que ocurren más lejos de la línea de costa, como corrientes de fondo de plataforma. En términos morfológicos suelen tener *foresets* un poco más grandes que las clinofomas de línea de costa, en el orden de las decenas de metros, y eventualmente hasta unos pocos cientos de metros de alto de *foreset*. Estas clinofomas se conocen en trabajos previos como clinofomas deltaicas subácuas (Cattaneo et al., 2003, 2007; Patruno et al., 2015a, b; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Por ser las clinofomas de menor escala y porque sus procesos formadores tienen gran variabilidad es recomendable, para las clinofomas de escala deltaica, prestar particular atención a los procesos sedimentarios. De hecho, tener presente el proceso sedimentario que origina la expresión geométrica, así como también el rango espacial en el que pueden suceder los mismos, es un pilar fundamental para la caracterización de clinofomas. Por lo tanto, y sobre todo para las clinofomas de línea de costa, que son incluso dentro del grupo de clinofomas de escala deltaica, las de menor expresión geométrica (menor altura de *foreset*), se sintetizan a continuación las características principales de las clinofomas de línea de costa vinculadas a los procesos sedimentarios de cada segmento. Esta lógica puede ser particularmente útil, pues permite reconstruir clinofomas cuando su expresión geométrica no está disponible, pero sí su registro facial, como por ejemplo se hará en el Capítulo 3.

### 2.2.2.2 Clinofomas de línea de costa

#### i. Definición y características principales

Como se mencionara en su introducción, las clinofomas de línea de costa son las de menor altura de *foreset* (2 a 60 m) y en cuyos *topsets* se registra una importante participación de procesos subaéreos (Figura 2.3). Particularmente el  $R_o$  de las clinofomas de línea de costa representan la posición de la línea de encuentro entre un sector tierra adentro y un cuerpo de agua por lo cual este quiebre se ubica generalmente entre los 0-5 m de profundidad (Patruno et al., 2015a). En términos generales, los ángulos de inclinación de *foreset* pueden variar entre  $0,1^\circ$  y  $2,7^\circ$ , pero pueden existir sistemas en los que el gradiente llega a  $15^\circ$  (p.ej. deltas tipo Gilbert) (Patruno, 2015a, b; Patruno y Helland-Hansen, 2018). El origen de cada clinofoma de línea de costa resulta vinculado principalmente con la transición entre un flujo de agua confinado a desconfinado ya sea en la proximidad de la desembocadura de ríos o vía redistribución y

## Marco conceptual

deposición de sedimento por corrientes marinas, representando la posición de la línea de costa y sus asociaciones y distribución de facies constitutivas para un determinado momento del registro sedimentario a lo largo de la costa en el tiempo (Battacharya, 2003; Hampson y Storms, 2003; Clifton, 2006; Patruno et al., 2015a,c; Plink-Björklund, 2020; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Las clinofórmulas de línea de costa pueden estar mayoritariamente formadas por fangos, arenas o incluso gravas (p.ej., deltas tipo Gilbert), y esto impacta en la caracterización geométrica. La altura de los *foresets* de clinofórmulas arenosas tienden a ser notablemente bajas (5 a 25 m) con gradientes de deposición de entre  $0,5^\circ$  -  $2,7^\circ$ , mientras que los *foresets* fangosos resultan ser más altos que sus homólogos arenosos, (6 a 60 m), pero con ángulos más bajos ( $0,1^\circ$  a  $1,5^\circ$ ) (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Esta variación en el ángulo con su consecuente impacto en la altura del *foreset* cuando cambia el tamaño de grano, probablemente pueda ser explicada por el mayor ángulo de corte en los sedimentos gruesos lo cual va en sentido con la relación inversa entre el ancho y el alto de los *foresets* de estas clinofórmulas propuesto por otros autores (Patruno et al., 2015a, Patruno y Helland-Hansen, 2018).

La expresión geométrica en perfil de las clinofórmulas de línea de costa es caracterizada por una expresión asimétrica y de alto grado de oblicuidad que generalmente varía entre cóncavas hacia abajo para clinofórmulas deltaicas y cóncavas hacia arriba para clinofórmulas de shoreface (Patruno et al., 2015a, c). Además, algunos autores sugieren que estos perfiles oblicuos pueden estar relacionados con la influencia de los procesos fluviales generando también trayectorias de clinofórmula que generalmente son menores a  $0,1^\circ$  dentro de cada set de clinofórmulas (Swenson et al., 2005; Patruno et al., 2015a, c).

Por último, respecto del tiempo, las clinofórmulas de línea de costa pueden progradar muy rápidamente hacia el centro de cuenca a través de grandes distancias ( $10^3$ - $10^4$  m/ka).

### ii. Sistemas deltaicos fluvio-dominados: procesos, productos y relación con clinofórmulas

En los sistemas deltaicos en donde domina el aporte fluvial y los procesos de descarga son preponderantes, los sedimentos por lo general no son completamente redistribuidos por las olas y/o las mareas (Figura 2.4A) (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006; Korus y Fielding, 2015; Ainsworth et al., 2017). En estos sistemas la planicie deltaica se define como una región mayormente expuesta y dominada por procesos fluviales (Bhattacharya, 2006). Esta región posee típicamente inclinaciones menores a  $0,02^\circ$  y puede ser interpretada como el *topset* de las clinofórmulas deltaicas en sistemas fluvio-dominados (Hampson y Storms, 2003; Howell et al., 2008a). A su vez, en la planicie deltaica pueden reconocerse dos sectores: la planicie superior

e inferior. En la planicie deltaica superior los sistemas fluviales comienzan a bifurcarse en dos o más canales distributarios. Esta parte del sistema deltaico se extiende hasta el límite tierra adentro de la influencia marina excluyendo la influencia de mareas en los canales (Bhattacharya y Giosan 2003; Bhattacharya, 2006; Korus y Fielding, 2015). Por su parte la planicie inferior se extiende desde el límite tierra adentro de la influencia marina, hasta el límite inferior de la acción de mareas (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006; Korus y Fielding, 2015) y por lo tanto esta región puede estar cubierta de agua en forma periódica (Figura 2.4A).

La parte predominantemente subáerea de un delta comienza con el frente deltaico, que es además la parte más inclinada del sistema (generalmente mayor a  $1^\circ$ ). Esta región es por lo tanto la que compone gran parte del segmento de *foreset* en las clinofórmulas deltaicas (Hampson y Storms, 2003; Howell et al., 2008a). En el frente deltaico proximal generalmente se pueden reconocer sedimentos arenosos conocidos como barras de desembocadura (Yperen et al., 2020). Estos elementos comúnmente están compuestos por una alternancia de capas que reflejan la sedimentación durante la descarga fluvial y los periodos de retrabajo biogénico y/o físico de los momentos entre descargas, sumado a sedimentación de menor energía durante momentos de relativa baja descarga (Dalrymple et al., 2015; Gugliotta et al., 2016). En un sentido distal y lateral desde el sector central de un complejo de barras de desembocadura tienden a hacerse cada vez más dominantes las facies relativamente más finas (Yperen et al., 2020). Por lo tanto, en estas zonas laterales y distales pueden generarse sucesiones alternantes de areniscas finas a muy finas y fangolitas con estructuras sedimentarias muy variadas (Figura 2.4A) (Bhattacharya y Walker, 1992).

Finalmente, el prodelta conforma la parte más profunda y distal del sistema sujeta a procesos casi netamente marinos y con una dominancia de sedimentación de grano fino. Por los sedimentos y procesos involucrados por lo general parte del frente deltaico distal y el prodelta conforman el segmento de baja inclinación o *bottomset* de una clinofórmula deltaica (Figura 2.4A) (Hampson y Storms, 2003; Howell et al., 2008a).

### iii. Sistemas de *shoreface*: procesos, productos y relación con clinofórmulas

En los sistemas marinos someros dominados por olas o *shoreface*, la mayoría del sedimento es aportado a la línea de costa por sistemas fluviales ubicados a relativa distancia, aunque puede existir un aporte local dado por la erosión marina de sedimentos más antiguos expuestos a lo largo de la costa (Clifton, 2006). En estos sistemas el sedimento es transportado desde las desembocaduras fluviales por corrientes longitudinales o *longshore currents* a lo largo de la línea de costa (fenómeno denominado también deriva litoral), hasta las regiones donde se

## Marco conceptual

produce su acumulación (Figura 2.4B) (Reading y Collinson, 1996; Bhattacharya y Giosan, 2003; Howell et al., 2008a).

Las fajas de facies de los sistemas de *shoreface* se organizan en función de los procesos sedimentarios que dominan en distintos sectores (Hampson y Storms, 2003). Por ejemplo, la planicie costera es esencialmente plana y típicamente inclina menos de  $0,02^\circ$  (Hampson y Storms, 2003; Howell et al., 2008a) y se asienta justo sobre el nivel medio del mar en la parte costa adentro respecto de la línea de costa. Costa afuera respecto de la línea de costa y sujeto a la acción de las olas de buen tiempo y corrientes longitudinales, comienza un angosto *foreshore* más el *shoreface* que corresponden al segmento más inclinado del sistema (Hampson y Storms, 2003). El límite más profundo del *shoreface* (respecto de la línea de costa) queda definido por el nivel de base de olas de buen tiempo (NBOBT) (Walker y Plint, 1992). El NBOBT es la profundidad a la cual las olas típicas del día a día afectan el lecho marino. A mayor profundidad, respecto del NBOBT, la actividad de las tormentas puede provocar olas de gran tamaño que también interactúen con el lecho marino y es lo que se conoce como el nivel de base de olas de tormenta (NBOT) y delimita un sector del sistema, el *Offshore transition* (Ot). Más allá de esta región continúa aumentando la profundidad y disminuyendo el gradiente depositacional y generalmente domina la sedimentación por decantación de sedimentos de grano fino donde comienza el sector costa afuera o el *Offshore* (Off) (Walker y Plint, 1992; Hampson y Storms, 2003) (Figura 2.4B).

En cuanto a los depósitos y facies resultantes, en la planicie costera la mayoría del sedimento arenoso es aportado por sistemas fluviales distales (Howell et al., 2008a). Por lo tanto, es común encontrar en este sector depósitos canalizados arenosos con estratificación en artesa asociados a canales fluviales, intercalados con sedimentos finos que resultan del desbordamiento de los canales sobre áreas deprimidas o planicies de inundación. Asociados a los sedimentos fangosos en algunas ocasiones pueden presentarse mantos de carbón (Figura 2.4B).

En la parte marina del sistema, el sedimento es transportado a lo largo del *Upper shoreface* por corrientes longitudinales, mientras que la acción de las olas de buen tiempo mueve el sedimento continuamente en dirección tierra adentro (Clifton, 2006; Howell, 2008a; Isla et al., 2018a, 2020a, b). Se puede reconocer una zona angosta y empinada de *Foreshore* (Fo) donde la acción de las olas produce el lavado del sedimento en la línea de costa. En este sector se pueden reconocer depósitos de arenas o areniscas con laminación de capa plana que se dispone paralela a la inclinación general (Hampson y Storms, 2003). A mayor profundidad, el

sector del *Upper shoreface* (Us) se caracteriza por la acción de las olas de buen tiempo donde las olas comienzan a colapsar en altura y generar una zona de rompiente y zona de surf. En este sector pueden quedar preservados depósitos arenosos con laminación horizontal, dunas pequeñas, óndulas asimétricas o laminación entrecruzada generada por dichas óndulas (Clifton, 2006; Isla et al., 2020a, b). El último sector sujeto a la acción de olas de buen tiempo es el *Lower shoreface* (Ls) donde se reconoce el sector de disipación de la energía de las olas las cuales interactúan con el lecho pudiendo quedar preservados depósitos de arena más fina que en los sectores anteriores con laminación de ondulaciones simétricas a asimétricas (Figura 2.4B).

Hacia el centro de cuenca, ya por fuera del *shoreface* y a mayor profundidad donde la acción de las olas de buen tiempo no interactúa con el sustrato de manera habitual, la depositación del sedimento puede ocurrir a través del transporte en suspensión generando depósitos de limo y fango en el *Offshore Transition*. Sin embargo, en condiciones de periodos de tormenta se generan olas de mayor altura que las típicas del día a día provocando que la acción de las tormentas puede erosionar los depósitos de Us y Fo para luego transportarlos mediante flujos combinados de relajación hacia zonas más distales. Así se produce sedimentación con arenas y formas de lecho tipo montículos y/o estratificación en montículo en el Ls y en menor medida en el Ot, intercaladas en este caso con abundantes capas de fangos. Finalmente, a mayor profundidad y ya fuera del alcance de los flujos más enérgicos relacionados con las tormentas (es decir por debajo del NBOT), se genera la depositación hemipelágica y pelágica de limos y arcillas, aunque también pueden existir corrientes de densidad que transporten arena mar adentro. Esta región se conoce como la faja de *Offshore* (Off) en la cual predomina la acumulación de material de grano fino (Figura 2.4B).

Sobre la base de estas consideraciones, una clinoforma de *shoreface* en una sección paralela al sentido de la depositación tendría un *topset* conformado por el tope de la planicie costera, un *foreset* conformado por depósitos de *foreshore-shoreface* con una inclinación típica máxima de entre 1 y 2°, y un segmento de menor pendiente que decrece hacia el *bottomset* conformado por los depósitos de Ot y el Off (Hampson y Storms, 2003). En la dirección del rumbo depositacional, o sea, a lo largo de la línea de costa, la morfología de los sistemas de *shoreface* dominados por olas son generalmente rectos a suavemente lobulados, morfología que habitualmente también repiten sus fajas de facies en el sentido de la depositación (Figura 2.4B).

### 2.2.2.3 Clinoformas subácueas

#### i. Definición y características principales

Las clinoformas subácueas (Figura 2.3) son superficies cronoestratigráficas que delimitan clinotemas como las anteriores, pero cuyos tres segmentos están en condiciones

netamente subácueas (Patrino y Helland-Hansen, 2018). Este conjunto de clinofomas posee morfología sigmoidal, se encuentra alejado de la línea de costa y ha sido bien caracterizado en ejemplos de sistemas modernos (Cattaneo et al., 2003, 2007; Patrino et al., 2015a, b). En cambio, en el registro antiguo todavía solo se han reportado unos pocos ejemplos (Patrino et al., 2015a, b; Hampson y Premwichein, 2017; La Croix y Gingras, 2021), generando un fuerte déficit de conocimiento sobre los clinotemas asociados a este tipo de clinofomas.

En estas clinofomas el  $R_o_s$  se encuentra a profundidades del orden de los 5 a 60 m, y los *foreset* pueden tener una altura del orden de los 100 metros con gradientes relativamente bajos ( $0.1^\circ$  a  $1.5^\circ$ ), e incluso muy bajos ( $0.02^\circ$ , Denomme et al., 2018). Por ello la visualización en sección sísmica de las clinofomas subácueas, pero sobre todo en afloramiento, resulta un gran desafío (Hampson, 2010; Hampson y Premwichein, 2017) (Figura 2.3).

En contraste con las clinofomas de línea de costa que se caracterizan por poseer un aporte directo del sedimento desde el continente, la dispersión del sedimento y la depositación del mismo en las clinofomas subácueas está regido por las condiciones hidrodinámicas de la cuenca marina (Cattaneo et al., 2003, 2007; Patrino et al., 2015a, b; Patrino y Helland-Hansen, 2018). Además, a diferencia de lo que sucede en los sistemas marinos costeros revisados previamente donde la sedimentación tiene una fuerte presencia de material arenoso, en los sistemas de acumulación que pueden desarrollar este subgrupo de clinofomas subácueas la mayoría del sedimento depositado es de material fino (limo y arcilla) (Figura 2.4C) (Walsh y Nittrouer, 2009; Patrino et al., 2015a, b).

### ii. Procesos, productos y vinculación con clinofomas

La génesis de las clinofomas subácueas está principalmente asociada a la descarga de grandes volúmenes de fango originados por la descarga de sistemas fluviales de gran envergadura (Walsh y Nittrouer, 2009). Las descargas anuales en estos casos pueden alcanzar valores de hasta 1200 millones de toneladas anuales de material (Walsh y Nittrouer, 2009) como en las clinofomas subácueas en la desembocadura del delta del Ganges (Figura 2.5A).

Al entrar en el medio marino estos grandes volúmenes se redistribuyen de manera no uniforme en función de los procesos que dominan dentro del sistema distal (Patrino y Helland-Hansen, 2018; Pellegrini et al., 2020). Por ejemplo, los mecanismos de transporte originados en corrientes marinas advectivas de alta energía pueden tener un fuerte rol como agentes de distribución (Orton y Reading, 1994). Estas corrientes, muchas veces paralelas a la costa, resultan en la creación de una buena trampa de sedimento ubicada en la plataforma interna. Pero estas corrientes también son realmente eficientes en redistribuir el sedimento en sentido

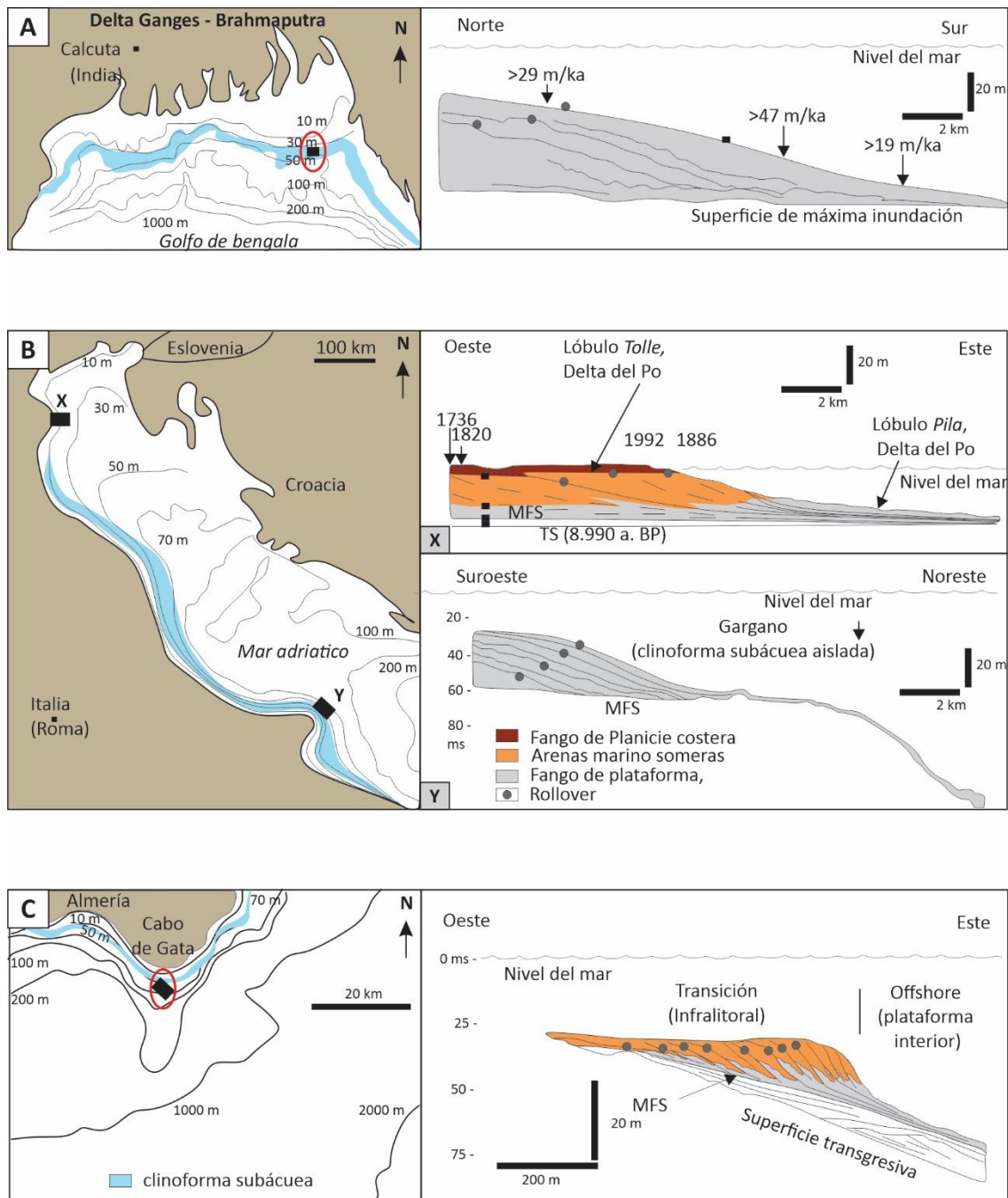


Figura 2.5. Ejemplos de clinofomas subácueas, modificado de Patruno et al., (2015a). A) Clinofoma fangosa en la desembocadura del Ganges en Palamenghi et al. (2011). B) Clinofoma subácuea fangosa (Y) lateralmente distanciada de clinofoma deltaica (X) de la desembocadura del delta del Po, en el Mar Adriático en Cattaneo et al. (2003) y Correggiari et al. 2005). C) Clinofoma subácuea arenosa en Almería, España, en Hernández Molina et al. (2000).

paralelo a la costa y que al encontrar protuberancias pueden producir clinofomas relativamente aisladas, como por ejemplo las clinofomas subácueas registradas en el Mar Adriático (Figura 2.5B) (Cattaneo et al., 2003, 2007).

La relación entre la construcción de clinofomas subácueas y aporte sedimentario desde sistemas deltaicos contemporáneos todavía están en discusión. Algunos autores señalan que dichos elementos pueden estar vinculados con un sistema deltaico, pero no necesariamente en sentido de cercanía espacial, sino más bien genético, como es el caso mencionado de Mar Adriático (Cattaneo et al., 2003). Otros autores proponen que no es necesario un sistema deltaico para que se desarrolle, más distalmente, una clinofoma subácuea (Hampson y Premwichein, 2017). Sin embargo, sí existe acuerdo en que los procesos para la construcción de dichas clinofomas ocurren en la plataforma marina y son netamente oceanográficos (Helland-Hansen et al., 2012). Más aún, los modelos de facies recientes de plataformas marinas sugieren que hay distintos mecanismos mediante los cuales el sedimento de grano fino es dispersado y finalmente depositado (Walsh y Nittrouer, 2009; Mackquacker et al., 2010; Schwarz et al., 2022). Particularmente en el caso de algunas clinofomas subácueas existen evidencias de frecuente y extensiva removilización del sedimento durante tormentas y otros eventos meteorológicos (Figura 2.4C) (Bhattacharya, 2020; La Croix et al., 2021).

Es ampliamente aceptado que en un sector de la plataforma puede quedar registrado el nivel en el cual la acción de las olas en condiciones de tormenta interactúa con el lecho marino (Orton y Reading, 1996). En general, se hace referencia a esta región como el nivel de base de olas de tormenta (NBOT) y en los sistemas de *shoreface* coincide con la culminación más distal del *Offshore transition* (Figura 2.4A). En términos de posición en el sistema de acumulación, el prodelta cumple una posición eventualmente semejable, aunque sujeto a procesos sedimentarios distintos (Figura 2.4B) (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006). A partir de estas dos zonas, el sistema por lo general no tiene la suficiente energía para transportar sedimento de tamaño arena. Sin embargo, sí hay energía para removilizar material más fino. Por esto, es que para estas clinofomas es necesario prestar más atención a las variables que controlan la sedimentación de este tamaño de grano en la plataforma (Walsh y Nittrouer, 2009). Allí, se identifica un nivel paleobatimétrico cuya interacción con el lecho se conoce como el nivel de base efectivo para removilizar sedimento tan fino como tamaño arcilla (NBC, nivel de base de arcilla-por su traducción del inglés: clay) y cuya profundidad y distancia respecto del nivel de base efectivo en el transporte de sedimento tamaño arena (NBS, nivel de base de arena, por su traducción del inglés: sand) puede ser, aunque no necesariamente, mayor (Figura 2.4C) (Walsh y Nittrouer, 2009, Mackquacker 2010; Denomme et al., 2018; La Croix et al., 2021).



La removilización y resuspensión de sedimento de material fino en la plataforma interna puede ocurrir a grandes distancias de la línea de costa (5-20 km) o incluso a 100's de km y conformar depósitos que eventualmente den lugar a la construcción de clinofomas subácueas (Figura 2.4C) (Patruno y Helland-Hansen, 2018; La Croix et al., 2021). Sin embargo, no necesariamente toda la plataforma interna tiene que estar sujeta a condiciones de baja energía ya que en algunos ejemplos del registro fósil es posible reconocer en estas regiones depósitos predominantemente limosos y de arena muy fina con matriz limosa que incluso pueden tener coloraciones rojizas. Estos depósitos en el registro fósil generalmente cuentan con abundantes fósiles fragmentados (ammonites, belemnites, bivalvos, gastrópodos) conformando clastos transportados que registran un gran retrabajo físico. Muchas veces se interpreta a estos depósitos como producto de la presencia de corrientes advectivas, de *upwelling* o corrientes geostroficas que transporten el sedimento fino en el sentido de la deposición provocando que en un gran sector de la plataforma interna se desarrolle una zona de *bypass* de sedimento producto de grandes tormentas implicando también que, de existir fauna marina preservada, la misma se encuentre fragmentada. Estos depósitos se podrían ubicar por debajo del nivel de base de olas en condiciones de buen tiempo (NOBT), y por encima del nivel de base efectivo para transportar arena (NBS) y son comúnmente interpretados como el *topset* de las clinofomas subácueas (Figura 2.4C) (Hampson y Premwichein, 2017; La Croix et al., 2021).

Luego de la zona sujeta al *bypass* de sedimento, se produce un quiebre en la pendiente en el que el suave gradiente depositacional del *topset* se incrementa y que es usualmente asignado al Ro<sub>s</sub>. A partir de este sector de la plataforma interna puede reconocerse una zona en la que dominan los depósitos de limolitas moderadas a completamente bioturbadas y eventualmente arenitas limosas también moderadas a intensamente bioturbadas con contenido fósil altamente diversificado. Cuando están bien preservadas, las capas de limolitas y areniscas muy finas pueden constituir muy delgadas capas (<1cm) con base erosiva y laminación paralela y ocasionalmente laminación ondulítica de olas de corrientes. Algunos autores interpretan a estos depósitos producto de la deposición episódica e intermitente de flujos gravitacionales de sedimento y corrientes tractivas con una menor participación de sedimentación por suspensión por debajo del NBS y por encima del NBC, en un lecho marino de aguas bien oxigenadas y completamente marinas (Hampson y Premwichein, 2017; La Croix y Gingras, 2021). En términos del sistema de acumulación, algunos autores interpretan que la presencia de capas limosas que pueden tener una base erosiva, y la laminación paralela o también laminación de ondas de corriente que indican la ocurrencia de erosión y subsecuente deposición, es producto de corrientes eventuales unidireccionales y tractivas que muchas

## Marco conceptual

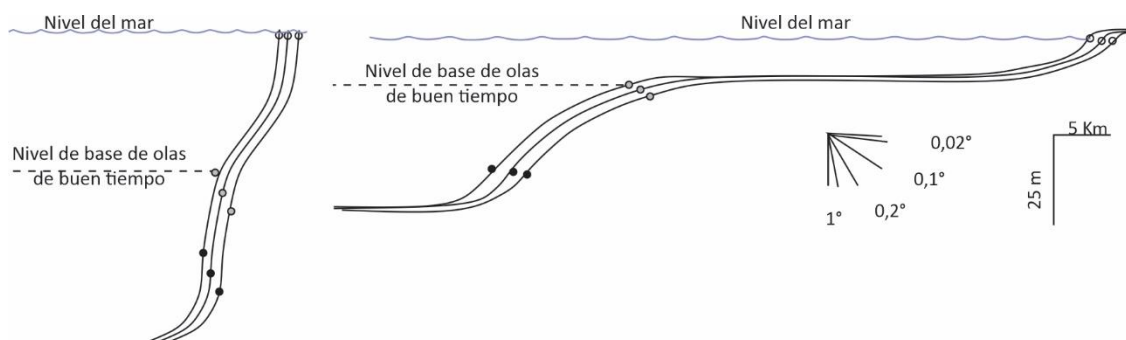
veces son asociadas a corrientes de turbidez distales (secuencias de Bouma b-e y c-e) o también como flujos gravitacionales de sedimento (unidades a-c de Mackquacker et al., 2010) los cuales podrían haber sido desencadenados y favorecidos por la acción de tormentas o inundaciones fluviales (Hampson y Premwichein, 2017; La Croix y Gingras, 2021). Estos depósitos, y sus amplias interpretaciones respecto de los procesos sedimentarios, son generalmente interpretados como el segmento de *foreset* de las clinofomas subácueas (Figura 2.4C) (Patruno et al., 2015a, b; Hampson y Premwichein, 2017; Patruno y Helland-Hansen, 2018; La Croix y Gingras, 2021).

Finalmente, en una posición distal luego de un nuevo y sutil quiebre en la pendiente que permite reconocer la presencia del  $Ro_i$  empiezan a dominar las condiciones de baja energía y sedimentación por decantación de sedimentos finos en los cuales el gradiente depositacional vuelve a tender a la horizontalidad. Aquí, es posible reconocer depósitos condensados ricos en limo y arcilla laminados, con fauna de baja diversidad y que eventualmente pueden estar fuertemente bioturbadas más allá del NBC. En general, en estos depósitos las estructuras sedimentarias primarias, si están presentes, tienden a ser laminaciones paralelas atribuidas a la depositación por decantación a partir de material suspendido, habitualmente estos niveles están fuertemente bioturbadas en función de la proximidad al NBC (secuencia de Bouma d-e). Sin embargo, es posible la eventual ocurrencia de flujos gravitacionales intermitentes vinculados a la acción de olas (unidades b-c de Mackquacker et al., 2010) o potenciales corrientes de fondo marino. En consecuencia, todos estos depósitos y su expresión geométrica asociada son interpretada como el *bottomset* de la clinofoma subácuea (Figura 2.4C) (Patruno et al., 2015a, b; Hampson y Premwichein, 2017; Patruno y Helland-Hansen, 2018; La Croix y Gingras, 2021).

### iii. Información adicional: Clinofomas subácueas fangosas y arenosas

La literatura reciente reconoce dos grandes subgrupos dentro de la categoría de clinofomas subácueas en función de su litología: las clinofomas arenosas y las fangosas (Figura 2.6). Estos subgrupos no sólo se diferencian granulométricamente, sino que también poseen características distintas de emplazamiento, dimensiones y ritmos de progradación (Patruno y Helland-Hansen, 2018), que vale la pena considerar para su posible identificación en el registro.

Las clinofomas subácueas fangosas actuales se desarrollan en plataformas marinas amplias en sección (anchos del orden de las 10s a 100s km de extensión) y gradientes relativamente bajos ( $0,38$  a  $0,01^\circ$ ) (Figura 2.6) (Patruno et al., 2015a, Patruno y Helland-Hansen, 2018), donde la profundidad del  $Ro_s$  varía entre 20 y 60 m de profundidad (Walsh y Nittrouer, 2009; Mitchel et al., 2012, Pellegrini et al., 2020). Estas clinofomas subácueas pueden



Clinoformas compuestas arenosas modernas de escala deltaica	Variable del sistema	Clinoformas compuestas fangosas modernas escala deltaica
Angosto, empinado	← Plataforma →	Ancha, suave
Angostas, empinadas	← Clinoformas →	Anchas, suaves
Más profundo y cercano a la línea de costa	← Rollover subacuó →	Más somera y lejana a la línea de costa
Sigmoidal	← Clinoformas subácuas →	Sigmoidal
Oblicuo	← Clinoformas subaéreas →	Oblicuo
Tamaño similar	← Relación de clinofoma Subaereas/subacuas →	Clinoformas subacuas significativamente más grandes
Alto ángulo	← Trayectoria de clinofoma subacua →	Bajo ángulo
Casi-plana	← Trayectoria de clinofoma subaerea →	Casi-plana
Pequeño	← Sedimento aportado nacido en ríos →	Grande
Lenta	← Progradación →	Rápida
Comparativamente más fuerte	← Olas, corrientes, mareas →	Comparativamente más débiles
Activa	← Tectónica →	Quietud

Figura 2.6. Diferencias entre clinofomas subácuas arenosas y fangosas. Estos subgrupos no sólo se diferencian granulométricamente, sino que también poseen características distintas de emplazamiento, dimensiones y ritmos de progradación. Modificado de Patruno y Helland-Hansen (2018).

conformar clinotemas extensos paralelos a la línea de costa (pocas decenas a varios cientos de km), como en el ejemplo actual del Mar Adriático (Cattaneo et al., 2003, 2007) (Figura 2.5B). Sin embargo, los anchos de los *foresets* en el sentido de la depositación son relativamente angostos, y pueden tener tan solo algunas pocas decenas de km. En cuanto al aporte de sedimentos, en los ejemplos actuales generalmente se observa una vinculación con grandes ríos que proveen mucho volumen de sedimento en corto tiempo ( $>100 \text{ Mt/año}^{-1}$ ) (Walsh y Nittrouer, 2009). Esto provoca que algunas clinofomas subácueas fangosas puedan tener relativas altas tasas de progradación (es decir similares a las de línea de costa) (Figura 2.6).

Por otra parte, las clinofomas subácueas arenosas en general están asociadas a plataformas angostas de pocas decenas de km de ancho ( $<35 \text{ km}$ ), fuertemente empinadas ( $>0.25^\circ$ ) y de alta energía (Patruno y Helland-Hansen, 2018). En los ejemplos estudiados en Australia y Nueva Zelanda (Field y Roy, 1984; Dunbar y Barret, 2005), así como en el sur de España y Portugal (Figura 2.5C) (Hernández-Molina et al., 2000; Lobo et al., 2005; Fernández-Salas et al., 2009), estas clinofomas no parecen estar asociadas directamente con sistemas deltaicos alimentadores de sedimentos (Fernández Salas et al., 2009) (Figura 2.6). El  $R_o$  de estas clinofomas se emplaza en profundidades menores que en las fangosas (10 a 30 m) y así pueden conformar clinotemas más próximos a la línea de costa, cuyos *foresets* son angostos ( $<2,5 \text{ km}$ ) pero con altos gradientes ( $>0,6^\circ$ ) (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Debido a la naturaleza relativamente esporádica de los episodios de progradación en las clinofomas subácueas arenosas, sus tasas de progradación y sus tasas de flujo depositacional son entre 3 ó 4 y 2 ó 3 órdenes de magnitud menor, respectivamente, que sus equivalentes fangosos (Patruno et al., 2015a, b, c; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

### 2.2.3 Clinofomas de Margen de Plataforma

#### 2.2.3.1 Definición

Las clinofomas de margen de plataforma, conocidas en la literatura previa como clinofomas de prisma de plataforma (Helland-Hansen y Gjelberg, 2012; Patruno et al., 2015a), son superficies de equilibrio dinámico que se forman en los márgenes de cuencas marinas o lacustres y están caracterizadas por alturas de *foreset* de al menos unos pocos cientos de metros (Patruno y Helland-Hansen, 2018) (Figura 2.2). Estas clinofomas de margen de plataforma construyen sucesiones de margen de cuenca y pueden ser divididas en tres segmentos a partir de quiebres fisiográficos en la pendiente depositacional: la plataforma (*topset*), el talud de intraplataforma (*foreset*) y el fondo de cuenca (*bottomset*) (Henriksen y Vorren, 1996; Steel et al., 2000; Steel y Olsen, 2002; Roberts y Sydow, 2003; Sztanzó et al., 2013; Hodgson et al., 2018; Pellegrini et al., 2018; Poyatos et al., 2019) (Figura 2.2). Estos segmentos están definidos por dos

## Marco conceptual

quebres fisiográficos: el sector donde se produce el cambio de gradiente depositacional entre la plataforma y el talud de “intraplataforma”, conformando el  $Ro_s$  y la base del talud de intraplataforma donde se produce el  $Ro_i$  (Steel y Olsen, 2002; Hodgson et al., 2018; Pellegrini et al., 2018, Patruno y Helland-Hansen, 2018; Poyatos et al., 2019).

La distinción entre un segmento de plataforma, al cual autores llaman plataforma sedimentaria, y un *plateau* de aguas profundas, con el talud de intraplataforma en el segmento intermedio, radica en dos puntos. Por una parte, es una necesidad de caracterizar y jerarquizar los incrementos batimétricos ya que generalmente estos quebres de plataforma sedimentaria no coinciden con el margen continental (Helland-Hansen et al., 2012) y por lo tanto existe la necesidad de caracterizar clinofomas de cientos de metros de altura de *foreset* que no alcancen el margen continental y que a su vez puedan estar a cientos de kilómetros de la línea de costa (Patruno et al., 2015a; Patruno y Helland-Hansen, 2018; Pellegrini et al., 2017, 2018). Por otra parte, la distinción de la plataforma sedimentaria batimétrica (*topset*) y *plateau* de aguas profundas (*bottomset*), es necesaria desde el punto de vista facial. En la plataforma sedimentaria, dado su directa relación con los ambientes someros cercanos a la línea de costa, se pueden registrar depósitos asociados a los sistemas deltaicos o de *offshore*. En cambio, en el *plateau* de aguas profundas, dada su ubicación bien por debajo del nivel de base de olas de tormentas y la zona fótica, solamente es posible esperar hallar facies batiales, que algunos autores también denominan facies de “cuenca” (Patruno y Helland-Hansen, 2018; Poyatos et al., 2019). Como consecuencia, las clinofomas de margen de plataforma representan de igual manera que todas las otras clinofomas descritas en este capítulo, un significativo límite fisiográfico entre los procesos depositacionales y las facies resultantes.

Con todo, vale aclarar que aún existen diferencias entre clasificaciones de clinofomas propuestas a lo largo de las últimas décadas. Por ejemplo, algunos autores utilizan el término clinofomas de intraplataforma (o *intrashelf clinofoms*) (Hodgson et al., 2018; Cosgrove et al., 2018; Poyatos et al., 2019; Midtkandal et al., 2019; Cosgrove et al., 2020), para agrupar a las ya tratadas clinofomas subácueas (altos de *foreset* de 20-100 m) y a las aquí denominadas clinofomas de margen de plataforma (altos de *foreset* de 100-500 m). Esta definición no será considerada en esta tesis doctoral ya que se prefiere la clasificación de Patruno y Helland-Hansen (2018), que permite jerarquizar clinofomas en función de alturas de *foreset*. A su vez y como se comentara previamente, las escalas de clinofomas están íntimamente relacionadas con los procesos sedimentarios constructores, los cuales para las clinofomas de margen de plataforma terminan construyendo sucesiones de margen de cuenca (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

En el mismo sentido esta definición propuesta por Patruno y Helland-Hansen (2018) para las clinoformas de margen de plataforma y sus *foresets* constitutivos que poseen hasta cientos de metros de alto, permite distinguirlas de las clinoformas de margen continental cuyos *foresets* alcanzan miles de metros de alto (Figura 2.2). En estas últimas la zona de alta pendiente o talud representa la transición entre corteza continental y corteza oceánica queda, y representa el segmento intermedio entre la plataforma continental y la planicie abisal, ambos de relativa baja pendiente (Figura 2.2). En cambio, las clinoformas de margen de plataforma están situadas dentro de la plataforma continental en sí misma y muy raramente ocurran ambas en una misma transecta. De hecho, estas últimas clinoformas más probablemente se reconozcan en cuencas de aguas relativamente profundas de rift, antepaís, cratónicas y otros márgenes no continentales donde la profundidad de agua muy raramente supere los 1000 m (Steel et al., 2022).

### 2.2.3.2 Características morfológicas principales

Retomando entonces la definición de Patruno y Helland-Hansen (2018), en una clinoforma de margen de plataforma se pueden reconocer tres segmentos: 1) una plataforma conformando el *topset* de la clinoforma, 2) un talud de intraplataforma ( $Ro_s$ ) donde se produce un significativo incremento en la batimetría (cientos de metros), y 3) una planicie de plataforma, que es parte de la plataforma continental (Figura 2.2). En algunos trabajos este último segmento o región de baja pendiente se conoce como “*plateau*” de fondo marino (Helland-Hansen, 2012; Patruno et al., 2015a, b, c; Patruno y Helland-Hansen, 2018) o, como será utilizado en esta tesis, el fondo de cuenca o *basin* conformando el *bottomset* de la clinoforma (Figuras 2.2; 2.7).

El *topset* o plataforma es la parte más somera de estas clinoformas y generalmente posee muy bajos gradientes depositacionales que pueden estar en el orden de los  $0,3^\circ$  a  $0,03^\circ$ , con anchos de decenas a unos pocos cientos de km (Hampson y Storms, 2003; Helland-Hansen et al., 2012; Steel et al., 2020). El límite del *topset* y transición al *foreset* ( $Ro_s$ ) suele ubicarse en profundidades que varían entre 20 y 200 m (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Por su parte, los *foresets* poseen alturas de 100 a 500 m y gradientes que generalmente rondan los  $6^\circ$  (aunque pueden variar entre  $0,9^\circ$ - $10^\circ$ ). El ancho de estos *foresets* puede oscilar entre pocos kilómetros y algunas pocas decenas de km. Estas regiones de talud suelen registrar un marcado dominio de procesos gravitacionales, que en función del gradiente del segmento pueden ir desde desmoronamientos hasta depósitos transportados en masa (Patruno y Helland-Hansen, 2018) (Figura 2.7). Finalmente, más allá del *foreset* o talud de intraplataforma se desarrolla el *plateau* o planicie de fondo (*bottomset*), caracterizado por un gradiente muy suave que se acerca a la horizontalidad. En estas regiones pueden desarrollarse abanicos de fondo de cuenca con lóbulos

turbidíticos o debritas (Figura 2.7), pero también depósitos de grano fino generados por decantación u otros procesos de transporte y acumulación (Hodgson et al., 2018; Poyatos et al., 2019; Cosgrove et al., 2020).

Debido a la predominancia de las trayectorias de alto ángulo, los procesos cuencales y los tamaños de grano fino, las clinofomas de margen de plataforma muestran en perfil mayormente expresiones geométricas sigmoidales, aunque las geometrías cóncavas pueden estar presentes en trayectorias de clinofomas descendentes (Adams y Schlager, 2000; Pellegrini et al., 2017; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

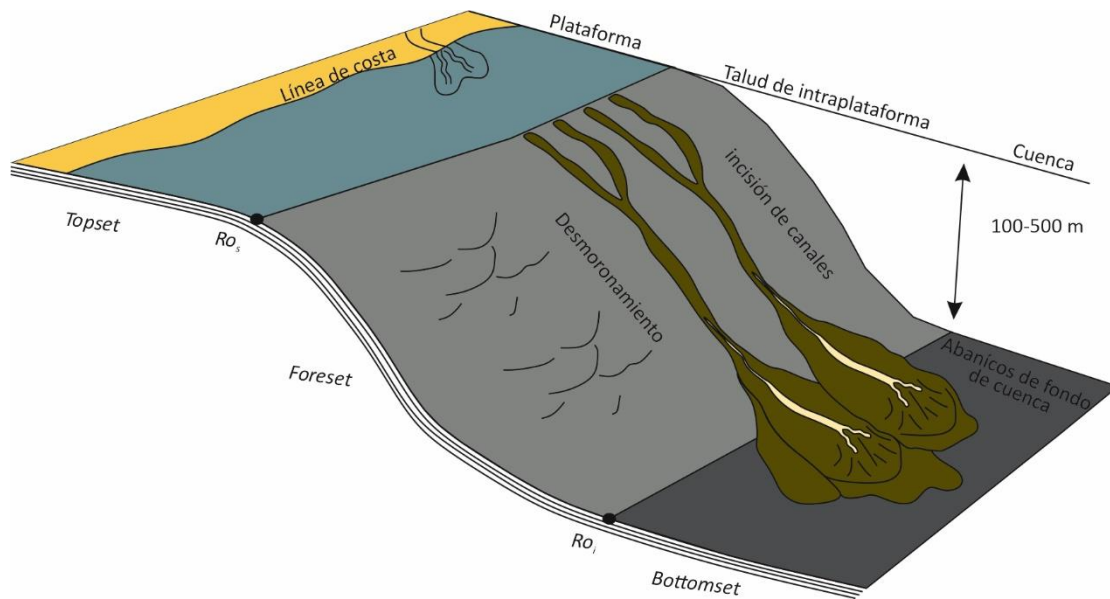
### 2.2.3.3 Estudios previos

Las clinofomas de margen de plataforma han sido objeto de estudio de distintas investigaciones cuyo principal foco es mejorar la predicción en el tiempo, en la cantidad y en el modo de emplazamiento del transporte de sedimento de tamaño arena desde la plataforma sedimentaria (*topset*) a través del talud intraplataforma (*foreset*) y hasta el fondo de cuenca (*bottomset*) (Steel y Olsen, 2002; Porebski y Steel, 2003; Patruno y Helland-Hansen, 2018; Steel et al., 2020). Debido a su escala, es más común el abordaje a estas clinofomas a través de secciones sísmicas (Figura 2.8), utilizando metodologías de análisis de trayectorias de quiebres en la pendiente para poder entender sus controles a lo largo del tiempo y el espacio (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Sin embargo, también existen algunos pocos ejemplos de reconstrucción facial de segmentos de clinofomas de margen de plataforma a partir de perfiles sedimentarios y análisis granulométricos en afloramiento (Poyatos et al., 2019; Cosgrove et al., 2020) o de testigos coronas integrados a secciones sísmicas en subsuelo (Hodgson et al., 2018; Pellegrini et al., 2017).

Dentro de los pocos ejemplos de clinofomas de margen de plataforma estudiados hasta el presente pueden mencionarse aquellos del margen occidental en la plataforma de California en Estados Unidos (Helland-Hansen et al., 2012), las clinofomas ubicadas en la porción distal del Mar Adriático (Figura 2.8A), el cual tiene una configuración de mar epicontinental (Pellegrini et al., 2017, 2018), las clinofomas en el margen oriental en Estados Unidos en la costa de New Jersey (Hodgson et al., 2018; Cosgrove et al., 2018) (Figura 2.8B), y potencialmente en el norte del margen atlántico de Argentina donde se han reconocido segmentos de superficies inclinadas con alturas de 300-500 m delimitadas por quiebres de pendiente (Giacomone et al., 2022).

### 2.2.3.4 Genesis, controles y ritmos de construcción

Para entender la génesis de las clinofomas de margen de plataforma es necesario comprender los mecanismos de crecimiento y construcción de dichas clinofomas, cuyo factor




Referencias			
	Depósitos continentales		Depósitos de talud de intra-plataforma
	Depósitos de plataforma		Depósitos cuenca

Figura 2.7. Las clinoforras de margen de plataforma pueden tener alturas de *foreset* de 100 a 500 m y desarrollan sucesiones de margen de plataforma. Modificado de Hodgson et al. (2017). Sin embargo, las clinoforras de margen de plataforma se desarrollan en la plataforma continental en sí misma. La plataforma conforma el *topset*, el  $Ro_s$  en el quiebre de intraplataforma, el talud de intraplataforma conforma el *foreset* hasta el quiebre distal o inferior de intraplataforma,  $Ro_i$  y el fondo de cuenca conforma el *bottomset*.



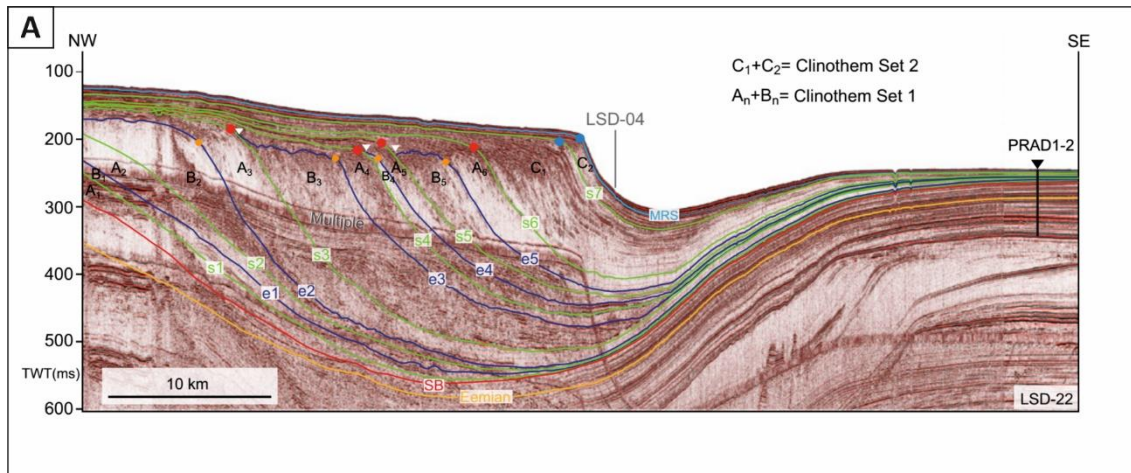


Figura 2.8. Ejemplos modernos de clinoformas de margen de plataforma en vistas a partir de secciones sísmicas de subsuelo. A) Mar Adriático, Italia (Pellegrini et al., 2017). B) Margen atlántico en la costa oriental de Estados Unidos, New Jersey (Helland-Hansen, 2012; Hodgson et al., 2017; Cosgrove et al., 2018).

clave se conoce como nucleación (Patruno y Helland-Hansen, 2018; Midtkandal et al., 2019). La nucleación es el tránsito en forma repetitiva de ciclos regresivos-transgresivos a través de la plataforma continental de las clinoformas de escala deltaica que eventualmente pueden evolucionar en clinoformas más grandes, es decir de margen de plataforma (Burgess y Hovius, 1998; Steel et al., 2000, 2003, 2008; Porębski y Steel, 2003, 2006; Johannessen y Steel, 2005; Olariu y Steel, 2009; Helland-Hansen et al., 2012; Midtkandal et al., 2019). El proceso repetido de tránsito (progradación y retrogradación) de clinoformas de escala deltaica a través de la plataforma va rellenando el espacio disponible para acomodar sedimentos y puede resultar, en el largo término, en un escalonado estratigráfico que gradualmente desarrolla pendientes cada vez más empinadas y altas, con una eventual transición entre las clinoformas de escala deltaica a las de margen de plataforma (Sydow y Roberts, 1994; Deibert et al., 2003; Porębski y Steel, 2003; Anderson, 2005; Anderson et al., 2016; Sztanó et al., 2013).

Los sets de clinoformas de margen de plataforma típicamente representan ciclos depositacionales de 0,1 a 20 Ma (Vanney y Stanley, 1983; Steckler et al., 1999; Steel y Olsen, 2002; Patruno et al., 2015a; Patruno y Helland-Hansen, 2018). Por la dominancia de las progradaciones de corto término y las agradaciones de largo término en ciclos de construcción de la plataforma continental (Bullimore et al., 2008; Carvajal et al., 2009), las clinoformas de margen de plataforma típicamente tienen bajas tasas de progradación ( $10^{-1}$ - $10^1$  m/Ka) con trayectorias de clinoforma altas ( $2.4^\circ$ ) (Patruno et al., 2015a).

## 2.3. Clasificaciones genéticas

### 2.3.1 Introducción

Además de la clasificación ya presentada que considera la altura del *foreset* como el pilar fundamental para su organización en distintas escalas, las clinoformas pueden clasificarse y organizarse sobre la base de la dinámica de su crecimiento, que a su vez está relacionada con la dinámica del sistema de acumulación y de aportes de sedimentos (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Dentro de estas clasificaciones se consideran dos alternativas: las clinoformas activas y pasivas y las clinoformas simples y compuestas. También se reconocen las clinoformas híbridas.

### 2.3.2 Clinoformas activas y pasivas

Según la distancia del aporte sedimentario y la dinámica de crecimiento las clinoformas pueden clasificarse en dos grandes grupos: clinoformas activas y pasivas (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Las clinofformas activas implican el aporte directo de sedimento y se producen cuando el sedimento es aportado desde una fuente próxima a la clinofforma (Figura 2.9A). Así, la nucleación y crecimiento de estas clinofformas puede, por ejemplo, estar asociada a la construcción de lóbulos en sistemas deltaicos (Correggiari et al., 2005) (Figura 2.9B), los cuales caracterizan un cambio en la dispersión del sedimento desde flujos confinados de los canales a no confinados de las barras de desembocadura. En las condiciones de clinofformas activas el material más grueso se deposita mayormente próximo a la fuente el sedimento, mientras que las fracciones más finas son transportadas hacia ambientes más distales. Otro rasgo asociado a las clinofformas activas es que comúnmente construyen por acreción en dirección hacia el centro de cuenca, generando un nuevo relieve topográfico, lo cual muchas veces implica que se produzca aumento en la batimetría asociada a la clinofforma activa (Patruno y Helland-Hansen, 2018). En forma adicional, está dinámica está relacionada con tasas de acumulación mayores en el *foreset* que en los otros dos segmentos de las clinofformas.

Por su parte, las clinofformas pasivas se generan cuando el sedimento es transportado desde una fuente distal y su acumulación se produce replicando una topografía previa (Figura 2.9A). En este caso domina la nucleación y acreción de sedimentos, produciendo más comúnmente clinofformas agradantes con espesores relativamente uniformes a lo largo de los tres segmentos principales (*topset-foreset-bottomset*). Por lo tanto, las tasas de acumulación de los tres segmentos en las clinofformas pasivas son bastante similares (p.ej. Alexander et al., 1991; Leithold, 1993; Michels et al., 1998; Pirmez et al., 1998; Walsh et al., 2004; Palinkas y Nittrouer, 2006; Cattaneo et al., 2007; Pellegrini et al., 2015).

Es importante resaltar que las fases de crecimiento en una clinofforma pueden alternar entre largos periodos de crecimiento activo, asociados usualmente a granulometrías relativamente gruesas, y periodos de acumulación pasiva, generalmente asociados a granulometrías más finas. Por lo tanto, el apilamiento en sets de clinofformas puede implicar diversidad en los tamaños de grano, alternando, en términos generales, granulometrías gruesas y finas, respectivamente, algo que se puede observar también en clinofformas de margen de plataforma (Figura 2.10B) (Porębski y Steel, 2003; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

### 2.3.3 Clinofformas simples y compuestas

Las clinofformas pueden desarrollarse en forma aislada o dinámicamente conectadas unas con otras en el sentido de profundización de los sistemas de acumulación (Patruno y Helland-Hansen, 2018). En el primer caso se denominan clinofformas simples. Por otra parte, las clinofformas son compuestas cuando se registran dos o más clinofformas en sentido consecutivo

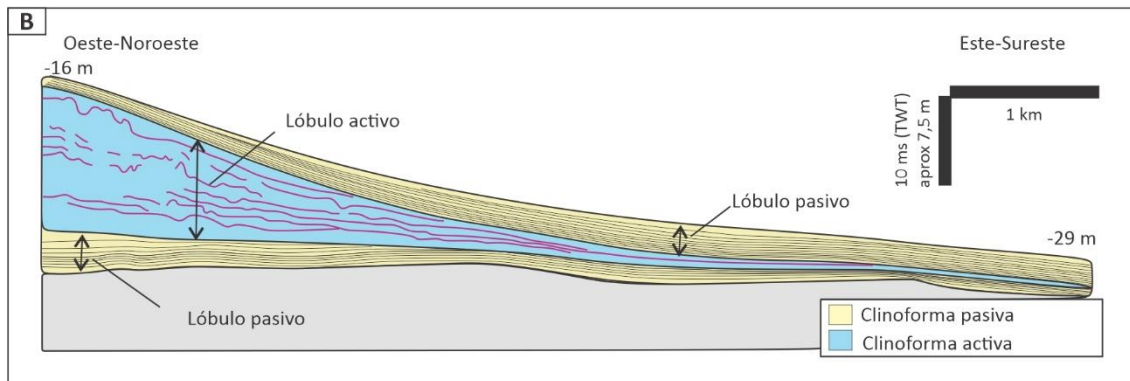
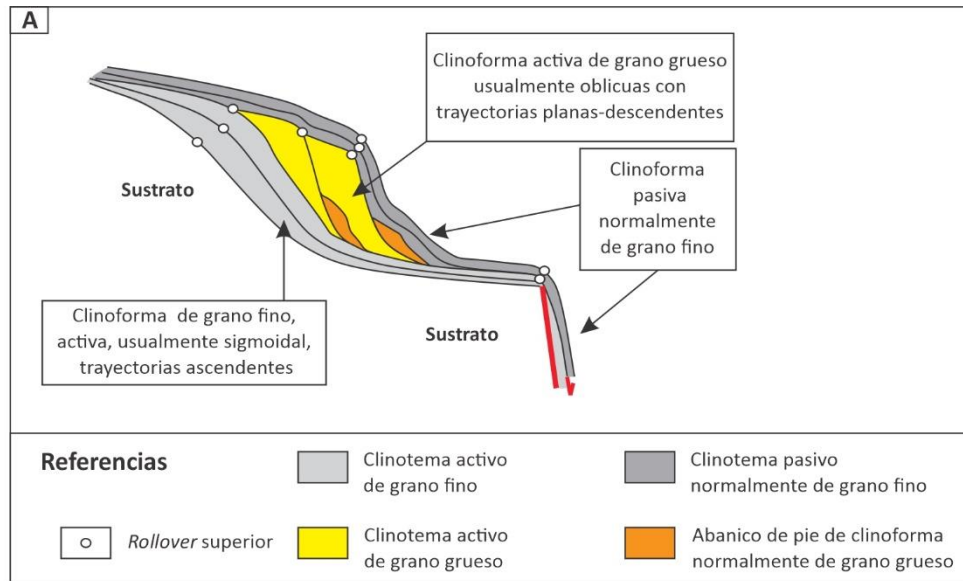


Figura 2.9. Ejemplo de clinofomas activas y pasivas, (modificado de Patruno y Helland-Hansen, 2018). A) Las clinofomas activas construyen relieve y generalmente están próximas a la fuente de aporte del sedimento y pueden generalmente estar conformadas por la fracción granulométrica de sedimento más grueso del sistema. Las clinofomas pasivas, se depositan sobre topografía previa y el sedimento es transportado desde una fuente distal de aporte y generalmente están conformadas por la fracción más fina de sedimento en el sistema. B) Un ejemplo de clinofomas activas y pasivas (alternando fases de crecimiento activo y pasivo) en clinofomas de escala deltaica de línea de costa en lóbulos deltaicos en el delta actual del delta del Po, (en Correggiari et al., 2005).

a lo largo de un perfil marino de modo tal que el *bottomset* de la clinofoma desarrollada en una posición proximal se corresponde con el *topset* de la clinofoma de mayor escala y localizada más hacia el interior del medio marino (Figura 2.10). Es decir que las clinofomas compuestas representan configuraciones de clinofomas genética y temporalmente conectadas.

Las posibles combinaciones de clinofomas de distinta escala para generar clinofomas compuestas son abundantes (Figura 2.10). Por ejemplo, puede suceder que se desarrolle una clinofoma de línea de costa en sectores proximales y más distalmente se construya una clinofoma subácuea coetánea, conformando un sistema de clinofomas compuestas de escala deltaica, como sucede en la desembocadura del delta del Tíber, en Italia (Amorosi y Milli, 2001) (Figura 2.10A). También puede suceder la yuxtaposición de una clinofoma subácuea y una clinofoma de margen de plataforma como en el Sur de Iberia, donde la primera acreciona en forma activa construyendo relieve, mientras que más distalmente se deposita la segunda principalmente de manera pasiva (Hernández-Molina, 2000b) (Figura 2.10B). También pueden reconocerse clinofomas compuestas dadas por la yuxtaposición de clinofomas de margen de plataforma con clinofomas de margen continental, como sucede en sectores del margen atlántico de Estados Unidos (Schlee et al., 1979) (Figura 2.10C). En un caso extremo, estos cuatro tipos de clinofomas podrían estar desarrollándose simultáneamente, aunque las tasas de progradación de cada una de ellas serían muy diferentes (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

### 2.3.4 Clinofomas híbridas

Además de estar aisladas o conformando sistemas de clinofomas compuestas, también puede suceder, que clinofomas de distinta escala, eventualmente converjan en una misma posición. En este caso, el sistema pasa a denominarse de clinofoma híbrida. Escenarios comunes en los que se puede desarrollar una clinofoma híbrida, suceden, por ejemplo, cuando una clinofoma de escala deltaica alcanza el quiebre de plataforma o incluso cuando alcanza el margen de plataforma continental (Porevsky y Steel, 2003). Debido a las diferencias en las tasas de progradación de las distintas escalas de clinofomas, algunos autores sugieren que la generación de clinofomas híbridas está dado por el tránsito regresivo-transgresivo de las clinofomas de menor escala a través de la plataforma (Carvajal y Steel, 2009).

Todo este ciclo completo de tránsito del delta a través de la plataforma y la progresiva formación de clinofomas híbridas de más alto relieve (Porebski y Steel, 2006) usualmente dura menos de 100 ka (Burgess y Hovius, 1998; Steel et al., 2008), y podría ser significativamente más rápido en casos de fluctuaciones del nivel del mar caracterizadas por amplitudes y frecuencias más altas que lo "normal" (p.ej. cambios glacio-eustáticos) (Patruno y Helland-Hansen, 2018). El



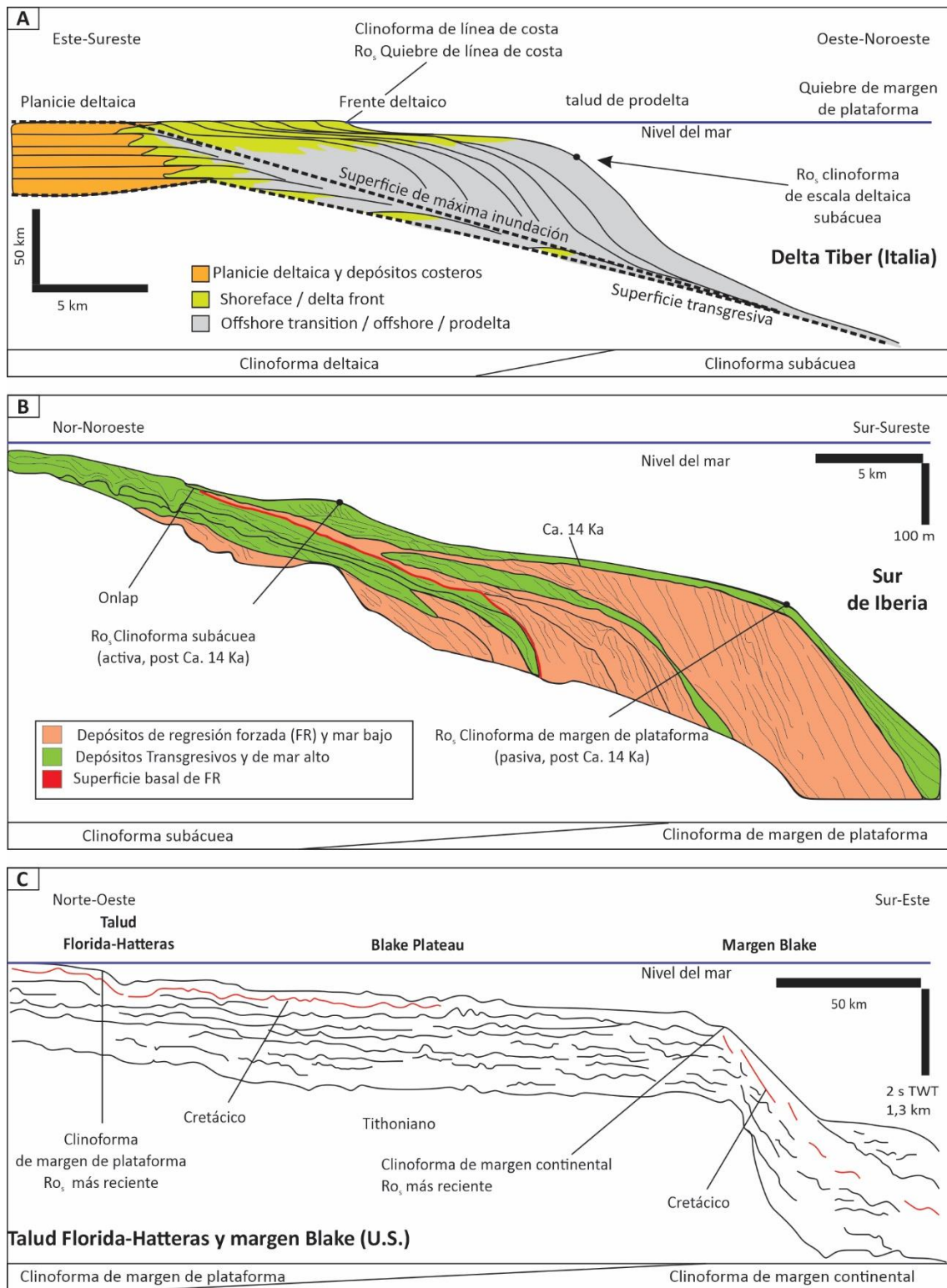


Figura 2.10. Ejemplos de clinoformas simples y compuestas, (modificado de Patruno y Helland-Hansen, 2018). Las clinoformas, se pueden clasificar en función de su asociación espacial en clinoformas simples, cuando se desarrollan aisladamente o compuestas cuando estén dinámicamente conectadas con otras en distintas posiciones del perfil depositacional marino. Ejemplos de clinoformas compuestas a distintas escalas: A) Clinoforma deltaica y clinoforma subácuea, (en Amorosi y Milli, 2001). B) Clinoforma subácuea (activa) y clinoforma de margen de plataforma (pasiva), (en Hernández-Molina 2000). C) Clinoforma de margen de plataforma (activa) y clinoforma de margen continental (pasiva), (en Schlee et al., 1979).

tránsito a través de la plataforma del sistema deltaico es controlado por la interrelación entre: a) cambios relativos del nivel del mar; b) tasas de aporte de sedimento de origen fluvial y el calibre del sedimento aportado; c) las tasas de transporte a lo largo de la costa y en forma perpendicular a la costa y el proceso depositacional dominante; d) el volumen inicial, el largo, el gradiente y la fisiografía de la plataforma y del quiebre de plataforma. Estos factores determinan la posibilidad de que una línea de costa alcance el margen de plataforma durante cualquier tránsito particular; el tiempo necesario para que eso pase; y la disponibilidad de arena/fango y su particionamiento o redistribución a lo largo de los distintos segmentos del sistema de entrega de sedimento en la cuenca desde la línea de costa, la plataforma, y hasta el quiebre de plataforma (Burgess y Hovius, 1998; Steel y Olsen, 2002; Muto y Steel, 2002; Johannessen y Steel, 2005; Porębski y Steel, 2003; Steel et al., 2008).

Ciclos de alternancia entre el desarrollo de clinofomas compuestas e híbridas ocurren porque existe un tránsito regresivo de deltas a través de la plataforma que puede ser interrumpido en cualquier punto por transgresiones o autorretiro (Muto et al., 2007). Para cambios relativos del nivel del mar típicos, por ejemplo <100 m, las clinofomas de escala deltaica (clinofomas de línea de costa y clinofomas subácuas) se retiran hacia el continente mientras que las clinofoma de escala de margen de plataforma pueden permanecer en el lugar, generando un nuevo sistema compuesto con una clinofoma de escala deltaica activa y una clinofoma de margen de plataforma pasiva. Subsecuentemente, si la clinofoma deltaica progresa a través de la plataforma a una tasa suficientemente rápida, alcanzará el margen de plataforma antes que comience la próxima transgresión, y un ciclo de una clinofoma compuesta-híbrida continúe.

## 2.4. Consideraciones respecto de las clasificaciones desarrolladas

A lo largo de este capítulo y hasta el presente apartado se comentó detalladamente la recopilación más actualizada sobre formas de análisis y organización de clinofomas (Figura 2.10A) (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Además, se explicó detenidamente cuales son los criterios más importantes para organizar a las clinofomas: la escala, considerando el alto del *foreset* y los procesos sedimentarios asociados a cada segmento (Figura 2.11B); la dinámica del crecimiento y el impacto en el tamaño de grano en activas y pasivas (Figura 2.11C); su asociación espacial (simples-compuestas) y su evolución en el tiempo (híbridas). Todo esto surge de la metodología de análisis morfométrico desarrollada por Patruno y Helland-Hansen (2018) a partir de analizar sistemáticamente 47 sistemas de clinofomas (considerando todas las escalas comentadas) en secciones sísmicas de subsuelo lo cual permitió identificar cada uno de los

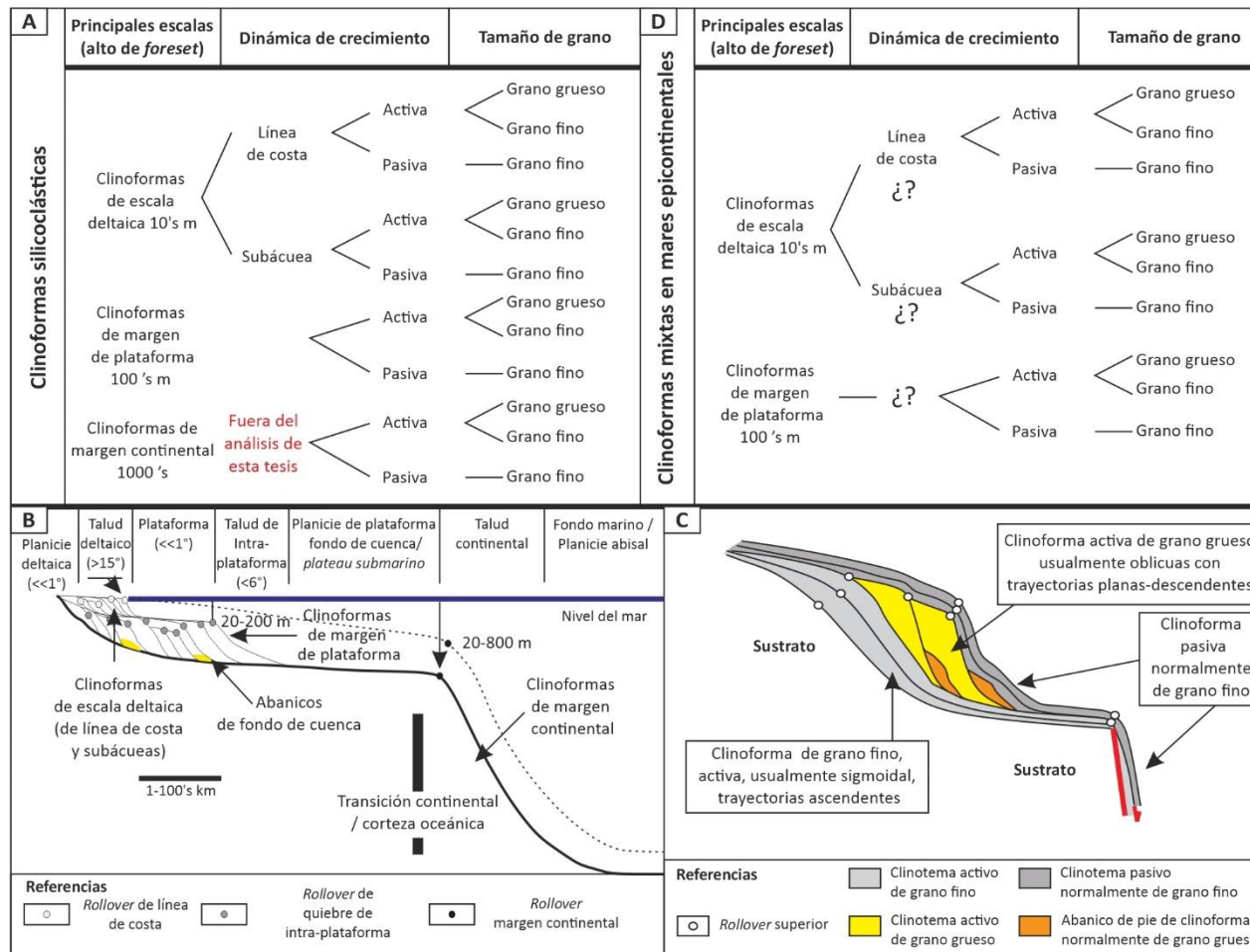


Figura 2.11. (A) Clasificación integral de clinoformas silicoclásticas, (modificada de Patruno y Helland-Hansen, 2018) la cual considera: B) Las principales escalas en función de la altura del *foreset*, C) Dinámica del crecimiento (activas y pasivas) y el tamaño de grano dominante (grueso-fino). D) En esta tesis doctoral, se utiliza como guía la clasificación de Patruno y Helland-Hansen, (2018), para caracterizar clinoformas en mares epicontinentales en sistemas marinos mixtos (silicoclásticos-carbonáticos).



## Marco conceptual

segmentos de las clinofomas, el *topset-foreset-bottomset* y extraer atributos de cada uno de ellos (alto, ancho y gradiente) a partir de identificar *rollovers*.

Aplicando esta metodología e integrando los criterios mencionados al comienzo de este párrafo, Patruno y Helland-Hansen (2018), proponen un árbol de decisión para clasificar a las clinofomas e identifica 12 tipos de clinofomas a partir de combinar los cuatro conjuntos principales según la escala (de línea de costa, subácuea, de margen de plataforma y de margen continental) con la posibilidad de que sean activas, pasivas, y el tamaño de grano (Figura 2.11A). La clasificación de Patruno y Helland-Hansen, (2018) es la única que al día de hoy organiza al objeto de estudio a partir de parámetros objetivos aplicando sistemáticamente una metodología en el estudio de clinofomas. Además, esta clasificación permite abrir el espectro de las clinofomas posibles que se pueden reconocer en otros sistemas marinos que no sean silicoclásticos, como originalmente fuera propuesto en la mencionada clasificación. Por estos motivos, es que la clasificación de Patruno y Helland-Hansen (2018) será utilizada como guía y marco conceptual para abordar el análisis de las clinofomas que serán estudiadas en este trabajo, no sin antes hacer algunos comentarios y reflexiones sobre la mencionada clasificación.

La clasificación de Patruno y Helland-Hansen, (2018) solamente considera clinofomas para configuraciones marinas de sistemas silicoclásticos (Figura 2.11A). Por lo tanto, a pesar de la utilidad de esta clasificación, quedan escenarios para interrogar, por ejemplo, que involucren la construcción y evolución de clinofomas en sistemas marinos mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) o sistemas carbonáticos. Por su parte, también es necesario abarcar otras configuraciones marinas aparte de los márgenes pasivos con generación de corteza oceánica y continental. Esto sería el caso de los mares epicontinentales, ya que, al estar emplazados en la plataforma continental, no tendrían la posibilidad de desarrollar clinofomas de margen continental y tal vez las interrelaciones entre clinofomas de menor escala no necesariamente tendría que corresponder con las halladas en márgenes pasivos (Figura 2.11D).

Para las configuraciones carbonáticas la expresión geométrica de los sistemas de acumulación está directamente controlada por la composición litológica de los sistemas de acumulación que conforman el perfil de depositacional marino (Burchette y Wright, 1992; Tucker, 1991; Pomar, 2001; Williams, 2011). En sentido amplio, el perfil depositacional en los sistemas carbonáticos puede incluir un amplio espectro de configuraciones posibles a partir de reconocer o no quiebres en la pendiente, cuyos extremos son las rampas homoclinales, sin quiebre de pendiente y las plataformas con reborde con un marcado quiebre de la pendiente (Read, 1982). Entre los extremos del espectro de las expresiones geométricas del perfil

deposicional de sistemas carbonáticos se pueden reconocer a las rampas distalmente empinadas las cuales pueden tener un marcado incremento en el gradiente deposicional en la parte más distal y profunda de la rampa, con presencia de depósitos de desmoronamiento y turbiditas (Read, 1982). Por lo tanto, los sistemas carbonáticos puros pueden conformar expresiones de rampas carbonáticas (sin quiebres de pendiente), rampas distalmente empinadas, o con un mayor quiebre en la pendiente, plataformas carbonáticas. En estos escenarios aplicar directamente la clasificación de Patruno y colaboradores puede ser un problema ya que los gradientes de estos sistemas podrían desarrollar otro tipo de clinofomas (Patruno et al., 2015a; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Por su parte, las configuraciones en sistemas mixtos pueden no necesariamente ser muy distintos a los puramente silicoclásticos. En este caso podrían existir sutiles variaciones composicionales en porciones del sistema de acumulación con mayor composición de material carbonático o silicoclástico (Schwarz et al., 2018). Para configuraciones de sistemas mixtos puede no necesariamente ser un problema aplicar la clasificación de Patruno y Helland-Hansen, (2018), exceptuando la ausencia de clinofomas de margen continental si es que dichos sistemas se producen en mares epicontinentales.

Sistemas marinos mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) han sido documentados en la Cuenca Neuquina particularmente desde el Jurásico superior al Cretácico Temprano en contextos de mares epicontinentales (Schwarz et al., 2018). Al ser las clinofomas la expresión geométrica resultante del perfil deposicional marino y su paleobatimetría asociada se plantea como interrogante disparador la posibilidad de reconocer y caracterizar clinofomas marinas, de distintas escalas, en sistemas mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) en mares epicontinentales y comprender la configuración marina y la paleobatimetría asociada de un mar epicontinental (Figura 2.11D). El Mar Neuquino, cuya configuración marina quedó preservada en los depósitos sedimentarios de la Cuenca Neuquina será utilizado como caso de estudio temático.

## 2.5. Mar Neuquino (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano)

### 2.5.1 Introducción

Los mares epicontinentales son mares someros desarrollados sobre extensas regiones cuando los cratones interiores son inundados (Shaw, 1964; Pratt y Holmden, 2008). Esto sucedió múltiples veces a través de la historia geológica (p.ej. Sloss, 1963) mostrando una gran variabilidad en términos de tamaño, configuraciones tectónicas y conexiones con los océanos adyacentes, composición del sedimento (carbonático vs. silicoclástico) y la preservación de la materia orgánica, así como también en los procesos de transporte en configuraciones marinas

## Marco conceptual

a escala de cuenca (Schwarz et al., 2022). Sin embargo, debido a que no hay en la actualidad buenos ejemplos de mares epicontinentales para su estudio como análogos (Algeo et al., 2008; Judd et al., 2020) mucho de lo que se sabe en la actualidad es a través de comprender el registro y extraer información de los procesos observados, los cuales sugieren que los mares epicontinentales antiguos muy probablemente no hayan superado los 200 m de paleopropundidad (Vail, 1977; Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009; Schieber, 2016). Así y todo, todavía es realmente complejo poder extraer información precisa y cuantitativa, desde el registro sedimentario, respecto del rango paleobatimétrico que estos mares de profundidad de agua presuntamente somera podrían haber tenido en el pasado.

Una de las presuntas distinciones de los mares epicontinentales con respecto a las plataformas marinas modernas es la configuración fisiográfica del perfil depositacional marino (Schieber, 2016). Mientras que las plataformas modernas muestran gradientes del relieve de fondo marino dentro del rango de  $0,02^\circ$  a  $0,1^\circ$ , los mares epicontinentales del registro fósil probablemente hayan tenido gradientes depositacionales en el orden de los  $0,001^\circ$  a  $0,005^\circ$  aunque podrían tener pendientes locales más empinadas (Shaw, 1964; Johnson y Baldwin, 1996; Hampson y Storms, 2003; Helland-Hansen et al., 2012; Hampson et al., 2014; Schieber, 2016). Por lo tanto, una condición para la formación de mares epicontinentales es que hayan existido topografías previas a la inundación marina con poco relieve topográfico.

Sin embargo, actualmente es posible avanzar en la comprensión de la configuración marina a partir del estudio de la expresión geométrica de las clinofomas (Cattaneo et al., 2003, 2007; Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009; Hampson et al., 2010; Patruno y Helland-Hansen, 2018). La caracterización morfométrica de clinofomas permite obtener parámetros cuantitativos de la expresión geométrica del perfil de acumulación marino extraídas directamente del registro sedimentario y brindar información paleobatimétrica cuantitativa (Hampson et al., 2010; Patruno et al., 2015a, Patruno y Helland-Hansen, 2018; Midtkandal et al., 2020).

La caracterización de mares epicontinentales antiguos requiere de una descripción a escala de cuenca de su registro estratigráfico para entender los principales procesos sedimentarios a partir de los cuales se puede inferir la presencia de sistemas marinos antiguos. Esto a su vez también permite reconstruir los atributos morfológicos cualitativos de la expresión geométrica del perfil depositacional marino para caracterizar un mar epicontinental. En lo sucesivo se introduce un marco de la configuración geológica, a escala de cuenca, donde han quedado preservados los depósitos sedimentarios que permiten reconstruir la existencia en el

pasado de estos tipos de mares someros. Así, se apunta a delimitar las configuraciones marinas a estudiar a lo largo de esta tesis doctoral haciendo énfasis en el relieve depositacional del fondo marino a lo largo de la existencia del Mar Neuquino. Luego, serán exhibidos los interrogantes remanentes de lo que se conoce hoy en día de la configuración actual que no son otra cosa que las preguntas disparadoras de este trabajo de tesis doctoral las cuales serán respondidas a lo largo de la tesis a través del uso de distintas metodologías desarrolladas en cada capítulo.

### 2.5.2 Configuración geológica del Mar Neuquino

Durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano, el borde occidental de Gondwana fue caracterizado por un gran sistema de fallas transcurrentes (Franzese y Spalletti, 2001). Esto llevo a una configuración tectónica extensional con la conformación de una serie de depocentros relativamente aislados y estrechos (Franzese y Spalletti, 2001), los cuales fueron mayormente rellenados con sedimentos volcánicos y continentales conocidos colectivamente como Grupo Precuyo o Ciclo Precuyano (Franzese et al., 2006; Muravchikl et al., 2011). Sin embargo, en el Jurásico Temprano debido a la continuada subducción del margen Proto-Pacífico de Gondwana, se desarrolló una transición desde sinrift a postrift en el margen sur occidental de Gondwana (Vergani et al., 1995). En este momento se produjo la primera incursión marina desde el océano Proto-Pacífico a través de un arco magmático hacia el interior continental provocando el emplazamiento del Mar Neuquino en una posición de tras arco sujeto a una subsidencia termal, lenta y regional que duró hasta el final del Cretácico Temprano (Legarreta y Uliana, 1991, Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005) (Figura 2.12A).

El Mar Neuquino, entonces, fue originado por la ingresión marina desde el Proto-Pacífico a través del margen Suroriental de Gondwana y cubrió extensas áreas de aproximadamente 200,000 km<sup>2</sup> hasta alcanzar su límite en el sistema de la Sierra Pintada (hacia el Noreste) y el Macizo Norpatagónico (al Sur y Sureste) desarrollando una expresión geométrica en planta aproximadamente triangular con ápice lobulado hacia el interior continental (Figura 2.12B).

Particularmente la configuración marina que se desarrolló desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Temprano tuvo una expresión de perfil depositacional marino que fue evolucionando en el tiempo. En la etapa más temprana de la fase de subsidencia termal regional del margen occidental de Gondwana, la configuración del Mar Neuquino, en ese momento, consistía en un perfil depositacional marino con desarrollo de marcados quiebres en la pendiente (plataforma), con expresiones geométricas de segmentos con gradientes empinados ya que eran relativamente comunes la presencia de flujos gravitacionales de sedimentos en los sectores distales de los sistemas depositacionales marinos (Olariu et al., 2019; Steel et al., 2022).

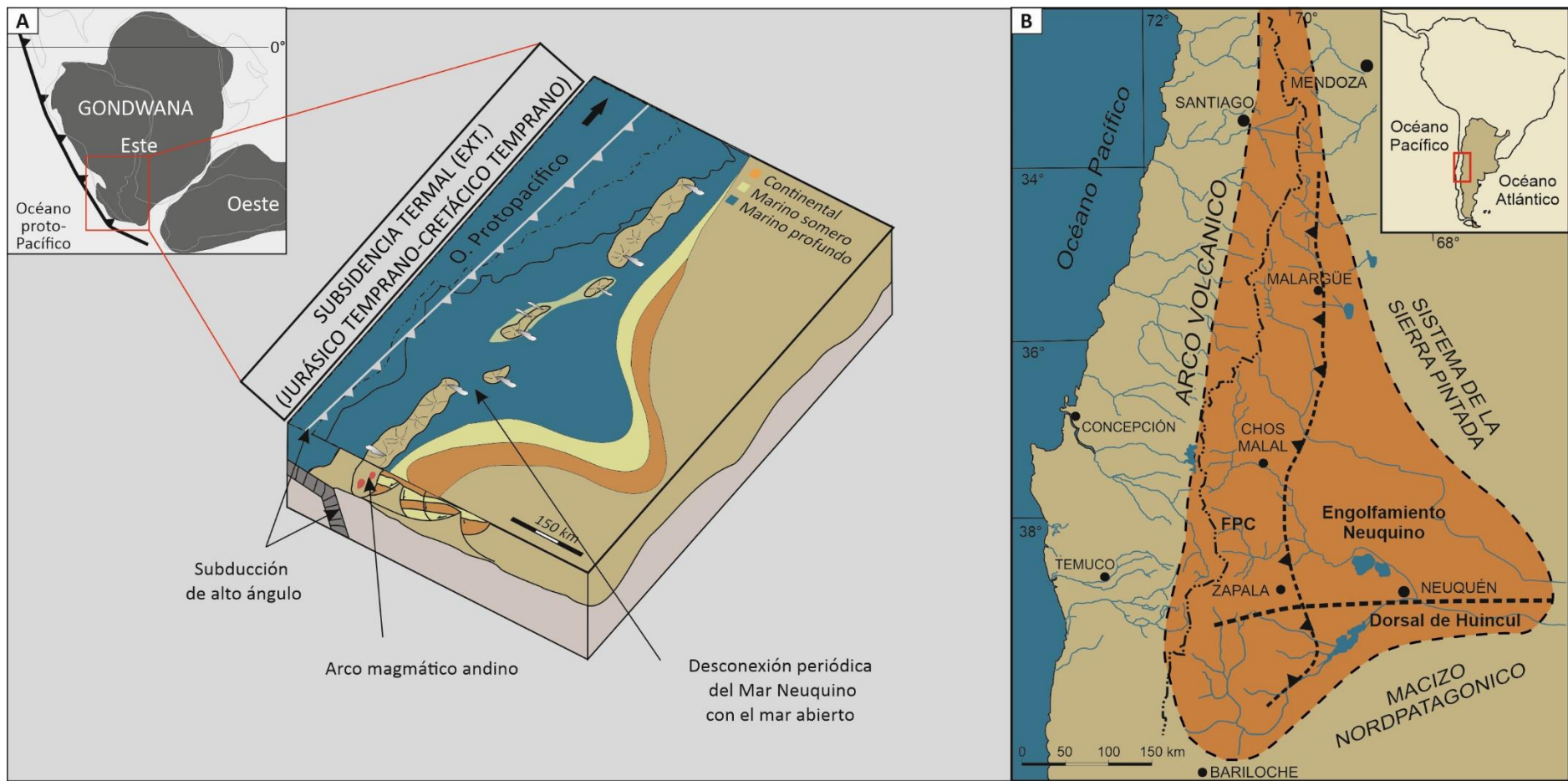


Figura 2.12. Mar Neuquino, modificado de Howell et al. (2005) A) En el Jurásico Temprano, debido a la continuada subducción del margen Proto-Pacífico de Gondwana, se desarrolló una transición desde sinrift a postrift en el margen sur occidental de Gondwana. En este momento se produjo la primera incursión marina desde el océano Proto-Pacífico a través de un arco magmático hacia el interior continental provocando el emplazamiento del Mar Neuquino en una posición de tras-arco sujeto a una subsidencia termal, lenta y regional que duró hasta el final del Cretácico Temprano. B) Lo que quedó preservado, del Mar Neuquino, en el registro estratigráfico se conoce hoy como Cuenca Neuquina (Argentina).

## Marco conceptual

Actualmente en el registro sedimentario, estos depósitos conforman el Grupo Cuyo y Lotena, (Jurásico Inferior-medio) y se han documentado para este momento clinofomas de escala de margen de plataforma en sísmicas de subsuelo (Steel et al., 2022) y afloramiento (Olariu et al., 2019), aunque no se ha realizado un análisis morfométrico de sus *foresets* al día de hoy (Figura 2.13).

Sin embargo, durante el Jurásico Tardío (Kimeridigiano) el Mar Neuquino experimenta momentos de nula expresión provocados por una completa desconexión con el océano Proto-Pacífico a través del margen Suroccidental de Gondwana. Esta información se puede extraer del registro sedimentario a partir de la presencia de un amplio sistema continental que involucra depósitos gruesos aluviales a sedimentos eólicos de la Formación Tordillo y depósitos equivalentes (Spalletti y Veiga, 2007). No obstante, la conexión marina con el Proto-Pacífico fue nuevamente reestablecida durante el Titoniano-Berriasiano y duró hasta el Barremiano. Esta nueva expresión del Mar Neuquino consistía en una renovada configuración del perfil depositacional marino, con un gradiente depositacional sin quiebres en la pendiente (rampa homoclinal) a lo largo de los márgenes occidentales y australes del mar (Howell et al., 2005; Schwarz et al., 2018). No obstante, el perfil depositacional marino pudo desarrollar suaves pendientes en algunos sectores en posiciones del centro del mar en ambientes marinos distales (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). En la actualidad los depósitos que han sido preservados de esta configuración marina corresponden a los sedimentos marinos y continentales del Grupo Mendoza (Figura 2.13) (Schwarz et al., 2022).

Posteriormente, el Mar Neuquino empieza a tener una expresión cada vez más reducida durante el Barremiano expresada en caídas drásticas del nivel del mar registradas en la depositación de sedimentos fluviales y eólicos, carbonáticos y evaporíticos (Veiga et al., 2005; Veiga et al., 2011a) desarrollando una conexión cada vez más restringida hasta parcialmente conectada (Lazo y Damborenea, 2011) con el océano Proto-Pacífico del margen Suroriental de Gondwana. Lo que quedó preservado en el registro estratigráfico de esa configuración del Mar Neuquino se conocen como Formación Huitrín, la cual conforma la más antigua de las unidades del Grupo Rayoso o Grupo Bajada del Agrio (Schwarz et al., 2022) (Figura 2.13).

Finalmente, en el Aptiano el Mar Neuquino deja de existir. La extinción del mar fue producto de un cambio en el régimen tectónico en el margen suroccidental de Gondwana el cual pasó a ser contraccional registrando el primer ascenso tectónico de los Andes (Tunik et al., 2010). A partir de este momento en el margen Suroccidental de Gondwana se registran expresiones sedimentarias sinorogénicas en configuraciones de antepaís y faja plegada y corrida

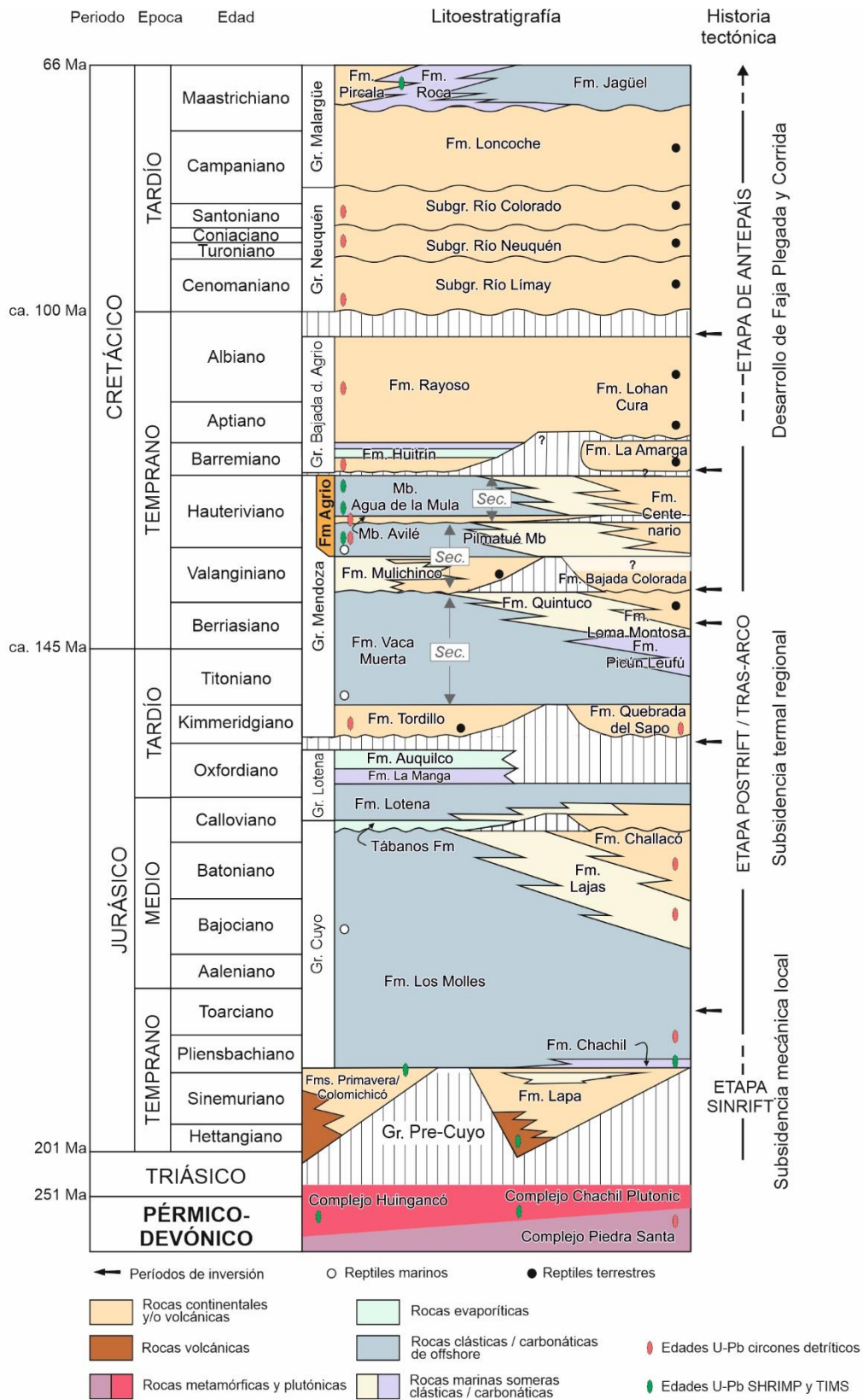


Figura 2.13. Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina, modificado de Schwarz et al. (2022). En esta tesis doctoral se abordará la configuración del Mar Neuquino en el período Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, cuyo registro estratigráfico quedó preservado en lo que se conoce hoy en día como Cuenca Neuquina.

que hoy en día se conocen como Grupo Neuquén y Grupo Malargüe, respectivamente (Figura 2.13).

En la actualidad, la mayor parte del registro estratigráfico que permite reconstruir la existencia del Mar Neuquino se encuentra preservado en la Cuenca Neuquina. La Cuenca Neuquina es una cuenca sedimentaria localizada en el lado este de los Andes sudamericanos en la parte centro oeste de Argentina, entre las latitudes 32°-40° Sur (Figura 2.12B). El registro sedimentario de la Cuenca Neuquina incluye sedimentos silicoclásticos marinos y continentales, carbonáticos, evaporíticos y volcánoclasticos, las cuales se acumularon bajo una variedad de estilos tectónicos entre el Triásico Tardío al Cenozoico Temprano (Legarreta y Uliana, 1991; Howell et al., 2005).

El principal foco de esta tesis doctoral se centra en analizar la expresión geométrica de la configuración del perfil depositacional marino en tres intervalos temporales específicos del Mar Neuquino que se sintetizan en los próximos apartados. Por lo tanto, en términos de mares epicontinentales, quedan por fuera de la temática el análisis del contenido paleobiológico, el contenido de materia orgánica, el tipo de conexión marina entre el océano Proto-Pacífico (estrechos, corredores, etc), el área de drenaje de los puntos de entrada y descarga del sedimento hacia el mar y la salinidad de dicho mar, entre otros (Schwarz et al., 2022). No obstante, todos estos ejes que quedan por fuera del alcance de este trabajo de tesis doctoral deberán ser considerados si se desea reconstruir holísticamente un mar epicontinental tanto en el registro fósil como en sus expresiones modernas.

### 2.5.3 Configuración del Mar Neuquino durante el Titoniano-Valanginiano

La Configuración del Mar Neuquino durante el Titoniano-Valanginiano comienza con una marcada ingresión marina desde el Proto-Pacífico a través del arco magmático en el margen Suroccidental de Gondwana conformando una extensa, rápida y marcada transgresión marina sobre una topografía previa (Leanza et al., 2020; Domínguez et al., 2020). La topografía previa, que es inundada por el Mar Neuquino, consistía en la extensión regionalizada de sistemas de bajo gradiente depositacional en los que se registraron sistemas netamente continentales bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (Spalletti y Veiga, 2007). En la región noroccidental de lo que posteriormente fue inundado por el sistema marino, se reconocieron depósitos fluviales con desarrollo de paleosuelos, mientras que hacia el sector austral y oriental se reconocieron sistemas fluviales gravosos-arenosos efímeros y sistemas eólicos de duna-interduna. Estos últimos incluso pueden ser visualizados en secciones sísmicas de subsuelo



## Marco conceptual

(Reijenstein et al., 2020). Los depósitos sedimentarios de esos sistemas de acumulación se conocen como Formación Tordillo (Spalletti y Veiga, 2007).

La configuración del Mar Neuquino está conformada por una expresión fisiográfica de rampa de gran extensión (50-100 km de ancho) (Leanza et al., 2020). El sector distal de esta configuración se puede reconocer en el registro sedimentario a partir de lutitas negras bituminosas, margas, calizas y arenas bioclásticas con un alto contenido de materia orgánica (Kietzmann et al., 2011, Spalletti et al., 2011; Leanza et al., 2020). Estos depósitos se conocen como Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931) y son asignados a depósitos de fondo de cuenca conformando una roca madre de hidrocarburos de clase mundial (Spalletti et al., 2019; Leanza et al., 2020). Los términos relativamente más proximales y genéticamente relacionados de esta configuración marina de fondo de cuenca pueden reconocerse a través de bioconstrucciones de ostras y bancos de grainstones oolíticos-bioclásticos (Fernández et al., 2003; Reijenstein et al., 2020; Leanza et al., 2020). Estos depósitos se denominan Formación Quintuco (Weaver, 1931). Actualmente, los depósitos sedimentarios de esta configuración marina se conocen como sistema Vaca Muerta-Quintuco los cuales conforman un sistema composicionalmente mixto en una rampa marina (carbonático-silicoclástico).

Sin embargo, la configuración fisiográfica del perfil depositacional marino del Mar Neuquino no es homogénea en toda la extensión de dicho mar. El perfil depositacional marino no presenta quiebres de pendiente en el sector oriental y nororiental conformando una expresión de rampa homoclinal (Leanza et al., 2020; Domínguez et al., 2020; Schwarz et al., 2020). En cambio, en el sector austral y austral-occidental del Mar Neuquino esa configuración es distinta. En este sector se registran quiebres depositacionales en la pendiente en posiciones temporalmente equivalentes al sector oriental conformando una configuración de plataforma (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020) en la cual se pueden reconocer depósitos marinos distales de fondo de cuenca, depósitos turbidíticos, desmoronamientos y deformación sinsedimentaria evidenciando un sector con un destacado relieve del fondo marino (Leanza et al., 2011, Kietzman et al., 2016, Domínguez et al., 2020; Leanza et al., 2020). Esta expresión geométrica del perfil depositacional marino con quiebres de pendiente ha sido interpretada como clinofomas (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). No obstante, todavía no han sido caracterizados morfológicamente de manera cuantitativa sus segmentos, particularmente el *foreset* de esas clinofomas que son el segmento más característico de una clinofoma. Originalmente, estos quiebres en la pendiente del fondo marino fueron documentados primeramente por Vail et al., (1977), Mitchum y Uliana, (1985) y en forma más actualizada con mayor cobertura y calidad de adquisición de datos por Domínguez et al. (2020) y Reijenstein et

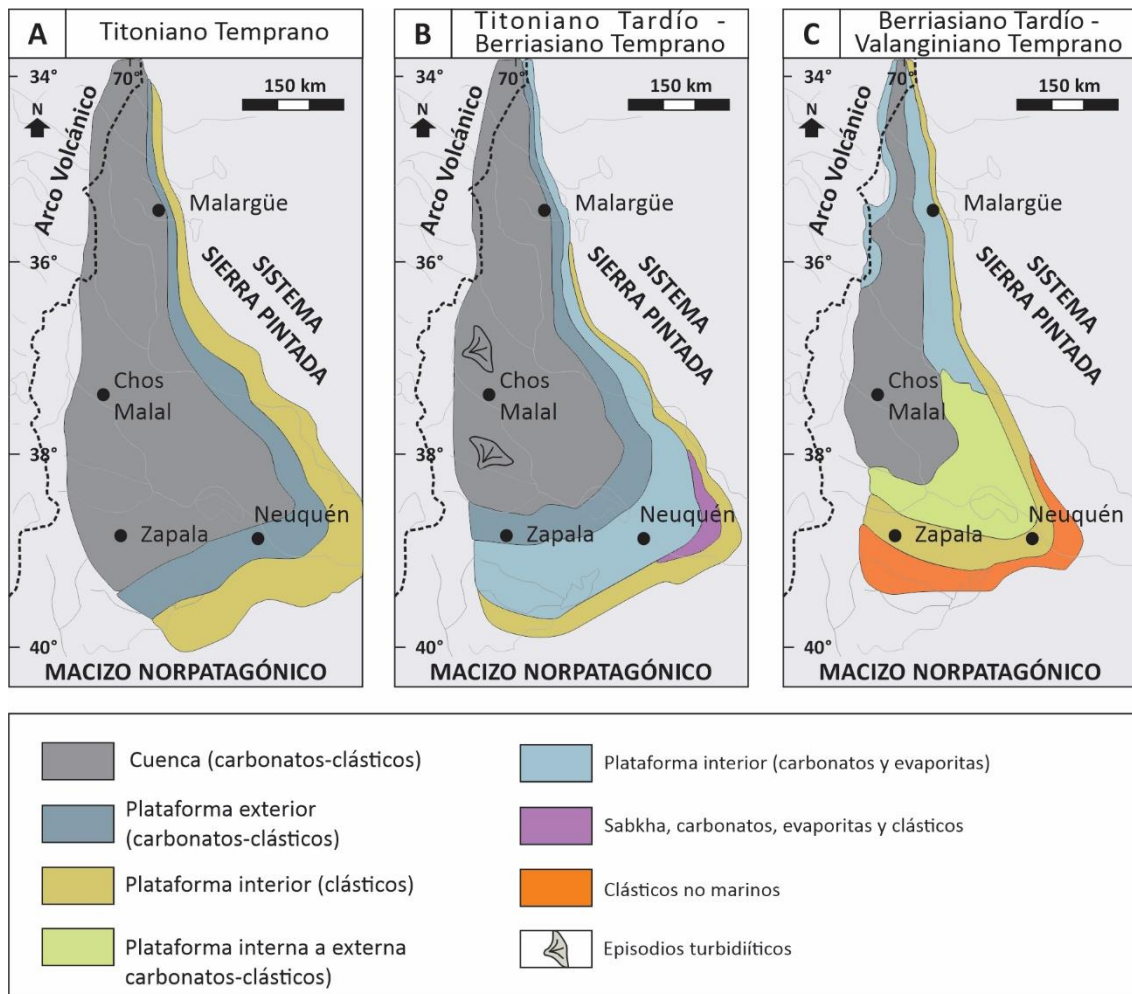


Figura 2.14. Reconstrucción de la configuración marina del Mar Neuquino a partir de los depósitos sedimentarios preservados en el registro estratigráfico, modificado de Leanza et al. (2020). A) Titoniano Temprano, B) Titoniano Tardío-Berriasiano Temprano y C) Berriasiano Tardío-Valanginiano Temprano. Notar que estas reconstrucciones no aportan información de la paleobatimetría, ni del relieve depositacional marino de las respectivas configuraciones.

al. (2020). En la actualidad, estos quiebres en la pendiente marcan los límites de la Formación Vaca Muerta y Formación Quintuco (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020).

La extensión areal del Mar Neuquino para el Titoniano-Valanginiano, es difícil de demarcar completamente. Por ejemplo, porque no se registran procesos asociados a la línea de costa en este período de tiempo y solo se reconocen configuraciones con distinto grado de desarrollo de depósitos relativamente más proximales a las configuraciones de fondo de cuenca y plataforma interna mixta mencionada anteriormente (Figura 2.14A). Por lo tanto, lo que se puede reconstruir hoy en día de la extensión marina completa del Mar Neuquino es una reconstrucción parcial de la extensión de dicho mar, ya que la reconstrucción de la configuración para este intervalo de tiempo está limitada a lo que quedó preservado en el registro sedimentario. Sin embargo, hacia el Titoniano Tardío-Berriasiano Temprano (Figura 2.14B), es posible reconocer depósitos que pueden estar más próximos a una potencial línea de costa del Mar Neuquino. Estos depósitos potencialmente más proximales a una eventual línea de costa se asocian a facies de plataforma interna rica en carbonatos en el margen Suroccidental, que pasan lateralmente al sector Suroriental a facies de sabkha. Finalmente, hacia el Valanginiano Temprano, desde el margen Suroccidental hasta el margen Suroriental, los potenciales depósitos a partir de los cuales se podría inferir indirectamente una potencial línea de costa presentan facies clásticas no marinas (Figura 2.14C).

#### **2.5.4 Configuración del Mar Neuquino durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano**

Durante el Valanginiano Tardío el Mar Neuquino inicia nuevamente una etapa de extensión y buen desarrollo a partir de una transgresión generalizada sobre un relieve topográfico previo que se caracterizó por la presencia de sistemas continentales y marinos someros que de la Formación Mulichinco (Schwarz et al., 2018). Esta nueva expresión del Mar Neuquino, que se inicia con una nueva transgresión marina no habría tenido la misma velocidad que tuvo durante el Titoniano-Valanginiano la cual no desarrolló depósitos con transiciones de facies con terminaciones de onlap o superficies de ravinamiento (Cevallos, 2005; Domínguez et al., 2020, Leanza et al., 2020). En cambio, en esta nueva configuración del Mar Neuquino, la transgresión marina, tiene expresiones de transiciones de facies de onlap, desde configuraciones marino-distales hacia configuraciones marino-proximales (Schwarz et al., 2022). La configuración del Mar Neuquino en este intervalo temporal quedó registrada en los depósitos sedimentarios del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Weaver, 1931; Spalletti et al., 2011; Schwarz et al., 2022).

Además, el Mar Neuquino para el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano desarrolla una expresión geométrica del perfil de acumulación marino de rampa homoclinal (Spalletti et al., 2011). A través de ese perfil depositacional marino se puede reconocer, en la región central de esta configuración, la presencia de sistemas de *offshore* y fondo de cuenca predominantemente fangosos de grano fino y composicionalmente mixtos (silicoclásticos-carbonáticos). Sin embargo, hacia el margen oriental y septentrional esta configuración se enriquece en componentes carbonáticos con el desarrollo de depósitos de marga-caliza de grano fino (Sagasti, 2005; Remírez et al., 2020; Schwarz et al., 2022). Esta configuración de sistemas marinos distales además tiene expresiones de campos de dunas de *offshore* sujetas a procesos de mareas en el sector central del mar (Veiga y Schwarz, 2017; Schwarz et al., 2022). Hacia el margen oriental y central la configuración marina desarrolla expresiones de sistemas marinos someros que se pueden reconocer en depósitos de *shoreface* con acción de olas y tormentas composicionalmente mixto (Isla et al., 2018a). Sin embargo, la configuración del Mar Neuquino para el intervalo temporal analizado, a diferencia de configuraciones previas, registra no solamente la presencia de la línea de costa dentro de los confines de lo que hoy se conoce como Cuenca Neuquina con los mencionados sistemas de *shoreface* que permiten delimitar la extensión del mar, sino que además registra en el sector suroriental del margen del mismo mar, la presencia de puntos de entrada de sedimentos a través de sistemas deltaicos-fluvio dominados que aportaron sedimento composicionalmente silicoclástico de tamaño de arena fina a muy fina (Schwarz et al., 2022). Por lo tanto, la configuración del Mar Neuquino para este intervalo de tiempo habría sido de menor extensión areal, respecto del intervalo comentado previamente, y con un enriquecimiento de material carbonático hacia el Norte (Figura 2.15).

Para la expresión geométrica de rampa homoclinal del Mar epicontinental durante el periodo Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano no presentaría quiebres en la pendiente depositacional en los sectores distales del sistema marino ya que no se han registrado procesos sedimentarios que permitan inferir un alto gradiente depositacional con significativos quiebres en la pendiente. Estos quiebres podrían inferirse desde el registro sedimentario a partir de reconocer, por ejemplo, depósitos gravitacionales de sedimento, fallas, desmoronamientos o flujos turbidíticos distales. Por otra parte, la presencia de sistemas costeros en la línea de costa, registrados a través de procesos sedimentarios de acción de olas conformando sistemas de *shoreface* o más dominados por acción fluvial conformando sistemas deltaicos fluvio-dominados descargando grandes volúmenes de material en el Mar Neuquino, sugiere la presencia de clinoforras de línea de costa, tanto en sistemas de *shoreface* (Isla et al., 2020a, b) como en sistemas deltaicos (Schwarz et al., 2022) (Figura 2.15).

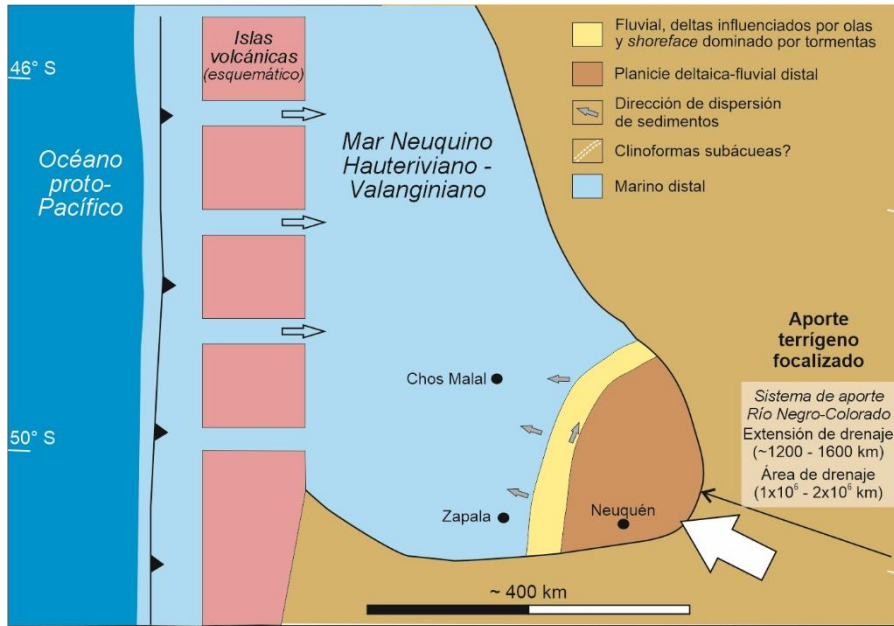


Figura 2.15. Configuración del Mar Neuquino durante el periodo Valanginiano-Hauteriviano, modificado de Schwarz et al. (2022).

Finalmente, hacia el final del Hauteriviano Temprano, el Mar Neuquino nuevamente pierde desarrollo producto de una regresión marina con una brusca caída del nivel del mar provocando el fin de esta configuración marina y reconociéndose en su lugar configuraciones de sistemas continentales con presencia de sistemas eólicos y fluviales del Miembro Avilé de la Formación Agrio (Veiga et al., 2007; Veiga et al., 2011b; Arguello 2017).

### 2.5.5 Configuración del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío

El Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío Temprano vuelve a desarrollar una generalizada expansión a partir de un nuevo evento transgresivo. Ese evento transgresivo inunda una fisiografía previa en la cual se desarrollaron ambientes continentales tanto con expresiones de sistemas fluviales como eólicos. Los sistemas eólicos previos a la ingesión marina desarrollaron depósitos de duna e interduna y también se reconocieron depósitos fluviales que habrían conformado una topografía de bajo gradiente relativamente plana y homogénea (Veiga et al., 2007, Veiga et al., 2011b; Arguello, 2017).

La configuración fisiográfica del perfil depositacional marino del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío desarrolla una expresión geométrica de rampa homoclinal (Spalletti et al., 2011; Legarreta y Uliana 1991, 1999). Su configuración en este intervalo temporal quedó registrada en los depósitos sedimentarios del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y depósitos equivalentes (Weaver 1931).

La configuración del Mar Neuquino para este lapso temporal desarrolló en un perfil depositacional sin quiebres de pendiente, a través del cual se han reconocido configuraciones de sistemas depositacionales marinos distales en la porción central del mar. En estas configuraciones se reconocen depósitos de fondo de cuenca y *offshore* de grano fino composicionalmente mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) que son predominantemente carbonáticos hacia el Norte del mismo mar (Spalletti et al., 2011). Sin embargo, estos depósitos preservados del Mar Neuquino en configuraciones distales predominantemente fangosas exhiben pequeñas expresiones geométricas suavemente inclinadas que han sido definidas como clinofomas (Spalletti et al., 2001, Comerio et al., 2019).

Por otra parte, hacia el margen Nororiental del Mar Neuquino, los sistemas marinos distales de *offshore* y fondo de cuenca pasan a sistemas de *shoreface* en los cuales se han registrado procesos de acción de olas conformando sistemas de *shoreface* que pueden llegar a tener participación de procesos fluviales conformando sistemas deltaicos dominados por olas (Figura 2.15) (Pazos et al., 2021).

Distalmente a este límite costero del Mar Neuquino, se puede reconocer una profundización del mar a partir de los sedimentos que quedaron preservados y que conforman depósitos predominantemente fangosos expresando una configuración marino distal en facies de prodelta-*offshore* con expresiones geométricas inclinadas con quiebres de pendiente. Estas superficies inclinadas preservadas en el registro sedimentario han sido documentadas en secciones sísmicas de subsuelo y han sido interpretadas como clinofomas (Brissón et al., 2000; Gutiérrez-Pleimling et al., 2011; Haring, 2021). Sin embargo, hoy en día no se han realizado análisis morfométricos para caracterizar esas clinofomas.

En el Barremiano, el desarrollo del Mar Neuquino comienza a ser cada vez menos extenso y perenne, e inclusive en algunos periodos ni siquiera estuvo presente (Miembro Troncoso Inferior). Durante este periodo se registraron bruscas oscilaciones del nivel relativo del mar dando lugar a sistemas clásticos continentales (Miembro Troncoso Inferior), así como sistemas marinos evaporíticos y carbonáticos (Miembro Chorreado, Miembro Troncoso Superior, Miembro La Tosca). En la actualidad, todos estos depósitos sedimentarios en conjunto se conocen como Formación Huitrín (Barremiano) y representan la última expresión de la conexión marina entre el Mar Neuquino con el Océano Proto-Pacífico durante el Cretácico Temprano, previos a una configuración de sistemas continentales generalizados que hoy constituyen los depósitos conocidos como Formación Rayoso (Aptiano-Albiano?).

### 2.5.6 Interrogantes de la configuración del Mar Neuquino durante el Cretácico Temprano

En los siguientes párrafos se contextualizan los principales interrogantes a responder para cada configuración marina siguiendo un orden stratigráfico. No obstante, el lector debe estar advertido que los sucesivos capítulos de la tesis siguen la lógica de la clasificación analizada a lo largo de todo este capítulo. Es decir, siguen un orden de escalas de las clinofomas, desde las más pequeñas, a las más grandes. El sentido de elegir un orden que considera ir desde la menor a la mayor escala de *foreset* se sostiene en dos puntos. Por una parte, el comenzar con clinofomas de pequeña escala, (p.ej. Clinofomas de *shoreface*) permite estar más próximo a discutir desde las facies la expresión geométrica de las clinofomas y sus implicancias batimétricas asociadas. Por otra parte, sembrar la vinculación entre procesos sedimentarios-expresión geométrica-batimetría al inicio de la tesis podría ayudar al lector a darle significado al resto de los capítulos que se enfocan en clinofomas de mayor escala y que por lo tanto cuentan con menor control litológico/facial. En consecuencia, en el Capítulo 3 se abordarán interrogantes pertenecientes a clinofomas de *shoreface*, mientras que el Capítulo 4 se enfocará a clinofomas de escala subácuea y de margen de plataforma. Por último, se decide dejar para el Capítulo 5 un

## Marco conceptual

capítulo de modelado geocelular de clinofomas de *shoreface* cómo reservorios de hidrocarburos el cual trata de vincular un problema de la sociedad actual en escenarios puntuales en los cuales las clinofomas pueden tener un fuerte impacto, como lo es el déficit energético actual. Finalmente, en el Capítulo 6 se presentan las consideraciones finales de la tesis.

Desde el Jurásico Temprano, hasta el Cretácico Temprano, en el margen occidental de Gondwana se desarrolló un mar epicontinental en una posición de trasarco (Schwarz et al., 2020). Sin embargo, a través de este lapso temporal la configuración del mar epicontinental no fue homogénea y por lo tanto se abren distintos interrogantes para comprender mejor su configuración y a través de la caracterización de clinofomas.

Durante el Titoniano-Valanginiano se puede reconocer una configuración en la cual el perfil depositacional marino es el de una rampa homoclinal con desarrollo de un sistema mixto (carbonático-silicoclástico) en el margen y centro orientales del mar. Sin embargo, hacia el margen austral y austral-occidental del mar, se desarrollan clinofomas. Estas superficies inclinadas con quiebres apreciables en la pendiente han sido definidas en la literatura y si bien se han desarrollado marcos estratigráficos secuenciales, todavía no se cuenta con una caracterización detallada y un análisis morfométrico de cada uno de sus *foresets* (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). Contar con una caracterización detallada de los *foresets* es importante en el estudio de las clinofomas ya que los *foresets* son el principal segmento diagnóstico y permite clasificarlas en función del alto del *foreset*. Por lo tanto, todavía no queda claro, qué tipo de clinofomas son, a qué escala de clinofomas responden, cómo se construyen y eventualmente como acrecionan hacia el centro de la cuenca (Figura 2.16A). Tampoco queda claro a qué dinámica responden y cómo evolucionan en el tiempo estas clinofomas, o cómo se vinculan con otras potenciales clinofomas ubicadas en otras porciones del mismo mar epicontinental. Por último y muy importante, tampoco se conoce cuáles son las implicancias paleobatimétricas que pueden tener estas clinofomas en una configuración de mar epicontinental, en la cual para el mismo periodo de tiempo la expresión geométrica de los sucesivos *foresets* se pierde en distintas direcciones (Figura 2.16B). Es importante avanzar en el conocimiento y responder estas preguntas ya que pueden ayudar a comprender cual es la dinámica generalizada del mar epicontinental en este periodo de tiempo, permitiendo alcanzar mejores construcciones de modelos predictivos (Figura 2.16C). Todos estos interrogantes, serán retomados, abordados y discutidos en el Capítulo 4 donde se desarrollará un análisis morfométrico de clinofomas que quedaron preservadas en el sistema Vaca Muerta-Quintuco



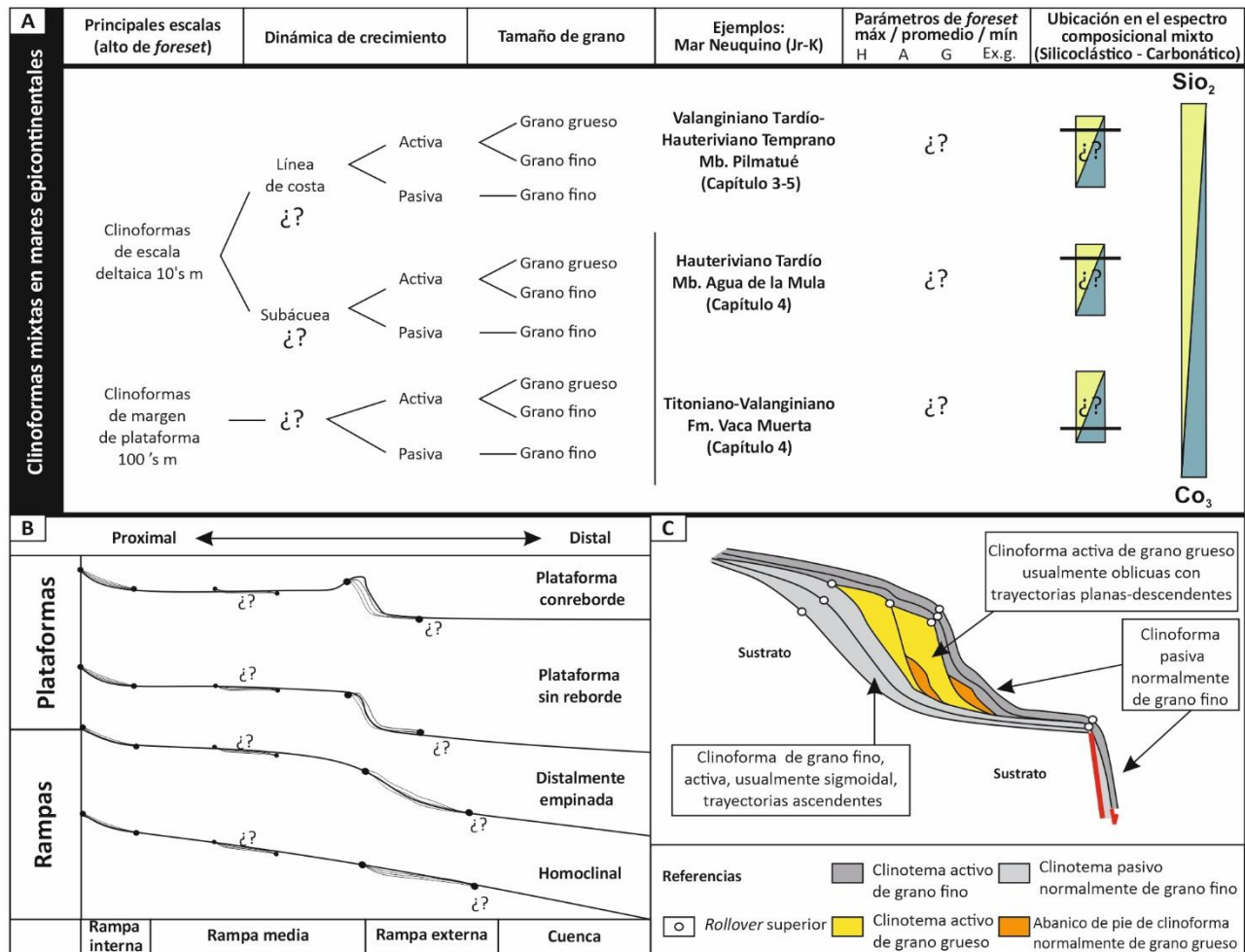


Figura 2.16. Interrogantes disparadores al inicio de la tesis doctoral. Se plantean como interrogantes el reconocimiento de clinoforras marinas en mares epicontinentales de sistemas mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) para comprender la configuración marina del Mar Neuquino, el cual se desarrolló en el margen Suroccidental de Gondwana durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano. A) Se caracterizarán y clasificarán clinoforras. B) se reconstruirá el perfil depositacional a partir de la caracterización de clinoforras, sus implicancias paleobatimétricas y su dinámica de crecimiento (C).

en el Titoniano-Valanginiano y que pueden ser visualizadas en una sección sísmica de subsuelo de extensión regional (Desjardins et al., 2016, 2018, González et al., 2016, 2018).

Por otra parte, el Mar Neuquino durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano cuenta con una expresión geométrica del perfil depositacional marino que ha sido definida como la de una rampa homoclinal con el desarrollo de sistemas mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) (Spalletti et al., 2011; Schwarz et al., 2018). A su vez, esta configuración del mar epicontinental si bien tiene un buen desarrollo podría presentar una menor extensión que en la configuración Titoniano-Valanginiano. Ya que, a diferencia del estadio anterior, la configuración Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano sí tiene preservado los depósitos costeros que delimitan la extensión del ambiente marino. Además, estos sistemas costeros cuentan con descripciones detalladas de subambientes de *shoreface-offshore* que se reconocieron en el sector central de dicho mar epicontinental, en los depósitos que conocidos como Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Schwarz et al., 2018). Sin embargo, todavía no se cuenta con reconstrucciones precisas de la expresión geométrica de estos sistemas. Si bien, se puede asumir presuntamente que se corresponden con clinofomas de escala deltaica de línea de costa, todavía no se han caracterizado sus *foresets* y por lo tanto no se conocen con detalle en forma cuantitativa cual es el impacto paleobatimétrico de estas clinofomas para la línea de costa del Mar Neuquino en el lapso Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano (Figura 2.16A). La reconstrucción de clinofomas, presuntamente de escala deltaica de línea de costa, puede aportar un elemento geométrico más para reconstruir detalladamente la expresión geométrica de la línea de costa del Mar Neuquino (Figura 2.16B). Estos interrogantes serán respondidos en el Capítulo 3, donde se desarrollará una metodología innovadora para la reconstrucción de clinofomas de *shoreface*.

Además, en términos de clinofomas de *shoreface* se pueden incluir otros interrogantes que pueden estar más apuntados a las problemáticas actuales de la sociedad y la demanda de energía, ya que sus clinotemas asociados pueden ser muy buenos reservorios de hidrocarburos (Howell et al., 2008a, b; Enge y Howell, 2010; Patruno y Helland-Hansen, 2018). En un contexto actual en el que las necesidades energéticas y ambientales para reducir la huella de carbono son cada vez mayores, poder comprender la expresión geométrica detalladamente, así como la composición facial de cada uno de los segmentos de las clinofomas podría constituirse como herramientas predictivos para la toma de decisiones en la generación de modelos geocelulares de reservorios de hidrocarburo en subsuelo que es comúnmente donde mayor incertidumbre litológica se tiene. Así, en el Capítulo 5 se presentarán distintos escenarios de modelado geocelular estáticos de clinofomas de *shoreface* enfocado a crear conciencia respecto de la importancia y el contraste de considerar o no a las clinofomas de *shoreface* en modelos

## Marco conceptual

geocelulares estáticos de yacimientos de hidrocarburos. Además, se evaluarán diseños de exploración para distintos estadios de desarrollo

Por último, para la configuración del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío la expresión del perfil de acumulación marino ha sido descripta como una rampa homoclinal conformando un sistema mixto (silicoclástico-carbonático) (Spalletti et al., 2011; Legarreta y Uliana 1991, 1999). Particularmente en la porción nororiental del mar la configuración marina está conformada por sistemas de cuenca y *offshore* predominantemente fangosos que hacia sectores próximos al margen nororiental pasan a depósitos de *offshore*-prodelta en sectores relativamente próximos a la desembocadura de sistemas costeros deltaicos con dominio de olas. En este sector se ha propuesto la existencia de clinoforras predominantemente fangosas que han sido documentadas en secciones sísmicas de subsuelo (Brissón et al., 2000; Gutiérrez-Pleimling et al., 2011; Haring, 2021; Haring et al., 2022). Sin embargo, no se cuenta para estas clinoforras un análisis morfométrico con una caracterización sistemática de las expresiones geométricas de *foreset*. Por lo tanto, quedan preguntas para responder de esta configuración, ya que todavía no se sabe qué tipos de clinoforras son, a qué escala pertenecen y cuál es su vinculación con los sistemas costeros (Figura 2.16A). Además, sería necesario entender si estas clinoforras pudieran o no conformar clinoforras compuestas o ser simples, cómo construyen relieve de fondo marino, y cuál es el sentido de acreción de estas expresiones geométricas. A una escala regional y en términos de pensar cómo fue la evolución del mar, es importante comprender a qué se debe su existencia en este lapso para una configuración de rampa homoclinal en un sistema mixto para este periodo de tiempo y eventualmente por qué no se registraron para otros estadios del Mar Neuquino (Figura 2.16B). Todos estos interrogantes serán abordados en el Capítulo 4 donde se realizará un análisis morfométrico en dos secciones sísmicas de subsuelo en los depósitos que hoy se conocen como Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Spalletti et al., 2011).

# Estrategias de reconstrucción y análisis de clinofomas de shoreface

Capítulo 3

Jeronimo Juan Zuazo

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICET

### 3.1. Introducción

Como se presentara en el Capítulo 2, las clinofomas de línea de costa son aquellas que poseen pocas decenas de metros de relieve de *foreset* y cuya construcción está íntimamente ligada a procesos de transporte y acumulación que ocurren en sectores continentales y costeros (Patruno y Helland-Hansen, 2018, Figura 2.3). También se explicó que en función de los procesos dominantes pueden reconocerse dos subgrupos principales, clinofomas deltaicas y clinofomas de *shoreface* (Fig. 2.4). Hasta la actualidad se han documentado numerosos ejemplos de clinofomas deltaicas (p.ej. Patruno et al., 2015a) y en significativa menor proporción se han documentado ejemplos de clinofomas de *shoreface* o explorado su variabilidad espacial (p.ej. Rodríguez et al., 2001).

Esta diferencia de conocimiento se debe en parte a que la reconstrucción de clinofomas de *shoreface* y caracterización de sus *foresets* es más difícil que en sistemas deltaicos, debido a los menores gradientes de los primeros versus los segundos (Clifton, 2006; Battacharya, 2003). Así, entre los pocos estudios que han permitido reconstruir *foresets* de clinofomas de *shoreface* se pueden mencionar técnicas geofísicas en sistemas recientes (Tamura et al., 2008; Clemmensen y Nielsen, 2010; Hede et al., 2013), y mediciones actuales mediante “perfiles de playa” (Masselink y Short, 1993; Masselink y Hegge, 1995). De manera significativa, aún no se ha avanzado tanto en la reconstrucción de clinofomas de *shoreface* en sucesiones fósiles, con la salvedad de unos pocos casos (p.ej. Hampson y Storms, 2003, Plink-Björklund, 2019; Isla et al., 2020a, b).

Con esta problemática como marco disparador, en este capítulo se desarrollará un flujo de trabajo destinado a la reconstrucción de clinofomas de *shoreface*, haciendo foco en la reconstrucción del *foreset* cuya expresión geométrica es diagnóstica de una clinofoma (Patruno et al., 2015a; Patruno y Helland-Hansen, 2018). Debido a las limitaciones mencionadas, este flujo de trabajo incluye la combinación de atributos de ejemplos de ambientes actuales y del registro fósil. Se espera entonces que esta metodología híbrida permita reconstruir la expresión geométrica de una clinofoma (*topset-foreset-bottomset* y *rollover* superior e inferior), y en segunda instancia evaluar su expresión en conjunto (cóncavas/convexas) y la caracterización litológica de cada uno de estos segmentos. Por último, al ser el *foreset* el segmento elemental y más importante de una clinofoma se espera también poder caracterizarlo morfológicamente (alto, ancho, gradiente) y litológicamente. Esto último es de vital importancia en sets de datos de subsuelo que es donde menor control litológico se tiene. Pero a su vez, estas reconstrucciones también podrían honrar la heterogeneidad interna del volumen (clinotemas)

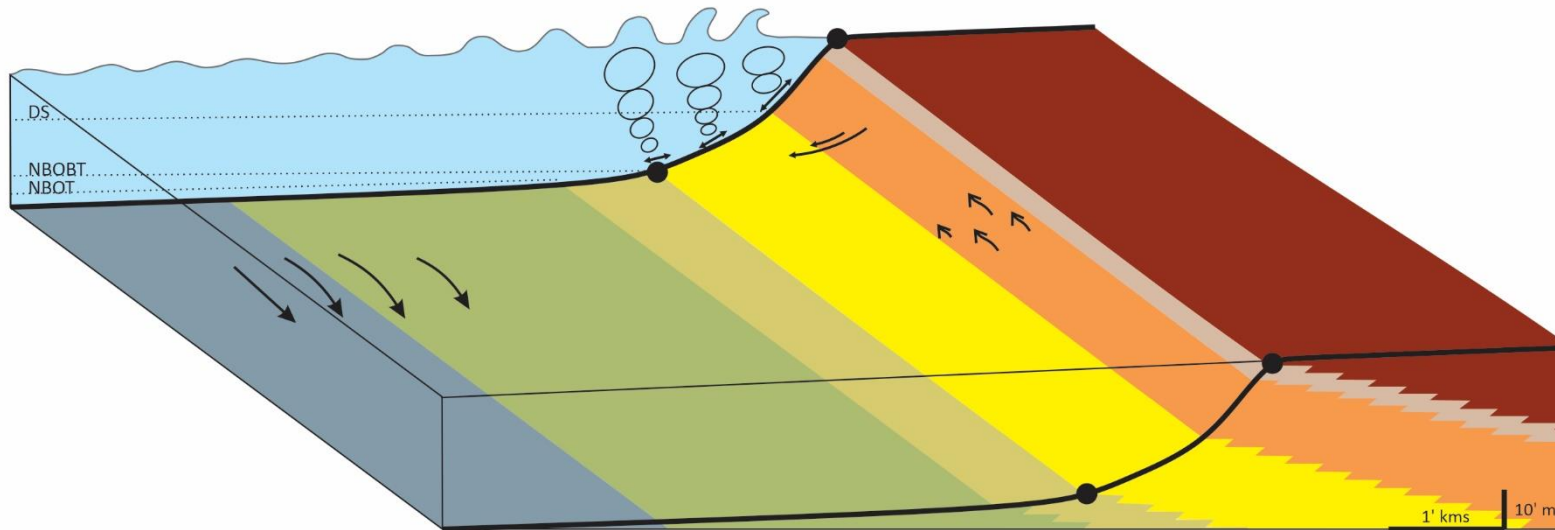
de roca que queda comprendido entre sucesivas superficies (clinofomas). Así se espera poder caracterizar en forma completa al objeto de estudio, y obtener lecciones generales que puedan ser aplicadas a otros sistemas de acumulación de sedimentos que puedan tener clinofomas en otras cuencas sedimentarias del mundo y del registro geológico.

### 3.2. Sistemas de *shoreface*: introducción y generalidades

Los sistemas marinos someros hasta costeros constituyen un amplio espectro de ambientes sedimentarios asociados a la interacción entre procesos de origen marino y continental (Clifton, 2006; Galloway, 1975). Clasificarlos ha sido una tarea históricamente compleja en la que abundan muchas líneas de trabajo de investigadores y geocientistas dedicados al estudio de los sistemas costeros y marinos. Si bien no es el objetivo de esta tesis doctoral hacer una revisión profunda de estos conceptos y sus implicancias en la organización y/o clasificación de estos sistemas, se recomienda a esos efectos la lectura en Isla, 2018 (y citas dentro de ella) en la cual sí se hace una profunda revisión. En dicha contribución, se destacan las problemáticas de la organización de estos sistemas en los cuales resaltan los contrastantes criterios que han tenido distintos autores que han trabajado en estos sistemas. Por ejemplo, en función de la relación con el mar, Johnson (1919) los organiza en costas emergidas o sumergidas. Shepard (1973) y Davies (1984) lo hacen en función de procesos marinos y no marinos. Curry (1964) clasifica a las costas en función del sentido de migración (costas transgresivas y regresivas) y otros por sus controles estructurales (Inman y Nordstrom, 1971; Bloom, 1978).

Otras clasificaciones muy usadas en la actualidad se basan en ponderar la influencia de las olas (de buen tiempo y tormentas), la acción de las mareas y las descargas fluviales (Galloway, 1975; Wright, 1977; Boyd, 1992; Orton y Reading, 1993; Ainsworth et al., 2011). En particular, interesan para este apartado los sistemas marinos someros dominados por olas, de modo tal que para esta contribución se tomara como base el modelo de facies de Clifton (2006), el cual constituye en sí mismo una compilación actualizada de los modelos conceptuales con mayor consenso. Además, se modifica de Isla (2018b) un esquema que clarifica las distintas nomenclaturas propuestas por diferentes autores a la cual se le aplica la conceptualización de la temática propuesta en esta tesis doctoral para las clinofomas de *shoreface* (Figura 3.1). Esto permite hacer referencias al sistema de acumulación y estandarizar la nomenclatura desde el punto de vista de los procesos sedimentarios para entender qué información se recopilará de otros sistemas de acumulación y cómo esa información puede contribuir a la reconstrucción de la expresión geométrica de clinofomas *shoreface*.

← Plataforma →		← Zona costera →				← Autores →	
Offshore	Ot	Ls	Nearshore Us Fs		Bs	Clifton, 2006	
Offshore	Nearshore				Bs	Davidson-Arnott, 2010	
Offshore	Lsd	Lsp	Us	Fs	-	Hampson y Storms, 2003	
Offshore	Ot	Ls	Us	Fs	Bs	Reading y Collinson, 1996	
Offshore	Ot	Ms	Ls	Us	Fs	Duna o marisma	Galloway y Hobday, 1996
Offshore	-	Ms	Ls	Us	Fs	-	Walker y Plint, 1992
Bottomset	$Ro_{(i)}$		Foreset		$Ro_{(s)}$		Topset



<b>Sectores</b>	Ls: Lower shoreface	<b>Superficies</b>	DS: Diastema de <i>surf</i>
Bs: Backshore	↳ Lsd:Distal	NBOT: Nivel de base de olas de tormenta	$Ro_{(s)}$ : Rollover superior
Fs: Foreshore	↳ Lsp:Proximal	NBOBT: Nivel de base de olas de buen tiempo	$Ro_{(i)}$ : Rollover inferior
Us: Upper shoreface	Ot: Offshore transition		
<b>Procesos</b>	↙ Corrientes de plataforma	↔ Oscilación de olas	↘ Flujos de relajación
			⋯ Saca y resaca
			↗ Corrientes longitudinales

Figura 3.1. Representación conceptual a partir de recopilación bibliográfica de cliniformas de *shoreface*, modificado de Isla (2018).

### 3.2.1 El sistema de *shoreface* del Miembro Pilmatué

Como se mencionó en el marco conceptual de esta tesis doctoral, se han reportado para el Miembro Pilmatué sistemas sedimentarios de *shoreface* dominados por procesos de erosión, transporte y acumulación de olas de buen tiempo y tormentas (Schwarz et al., 2018). Debido a la gran continuidad lateral y vertical de los afloramientos estudiados por estos autores, se lograron realizar reconstrucciones en planta de detalle para estos depósitos. Sin embargo, todavía no se cuenta con reconstrucciones en sección que permitan caracterizar a las clinofomas de *shoreface* que estarían presentes en estos sistemas cretácicos. De modo tal que se utilizará como ejemplo para desarrollar una innovadora metodología de caracterización de este tipo de clinofomas.

#### 3.2.1.1 Asociaciones de facies y modelo de acumulación

En el sector central de la Cuenca Neuquina, a pocos kilómetros de la ciudad de Chos Malal, en la Provincia de Neuquén, Schwarz et al. (2018) documentaron una extensa transecta de afloramiento (26 km aprox.) que abarca de Sur a Norte la zona de los anticlinales de Loma Rayoso-San Eduardo y Curaco respectivamente (Figura 3.2). Allí a través del levantamiento de perfiles sedimentarios y análisis de facies se definieron cinco asociaciones de facies principales que denotan un sistema de *shoreface*. Estas asociaciones de facies se describen brevemente a continuación en sentido distal a proximal.

La asociación de facies de Cuenca (Cu) se compone de fangolitas con fisilidad, negras a grisáceas, silicoclásticas a carbonáticas, que reflejan acumulación de sedimentos finos en un ambiente de baja energía producto mayormente de la decantación por suspensión del sedimento en un fondo marino pobremente oxigenado, más probablemente en un sector ubicado por debajo del nivel de olas de tormenta (Schwarz et al., 2018) en una plataforma distal sin quiebre de pendiente. La asociación de facies de *Offshore* (Off) se compone de intervalos granocrecientes de fangolitas silicoclásticas masivas en la base que gradan hacia el techo a limolitas masivas reflejando la decantación por suspensión en un lecho marino bien oxigenado, de baja energía y por debajo del nivel de base de olas de tormenta (Schwarz et al., 2018). La asociación de *Offshore transition* (Ot) está compuesta por una sucesión heterolítica de areniscas fangosas y en forma subordinada areniscas de grano muy fino con estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS) que muestra que las condiciones de energía del lecho eran, en forma frecuente, lo suficientemente bajas para permitir la depositación y preservación del fango pero que también el lecho era continuamente afectado por flujos relacionados a las tormentas situando a estas facies por encima del nivel de base de olas de tormentas y por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo (Schwarz et al., 2018). La asociación de facies de *Lower*



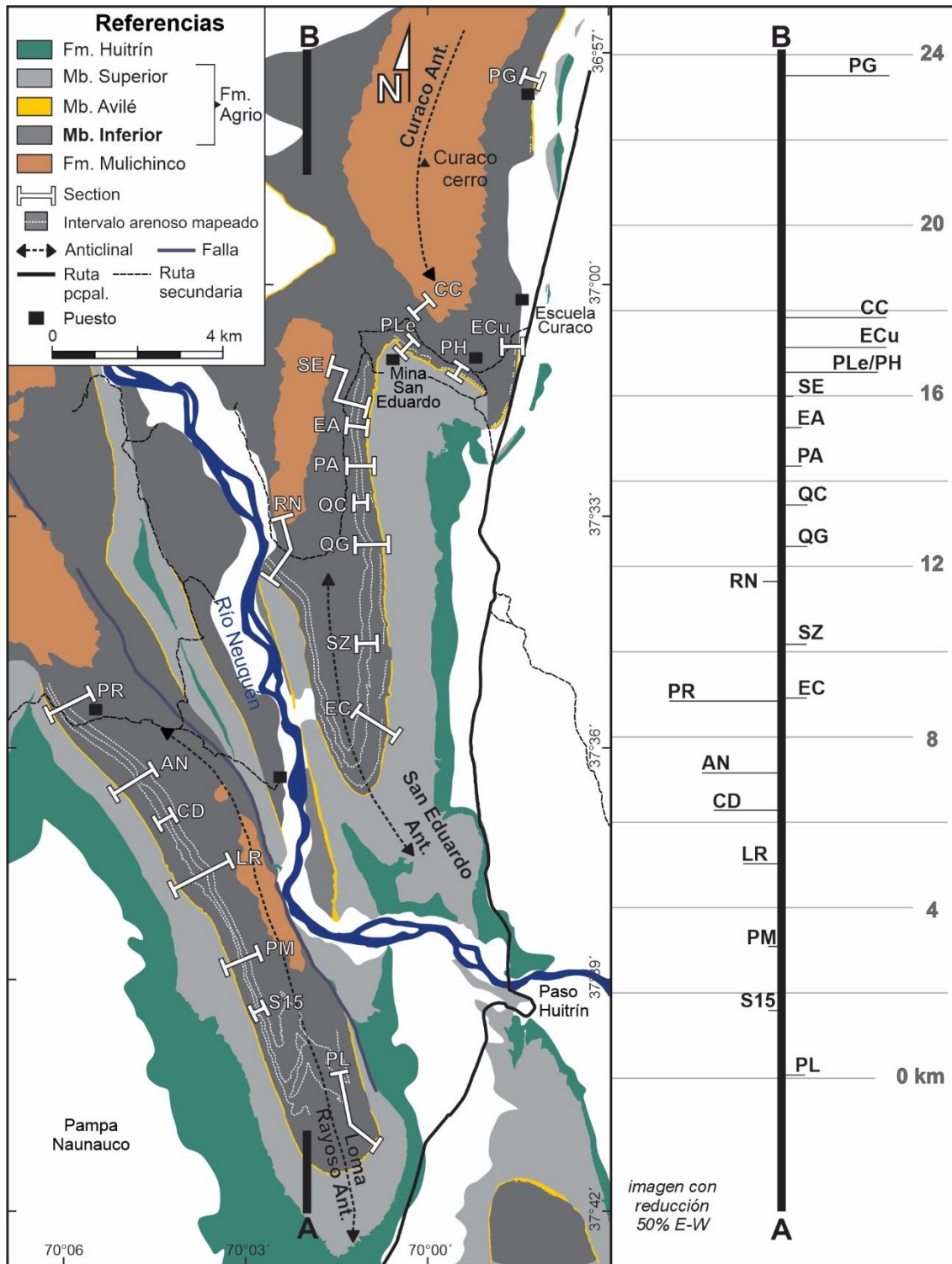


Figura 3.2. Ubicación de las secciones relevadas por Schwarz et al. (2018) en transecta de afloramiento extenso a pocos kilómetros de la localidad de Chos Malal, Provincia de Neuquén (izq.) del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. La información extraída de estas secciones es utilizada como ejemplo para exhibir una metodología de reconstrucción de clinofor­mas de *shoreface*. Además, la proyección de la transecta con orientación Sur-Norte es utilizada para reconstruir la estratigrafía general de la unidad (Figura 3.3).

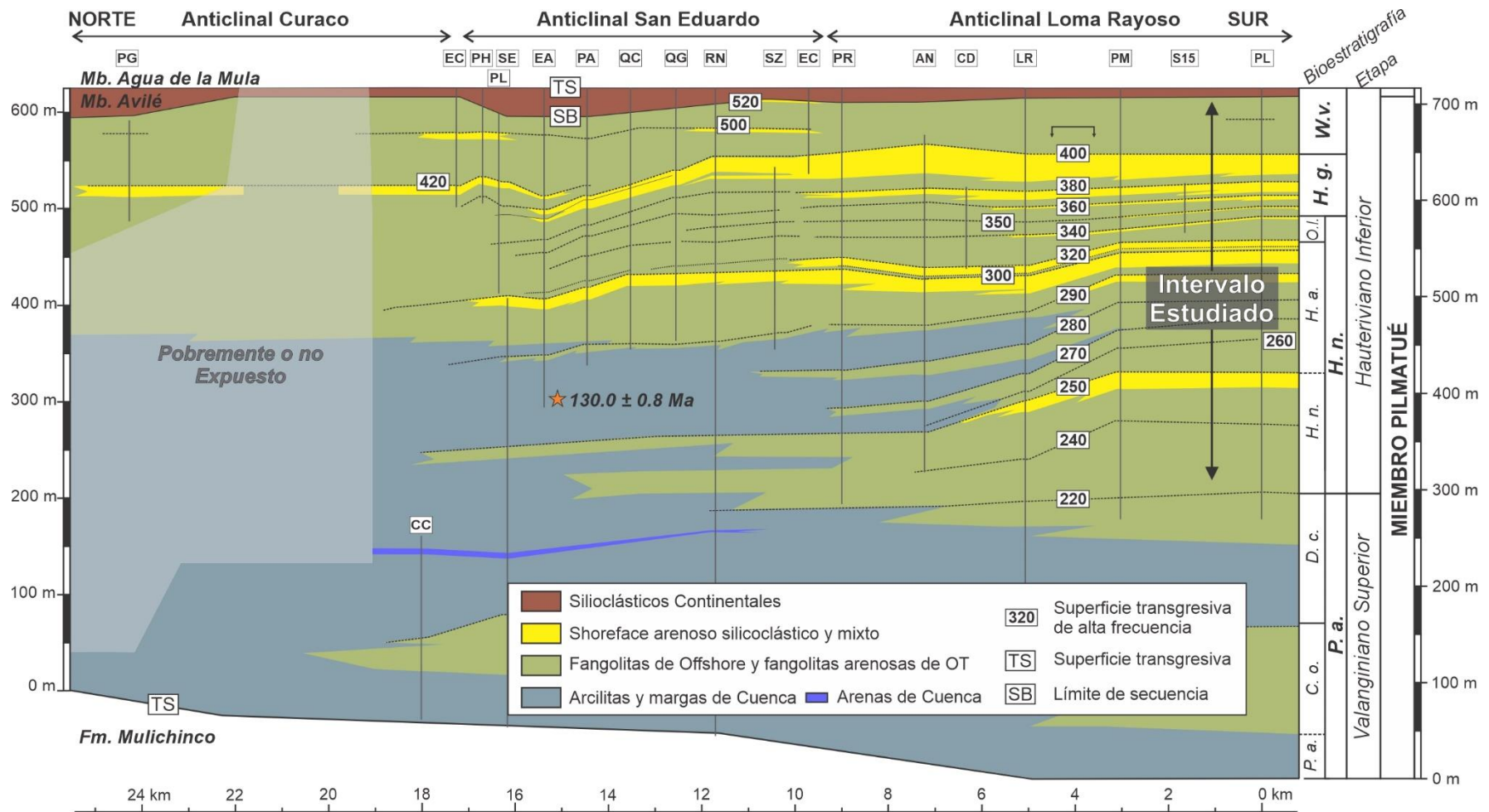


Figura 3.3. Marco estratigráfico a partir de transecta de afloramiento del sistema de *shoreface* del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la proximidad a la ciudad de Chos Malal, Provincia de Neuquén, Argentina. Modificado de Schwarz et al. (2018).

*shoreface* (Ls) comprende facies de areniscas amalgamadas y capas con arenas muy finas con HCS reflejando flujos relacionados a tormentas y a olas en condiciones de buen tiempo actuando como el principal mecanismo para el transporte de arena, y el fango si hubiera sido depositado, no ha sido preservado. Finalmente, la asociación de facies de *Upper shoreface* (Us) está mayormente compuesta de sedimentitas con estratificación entrecruzada, tanto silicoclásticas como mixtas silicoclásticas-carbonáticas. Las facies mixtas comúnmente ocurren en las partes basales de los sets entrecruzados, donde también suelen concentrarse ooides, bioclastos de tamaño grava y granos terrígenos de arena gruesa hasta grava fina. Esta asociación de facies refleja el desarrollo de corrientes relativamente permanentes unidireccionales que forman dunas subácuas en condiciones de *Upper shoreface* (Walker y Plint 1992; Clifton 2006). La abundancia de bioclastos tamaño arena y ooides en el *Upper shoreface* sugiere una mezcla continua del carbonato producido *in situ* con los granos silicoclásticos.

A partir de la información mencionada en forma sintética más arriba, Schwarz et al. (2018) proponen que la parte superior del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio representaría el desarrollo de un sistema de *shoreface* mixto (silicoclástico-carbonático) dominado por componentes silicoclásticos (Figura 3.2, 3.3). Dentro del modelo general habría tres zonas principales según la contribución de sedimentos. Las fajas de facies representadas por las asociaciones de facies de *Offshore*, *Offshore transition* y *Lower shoreface* son principalmente silicoclásticas y ocuparían la porción intermedia del sistema. Por su parte las dos asociaciones mixtas representan los segmentos marinos más distal (Cuenca) y proximal (*Upper shoreface*), respectivamente. Este sistema, que habría estado condicionado mayormente por procesos de olas de buen tiempo y olas de tormentas, tendría una configuración de rampa homoclinal en un contexto de mar epicontinental.

Schwarz et al. (2018) además realizan el mapeo, correlación e identificación de 17 parasecuencias limitadas por superficies transgresivas. Estas superficies representan el abandono de la etapa regresiva individual (Schwarz et al., 2018) (Figura 3.3, 3.6C)

### 3.3. Metodología para la reconstrucción de clinofomas *shoreface*

#### 3.3.1 Introducción

Para lograr una adecuada expresión geométrica de una clinofoma es necesario determinar (o estimar) los parámetros principales de cada uno de sus segmentos constitutivos (*topset*, *foreset* y *bottomset*) (Patruno et al., 2015a). Estos parámetros son: el gradiente del

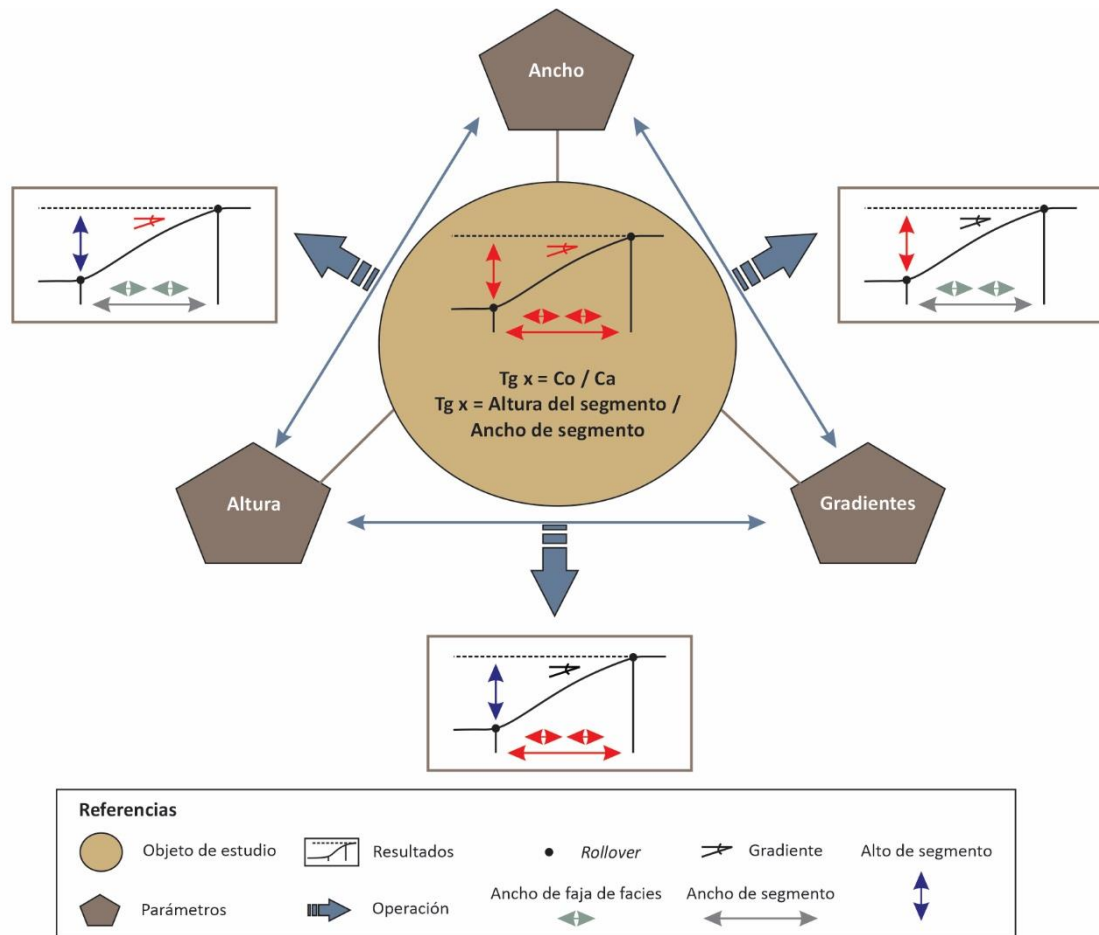


Figura 3.4. Expresión conceptual de la relación entre el objeto de estudio y sus atributos: ancho, altura y gradiente. Si bien es señalado para el segmento del *foreset*, el mismo razonamiento aplica a los otros segmentos de las cliniformas ya que también tienen ancho, altura y gradiente. A su vez, la expresión trigonométrica tangente permite a partir de conocer dos variables estimar otra variable de interés desconocida (señalado en rojo, en cada caso).

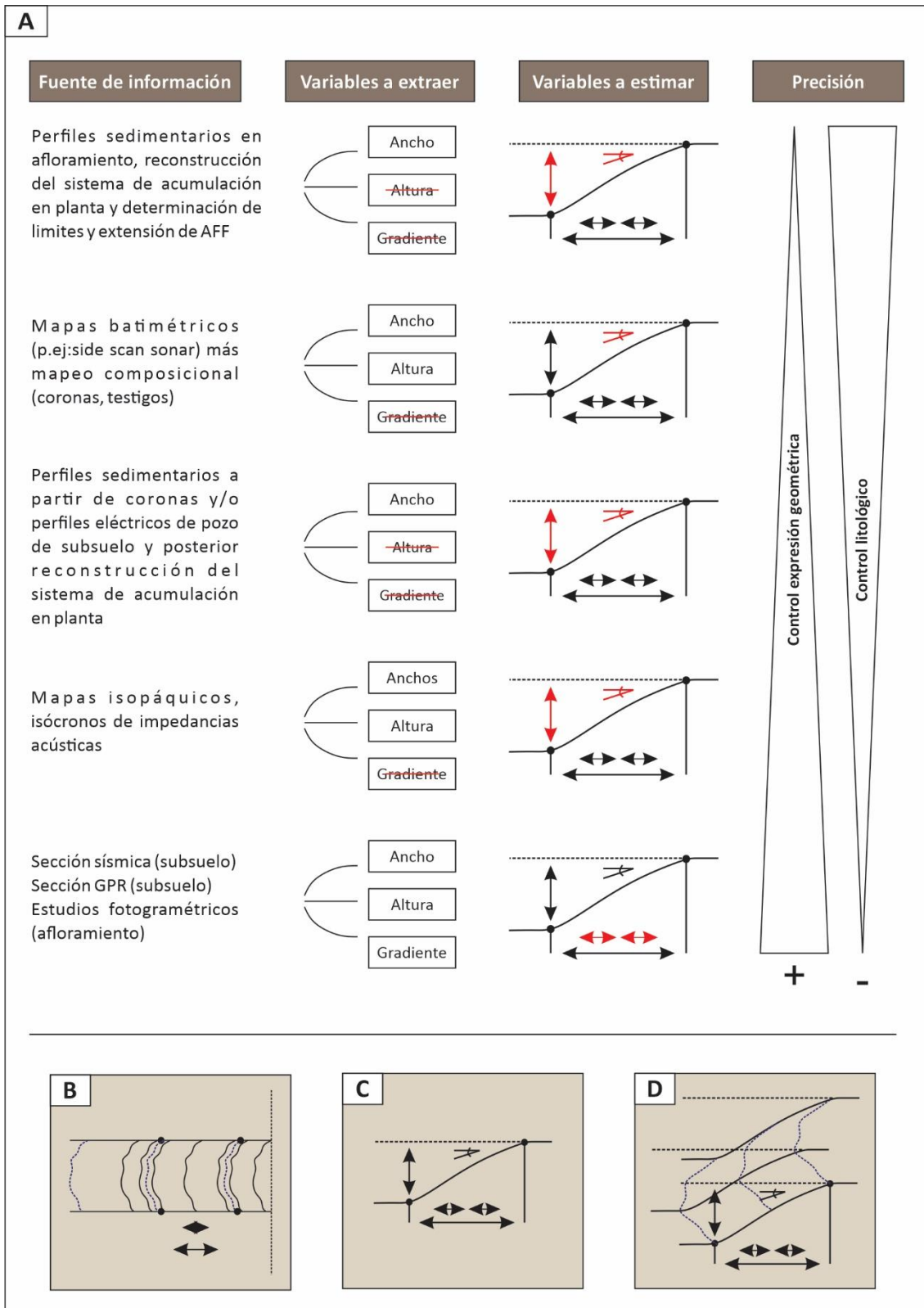


Figura 3.5. Fuentes de información a partir de la cual se pueden extraer datos para el abordaje al estudio de clinofomas. Además, como resultado al abordaje de la temática a partir de utilizar distintas fuentes de información permite obtener reconstrucciones en planta (B), reconstrucciones en sección (C) o reconstrucciones en tres dimensiones (D).

segmento (S), el ancho de ese segmento (A) y/o el incremento de profundidad (H) a través del segmento (Figura 3.4). Así es posible modelizar a sus segmentos y anchos de faja de facies constitutivos como un triángulo dado por un alto, ancho y ángulo de inclinación. Esto permite expresar y vincular a estos parámetros por trigonometría a través de la función tangente. La tangente del gradiente depositacional de cada segmento de la clinoforma es proporcional a la relación entre el incremento de profundidad a lo largo de ese segmento (cateto opuesto) y el ancho de un segmento de clinoforma (cateto adyacente). Si bien este razonamiento es más conspicuo en el *foreset* de la clinoforma, puede ser aplicado a todos los segmentos. Esa conceptualización de las variables es la expresión que permite despejar incógnitas de interés a partir de tener información del gradiente, del ancho y/o del alto del segmento de la clinoforma a reconstruir. Es decir, contando con al menos 2 de las 3 variables será posible estimar la restante para un segmento en cuestión y si se realiza sobre los tres segmentos constitutivos se terminan eventualmente reconstruyendo a toda la clinoforma.

Comprender la relación entre los parámetros de cada segmento permite también empezar a pensar qué tipo de información se necesita o se podría utilizar para las reconstrucciones de clinoformas y de qué manera obtenerla. Así como también en qué y cómo utilizarla para el abordaje de la problemática del objeto de estudio (Figura 3.5). La información disponible para las reconstrucciones puede por ejemplo encontrarse en forma de mapas batimétricos con información composicional y textural del fondo marino en sistemas modernos, y que inclusive puede involucrar la toma de testigos u otras técnicas de análisis del lecho marino como escáner con sonda de barrido y construcción de secciones en el sentido de la depositación (Figura 3.6A) (Rodríguez et al., 2001). Con estas dos variables disponibles, es decir ancho y profundidad batimétrica de los segmentos, se puede estimar el gradiente depositacional de cada uno de ellos y así completar la caracterización en corte transversal de cada segmento y por lo tanto de la clinoforma en cuestión (Figura 3.7).

A partir del registro fósil también se pueden obtener parámetros de segmentos (o porciones de ellos). Como se verá en detalle más adelante, se puede obtener esa información a partir de la reconstrucción en planta del sistema de acumulación para una parasecuencia dada (Figura 3.6C. 3.6D). Esas reconstrucciones en planta surgen de la reconstrucción de sistemas de acumulación en afloramiento (Figura 3.8), aunque también se puede hacer en subsuelo, a partir de la descripción de facies, asociaciones de facies e información de paleocorrientes (Schwarz et al., 2018). También se conocen casos de mediciones de anchos de fajas de facies y sus gradientes deposicionales a partir del relevamiento de perfiles sedimentarios de afloramiento y construcción de modelos digitales de afloramiento (anchos y gradientes) sobre los cuales se



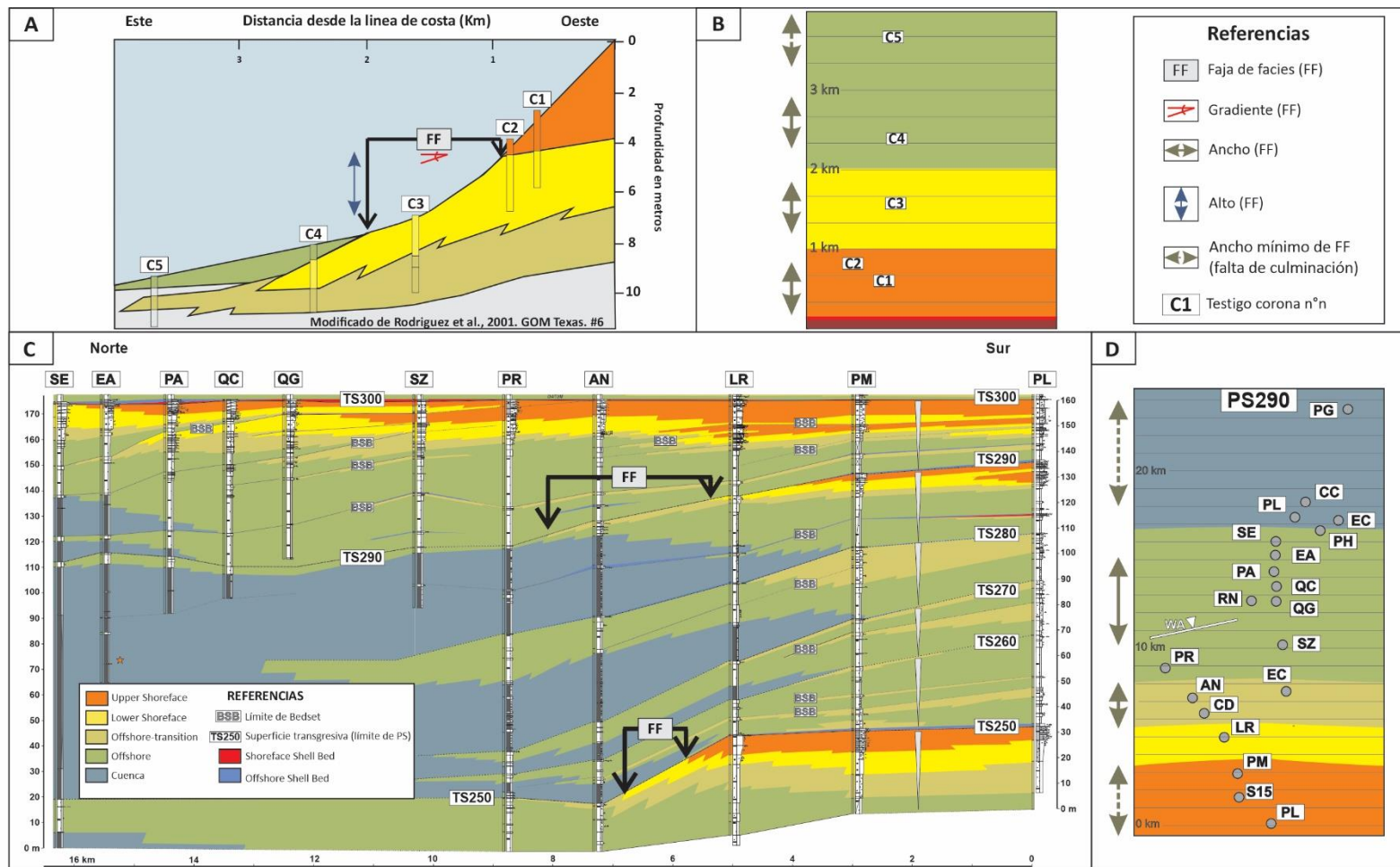


Figura 3.6. Fuentes de información que permiten medir atributos de fajas de facies: A) Ejemplo de un sistema de *shoreface* moderno en sección que permite extraer gradiente y altura de sus fajas de facies. (B) Luego de reconstruirlo en planta, esto permite obtener sus anchos de faja de facies. C) También es posible, primero reconstruir un sistema de acumulación a partir de perfiles sedimentarios en afloramiento extenso (Miembro Pilmatué) y, posteriormente a reconstruir en planta el sistema de acumulación, medir sus anchos de faja de facies (D). C y D, modificado de Schwarz et al. (2018).

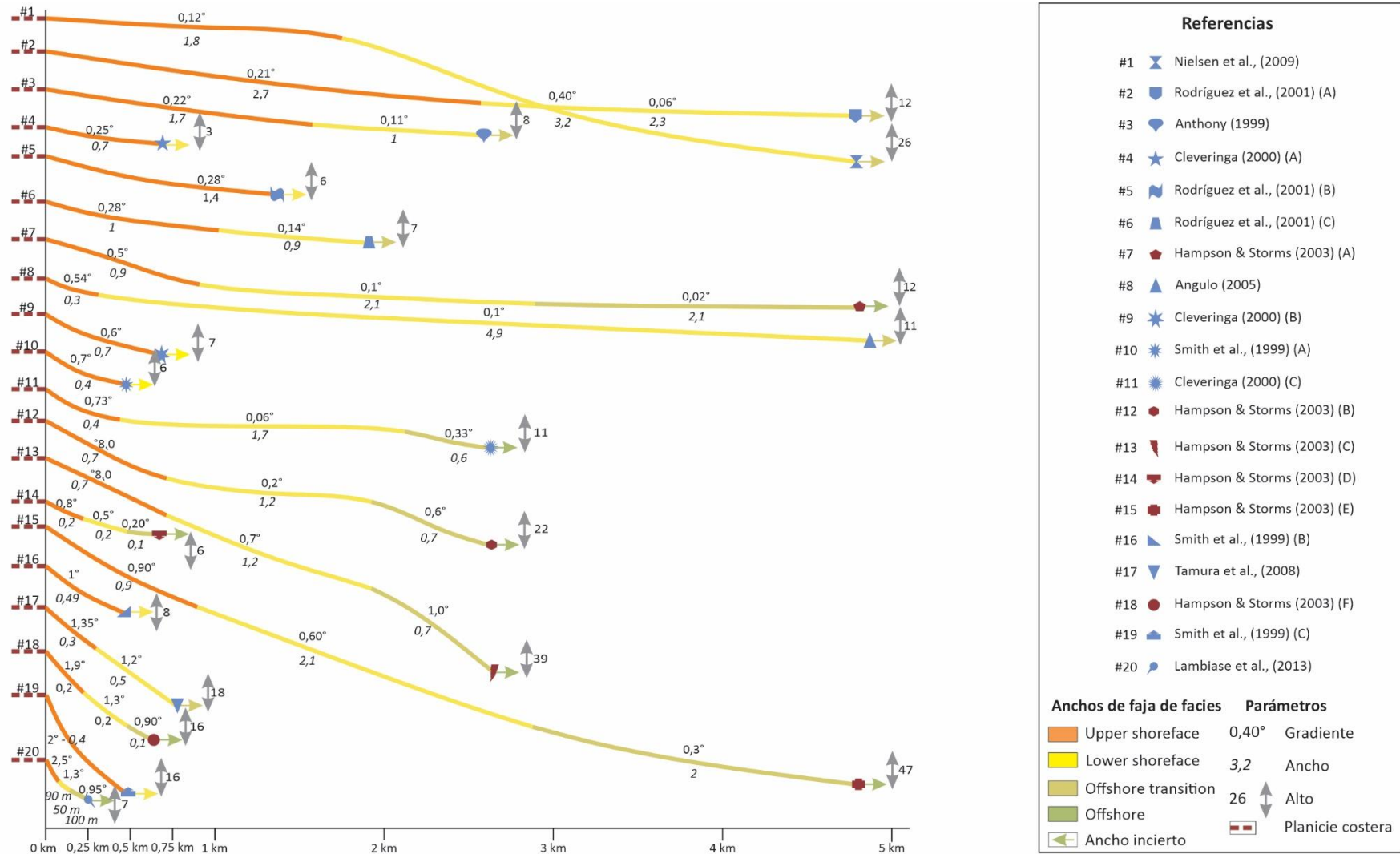


Figura 3.7. Expresión geométrica en sección (paralela al sentido de depositación) de los 20 sistemas de acumulación de *shoreface* recopilados.



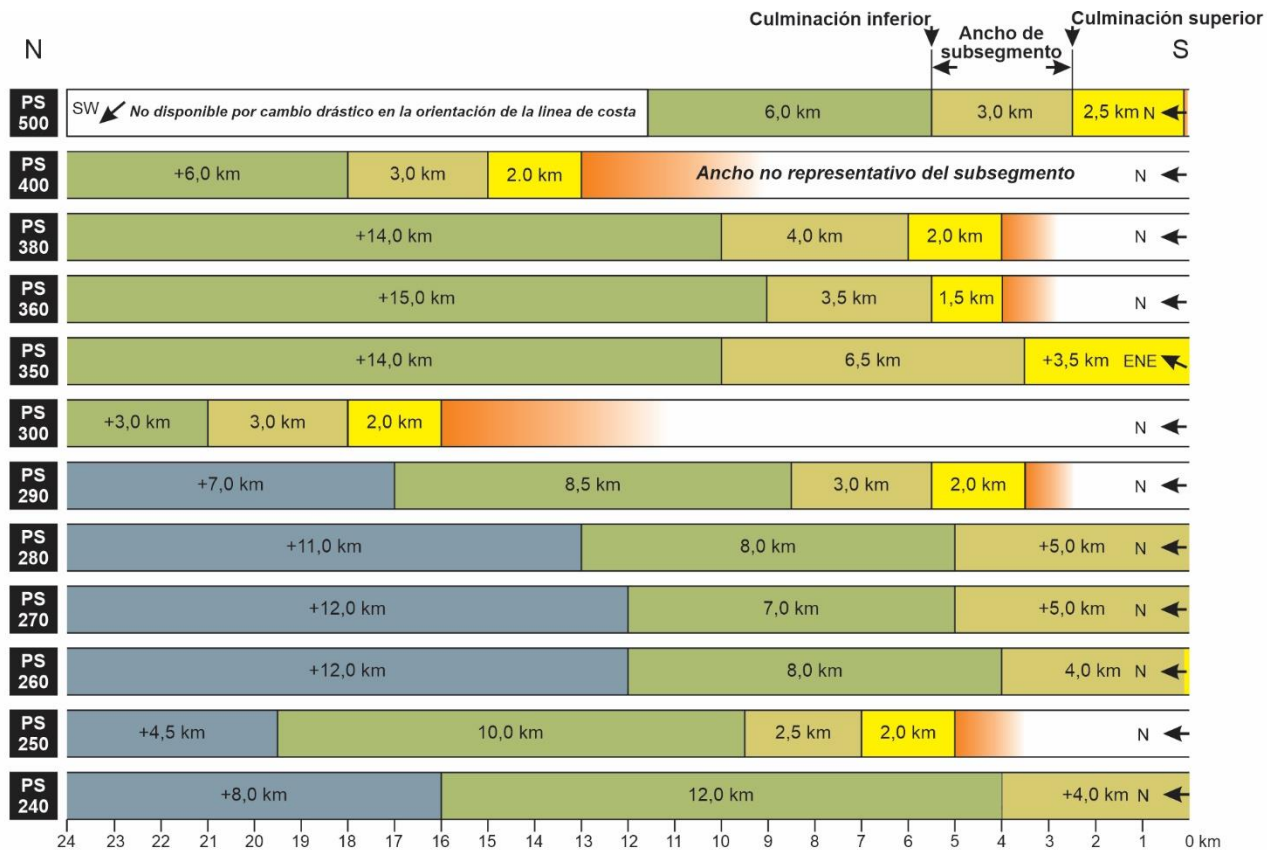


Figura 3.8. Expresión en planta de los anchos de faja de facies de las 11 parasecuencias utilizadas en este trabajo. La PS350 no fue considerada en el análisis por no contar con sus anchos perpendiculares a la orientación de la línea de costa. Notar los anómalos valores de ancho de *Upper shoreface* en las PS300 y 400 los cuales claramente no se corresponden con un ancho real de faja de facies, sino con el ancho del depósito.

puede estimar la profundización a través del segmento (Hampson y Storms, 2003). Por otra parte, en sets de datos con menor control litológico como por ejemplo en secciones sísmicas de reflexión en estudios de subsuelo, se pueden obtener mapas isopáquicos o isócronos o de impedancias acústicas a partir de los cuales se pueden obtener anchos y altos de secciones de interés (Dillenburg et al., 2009; Domínguez et al., 2020) o directamente en sección sísmica obtener, además, el gradiente (Patruno et al., 2015a, c). No obstante, en el abordaje con otras técnicas geofísicas como GPR (*ground penetrating radar*) es común que, al estar limitados por la resolución vertical de los datos, el análisis se enfoque solamente en obtener la extensión y/o el gradiente de los segmentos (Tamura, 2008; Fruergaard et al., 2018; Shah-Hosseini et al., 2018; Brooke et al., 2019). Incluso en estos casos, es posible estimar cuantitativamente el rango espacial en el que ocurren distintos procesos sedimentarios (Patruno y Helland-Hansen, 2018; Pellegrini et al., 2020).

Con el objetivo de resolver la problemática planteada en el inicio del presente capítulo en los siguientes apartados se desarrollarán diferentes estrategias de reconstrucción de clinoforras integrando distintos tipos de información. Estas metodologías no solamente pretenden ser exitosas en la reconstrucción de clinoforras sino también en constituirse como una herramienta predictiva para reducir la incertidumbre en distintos escenarios ante la ausencia de determinados segmentos de clinoforras (*topset-foreset-bottomset*), cuya aplicación puede ser en distintos sets de datos (afloramiento *versus* subsuelo) con la utilización de sistemas sedimentarios modernos y antiguos (fósil) en cualquier sucesión sedimentaria, de esta cuenca u otra, que pueda tener clinoforras de *shoreface*.

### 3.3.2 Fajas de facies: introducción y generalidades

Debido a que el perfil marino de un sistema de acumulación de *shoreface* dominado por olas puede dividirse en distintas fajas de facies aproximadamente paralelas a la línea de costa (Figura 3.1, 3.6), dichas fajas representan porciones más pequeñas de las clinoforras con procesos y productos dominantes en cada una de ellas. En este sentido, cada faja de facies también posee un gradiente, ancho y profundidad, que pueden ser obtenidos, estimados y/o derivados del mismo tipo de información que lo comentado en líneas generales para los segmentos principales de una clinoforra (Figura 3.1, 3.4, 3.5) (Hampson, 2000; Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Patruno et al., 2015a, b, c; Schwarz et al., 2018). Así, en esta tesis se considera a las fajas de facies como constituyentes fundamentales de las clinoforras y cada segmento principal (*topset-foreset-bottomset*) puede estar constituido por uno o más fajas de facies (Figura 3.4, 3.5).

### 3.3.2.1 Ancho de faja de facies

El ancho de una faja de facies es la distancia horizontal que ocupa una asociación de facies dentro de una representación en planta del sistema sedimentario. Esta medición se realiza en sentido de la depositación de la faja de facies, que en este sistema de acumulación es perpendicular a la línea de costa y se puede obtener tanto de la reconstrucción de un sistema moderno (Figura 3.6A, 3.6B), como de un sistema fósil (Figura 3.6C, 3.6D). Así, la distancia horizontal que existe entre la culminación inferior y superior de una faja de facies para un momento determinado, por ejemplo, en el momento de máxima regresión del sistema o justo antes de un evento transgresivo, resulta en la obtención del ancho de la faja de facies (Schwarz et al., 2018).

En el marco de este trabajo la recopilación de información de anchos de fajas facies en sistemas actuales se obtuvo de la siguiente manera. En primer lugar, se seleccionaron trabajos que tuviesen secciones transversales de sistemas de *shoreface* (Figura 3.6A) y que incluyeran además información batimétrica, textural y/o composicional de distintos subambientes o fajas (p.ej. Rodríguez et al., 2001). Con toda esta información luego se realizó la visualización en planta de los distintos subambientes o fajas y la medición de los anchos correspondientes (Figura 3.6B). Si bien en la mayoría de los casos seleccionados está presente la información de las fajas marinas más proximales, la disponibilidad de anchos de fajas de facies disminuye a medida que aumenta la distancia respecto de la línea de costa. De esta manera, en el conjunto de datos recopilados para los sistemas modernos, es más abundante la información de anchos de fajas de facies para Us (14) y Ls (8), que sus contrapartes distales de Ot (2) y Off, que en general o no están presentes o sólo están en forma de anchos mínimos (Tabla 3.1). La ausencia de información a mayor distancia de la línea de costa puede deberse a varios motivos: a) el objeto de estudio esté más enfocado en los procesos sedimentarios relacionados a la acción de olas (Tamura et al., 2008), b) el objeto de estudio sean mayormente las zonas de *foreshore* y *shoreface* y no las zonas más distales (Rodríguez et al., 2001); c) la dificultad para acceder al lecho marino a medida que aumenta la batimetría o la distancia desde la línea de costa. Por todas estas razones en los trabajos consultados no están disponibles todos los anchos necesarios para conformar la transecta completa de un sistema de *shoreface*. Este inconveniente es habitual sobre todo para la obtención del ancho y el gradiente de la faja de facies de Ot. Por ese motivo es el ancho que menor cantidad de veces ha sido relevada en los sistemas recopilados de la bibliografía considerando también a los sistemas del registro antiguo (6 registros en total).

#	Contribución	Edad	Sistema	Ubicación	Formación
1	Nielsen et al. (2009)	Holoceno	Espiga	Dinamarca, Skageb	-
2	Rodríguez et al. (2001) (A)	Holoceno medio	Shorface	EE. UU. Texas, Golfo de México	-
3	Anthony (1999)	Holoceno	Espiga	Benin, Bahía oeste (África)	-
4	Cleveringa 2000 (A)	Holoceno	Shorface	Holanda, Costa de Haarlem	-
5	Rodríguez et al. (2001) (B)	Holoceno medio	Shorface	EE. UU. Texas, Golfo de México	-
6	Rodríguez et al. (2001) (C)	Holoceno medio	Shorface	EE. UU. Texas, Golfo de México	-
7	Hampson & Storms (2003) (A)	Cretácico Superior	Shorface	EE. UU., Utah	Fm. Blackhawk - Mb. Kenilworth
8	Angulo (2005)	Holoceno	Barrera	Brasil, Santa Catarina.	-
9	Cleveringa (2000) (B)	Holoceno	Shorface	Holanda, Costa de Haarlem	-
10	Smith et al. (1999) (A)	Holoceno, Temprano (?)	Espiga	EE. UU. Willapa Bay, Costa Pacífico	-
11	Cleveringa (2000) (C)	Holoceno	Shorface	Holanda, Costa de Haarlem	-
12	Hampson & Storms (2003) (B)	Cretácico Superior	Shorface	EE. UU. Utah	Fm. Blackhawk - Mb. Kenilworth
13	Hampson & Storms (2003) (C)	Cretácico Superior	Shorface	EE. UU. Utah	Fm. Blackhawk - Mb. Kenilworth
14	Hampson & Storms (2003) (D)	Cretácico Superior	Shorface	EE. UU. Utah	Fm. Blackhawk - Mb. Spring Canyon
15	Hampson & Storms (2003) (E)	Cretácico Superior	Shorface	EE. UU. Utah	Fm. Blackhawk - Mb. Kenilworth
16	Smith et al. (1999) (B)	Holoceno, Temprano (?)	Espiga	EE. UU. Willapa Bay, Costa Pacífico	-
17	Tamura et al. (2008)	Holoceno	<i>strainplain</i>	Japón, Costa Sendai. Pacífico Este	-
18	Hampson & Storms (2003) (F)	Cretácico Superior	Shorface	EE. UU. Utah	Fm. Blackhawk - Mb. Spring Canyon
19	Smith et al. (1999) (C)	Holoceno, Temprano (?)	Espiga	EE. UU. Willapa Bay, Costa Pacífico	-
20	Lambiase et al. (2013)	Holoceno Medio a Tardío	Shorface	Borneo, Costa Brunei	-

Tabla 3.1.A. Sistemas recopilados de la literatura para reconstrucción de clinofomas de *shoreface*. Referencias bibliográficas, edad, tipo de sistema, ubicación.

#	Fuente de dato	Procesos Dominantes	Régimen de mareas	Rango de mareas	Composición
1	Perfiles en afloramiento, GPR, coronas en subsuelo	Olas y tormentas	Micromareal	0,3 m	Silicoclástico
2	Ecosonda de fondo marino, sísmica somera, coronas	Olas y corrientes	Micromareal diurno	0,6 m	Silicoclástico
3	Perfiles de pozo, coronas	Olas y corrientes	Micromareal semi diurnas	1 m	Silicoclástico
4	Coronas, secciones en excavaciones someras	Olas y tormentas	Mesomareal (?)	N/C	Silicoclástico
5	Ecosonda de fondo marino, sísmica somera, coronas	Olas y tormentas	Micromareal diurno	0,6 m	Silicoclástico
6	Ecosonda de fondo marino, sísmica somera, coronas	Olas y corrientes	Micromareal diurno	0,6 m	Silicoclástico
7	Perfiles sedimentarios y fotogrametría en afloramiento	Olas	Micromareal	N/C	Silicoclástico
8	GPR, coronas	Olas y corrientes	Micromareal y semi diurno	1,7 m	Silicoclástico
9	Coronas, secciones en excavaciones someras	Olas y tormentas	Mesomareal (?)	N/C	Silicoclástico
10	GPR, corona, perfiles de pozo someros	Olas y tormentas	Mesomareal	3,7 m	Silicoclástico
11	Coronas, perfil sedimentario en excavaciones someras	Olas y tormentas	Mesomareal (?)	N/C	Silicoclástico
12	Perfiles sedimentarios y fotogrametría en afloramiento	Olas	Micromareal	N/C	Silicoclástico
13	Perfiles sedimentarios y fotogrametría en afloramiento	Olas	Micromareal	N/C	Silicoclástico
14	Perfiles sedimentarios y fotogrametría en afloramiento	Olas y tormentas	Micromareal	N/C	Silicoclástico
15	Perfiles sedimentarios y fotogrametría en afloramiento	Olas	Micromareal	N/C	Silicoclástico
16	GPR, coronas, perfiles de pozo someros	Olas y tormentas	Mesomareal	3,7 m	Silicoclástico
17	GPR, coronas	Olas	Micromareal	1 m	Silicoclástico
18	Perfiles sedimentarios y fotogrametría en afloramiento	Olas y tormentas	Micromareal	N/C	Silicoclástico
19	GPR, coronas, Perfiles de pozo someros	Olas y tormentas	Mesomareal	3,7 m	Silicoclástico
20	Grano suelto, recopilación bibliográfica	Olas	Micromareal	1,7 m	Silicoclástico

Tabla 3.1.B. Sistemas recopilados de la literatura para reconstrucción de clinofomas de *shoreface*. Fuentes principales de obtención de datos y composición de sistemas.

#	Dirección del viento	Velocidad del viento	Altura de olas	Tipo	Gradiente plataforma (°)	Energía	Estilo/fase	Cortejo	Tamaño de grano		
									Us	Ls	Ot
1	W-SW	N/C	> 4 m	B	N/C	Alta	Regresión forzada	HST	F	Mf a F	N/C
2	S y SE	7 m / seg	0,6 a 1,8 m	NB	0,00005	Alta	Progradante	HST	F a Mf	F a Mf	Fango
3	N/C	N/C	0,5 a 1,5 m	B (?)	N/C	Baja a moderada	Regresivo	HST	M a G	F	Fango
4	N/C	N/C	N/C	B	N/C	Alta	Regresivo	HST	M a G	F a Mf	Fango
5	S y SE	7 m / seg	0,6 a 1,8 m	NB	0,00005	Alta	Progradante	HST	F a Mf	F a Mf	Fango
6	S y SE	7 m / seg	0,6 a 1,8 m	NB	0,00005	Alta	Retrogradante	HST	F a Mf	F a Mf	Fango
7	N/C	N/C	N/C	B	0,01	Alta	Regresión forzada	HST (Tardío)	F a M	F	Fango
8	SE y SO	15 m/seg	0,5 a 1,5 m	B	N/C	Baja a moderada	Regresivo	HST	M a F	Mf	Fango
9	N/C	N/C	N/C	B	N/C	Alta	Regresivo	HST	M a G	F a Mf	Fango
10	N/C	N/C	4 a 7 m	B	N/C	Alta	Regresivo	HST (quieto)	F	N/C	N/C
11	N/C	N/C	N/C	B	N/C	Alta	Regresivo	HST	M a G	F a Mf	Fango
12	N/C	N/C	N/C	B	0,01	Alta	Regresión forzada	HST (Tardío)	F a M	F	Ht
13	N/C	N/C	N/C	B	0,30	Alta	Regresión forzada	HST (Tardío)	F a M	F	Ht
14	N/C	N/C	N/C	B	0,01	Moderada	Regresión normal	HST (Temprano)	F a M	F	Ht
15	N/C	N/C	N/C	B	0,30	Alta	Regresión forzada	HST (Tardío)	F a M	F	Ht
16	N/C	N/C	4 a 7 m	B	N/C	Alta	Regresivo	HST (quieto)	¿?	N/C	N/C
17	N/C	N/C	0,8 m	B	N/C	Alta	Agradante - Regresivo	HST	G a Mg	F a M	Ht
18	N/C	N/C	N/C	B	0,30	Moderada	Regresión normal	HST (Temprano)	F a Mf	F	Ht
19	N/C	N/C	4 a 7 m	B	N/C	Alta	Regresivo	HST (quieto)	F	N/C	N/C
20	N/C	N/C	0,7 m	NB	N/C	Baja	Transgresivo	TST	F a M	F	Ht

Tabla 3.1.C. Sistemas recopilados de la literatura para reconstrucción de cliniformas de *shoreface*. Información complementaria de cada sistema.

ANCHOS DE FAJA DE FACIES DE <i>SHOREFACE</i> RECOPIRADOS														
#	Contribución	UPPER SHOREFACE				LOWER SHOREFACE				OFFSHORE TRANSITION				Ancho total preservado (km)
		Gradiente	Ancho (km)	Incremento de profundidad (m)	Profundidad (m)	Gradiente	Ancho (km)	Incremento de profundidad (m)	Profundidad (m)	Gradiente	Ancho (km)	Incremento de profundidad (m)	Profundidad (m)	
1	Nielsen et al. (2009)	0,12	1,86	4,00	4,00	0,40	3,24	22,44	26,44	N/C	N/C	N/C	N/C	5,10
2	Rodríguez et al. (2001) (A)	0,21	2,76	10,12	10,12	0,06	2,32	2,43	12,55	N/C	N/C	N/C	N/C	5,08
3	Anthony (1999)	0,22	1,70	6,54	6,54	0,11	1,06	2,04	8,58	N/C	N/C	N/C	N/C	2,77
4	Cleveringa 2000 (A)	0,25	0,71	3,12	3,12	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	0,71
5	Rodríguez et al. (2001) (B)	0,28	1,42	6,95	6,95	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	1,42
6	Rodríguez et al. (2001) (C)	0,28	1,09	5,32	5,32	0,14	0,93	2,27	7,58	N/C	N/C	N/C	N/C	2,02
7	Hampson & Storms (2003) (A)	0,50	0,96	8,33	8,33	0,10	2,11	3,68	12,02	0,02	2,11	0,73	12,75	5,17
8	Angulo (2005)	0,54	0,33	3,13	3,13	0,10	4,95	8,64	11,77	N/C	N/C	N/C	N/C	5,28
9	Cleveringa (2000) (B)	0,60	0,71	7,48	7,48	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	0,71
10	Smith et al. (1999) (A)	0,70	0,50	6,07	6,07	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	0,50
11	Cleveringa (2000) (C)	0,73	0,47	5,95	5,95	0,06	1,79	2,00	7,95	0,33	0,69	4,00	11,95	2,95
12	Hampson & Storms (2003) (B)	0,80	0,76	10,63	10,63	0,20	1,29	4,50	15,13	0,60	0,74	7,79	22,92	2,80
13	Hampson & Storms (2003) (C)	0,80	0,76	10,63	10,63	0,70	1,29	15,76	26,39	1,00	0,74	12,99	39,37	2,80
14	Hampson & Storms (2003) (D)	0,80	0,24	3,30	3,30	0,50	0,27	2,39	5,69	0,20	0,16	0,55	6,24	0,67
15	Hampson & Storms (2003) (E)	0,90	0,96	15,00	15,00	0,60	2,11	22,11	37,11	0,30	2,02	10,55	47,66	5,08
16	Smith et al. (1999) (B)	1,00	0,50	8,68	8,68	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	0,50
17	Tamura et al. (2008)	1,35	0,32	7,58	7,58	1,20	0,50	10,56	18,14	N/C	N/C	N/C	N/C	0,83
18	Hampson & Storms 2003 (F)	1,90	0,24	7,83	7,83	1,30	0,27	6,22	14,05	0,90	0,16	2,48	16,53	0,67
19	Smith et al. 1999 (C)	2,00	0,50	17,36	17,36	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	0,50
20	Lambiase et al. (2013)	2,51	0,10	4,23	4,23	1,35	0,05	1,20	5,44	0,95	0,10	1,67	7,11	0,25

Tabla 3.1.D. Sistemas recopilados de la literatura para reconstrucción de cliniformas de *shoreface*. Información de gradiente, ancho y profundidad de fajas de facies de interés.

RELACIONES DE ANCHO DE FAJA DE FACIES Y GRADIENTES DE <i>SHOREFACE</i> RECOPIRADOS									
#	Contribución	Anchos de faja de facies (AFF)				Gradientes (G)			
		AFF: Us > Ls ?	expresado en %	AFF: Ls > Ot ?	expresado en %	G: Us > Ls ?	expresado en %	G: Ls > Ot ?	expresado en %
1	Nielsen et al. (2009)	FALSO	-73,71	N/C	N/C	FALSO	-222,76	N/C	N/C
2	Rodríguez et al. (2001) (A)	VERDADERO	15,90	N/C	N/C	VERDADERO	71,43	N/C	N/C
3	Anthony (1999)	VERDADERO	37,56	N/C	N/C	VERDADERO	50,00	N/C	N/C
4	Cleveringa 2000 (A)	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C
5	Rodríguez et al. (2001) (B)	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C
6	Rodríguez et al. (2001) (C)	VERDADERO	14,80	N/C	N/C	VERDADERO	50,00	N/C	N/C
7	Hampson & Storms (2003) (A)	FALSO	-121,05	VERDADERO	0,28	VERDADERO	80,00	VERDADERO	80,00
8	Angulo (2005)	FALSO	-1393,56	N/C	N/C	VERDADERO	81,48	N/C	N/C
9	Cleveringa (2000) (B)	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C
10	Smith et al. (1999) (A)	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C
11	Cleveringa (2000) (C)	FALSO	-282,03	VERDADERO	61,27	VERDADERO	91,20	FALSO	-415,63
12	Hampson & Storms 2003 (B)	FALSO	-69,51	VERDADERO	42,33	VERDADERO	75,00	FALSO	-200,00
13	Hampson & Storms 2003 (C)	FALSO	-69,51	VERDADERO	42,33	VERDADERO	12,50	FALSO	-42,86
14	Hampson & Storms 2003 (D)	FALSO	-16,10	VERDADERO	42,34	VERDADERO	37,50	VERDADERO	60,00
15	Hampson & Storms 2003 (E)	FALSO	-121,05	VERDADERO	4,55	VERDADERO	33,33	VERDADERO	50,00
16	Smith et al. (1999) (B)	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C
17	Tamura et al. (2008)	FALSO	-56,81	N/C	N/C	VERDADERO	11,11	N/C	N/C
18	Hampson & Storms 2003 (F)	FALSO	-16,10	VERDADERO	42,34	VERDADERO	31,58	VERDADERO	30,77
19	Smith et al. 1999 (C)	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C	N/C
20	Lambiase et al. (2013)	VERDADERO	47,16	FALSO	-97,88	VERDADERO	46,22	VERDADERO	29,63

Tabla 3.1 E. Sistemas recopilados de la literatura para reconstrucción de clinoformas de *shoreface*. Relaciones de ancho de faja de facies en cada sistema recopilado. Us: *Upper shoreface*; Ls: *Lower shoreface*; Ot: *Offshore transition*.



#	Contribución	Gradiente (°)	Lugar	Configuración marina	Configuración Perfil marino	Ancho del segmento / Profundización	
						Ancho (km)	Profundización (m)
1	Algeo et al. (2008)	0,0014	LPS (Late Pennsylvanian mid-continent sea)	Mar epicontinental	Plataforma	50	1,2
						100	2,4
2	Algeo et al. (2008)	0,0025	Mar Báltico	Mar epicontinental	Plataforma	50	2,2
						100	4,4
3	Schieber (2015)	0,0050	Genérico	Mar epicontinental	N/C	50	4,4
						100	8,7
4	Plint et al. (2008)	0,0070	Canadá, Fm Kaskapau, Cretácico superior.	Mar interior	Rampa	50	6,1
						100	12,2
5	Plint et al. (2008)	0,0072	Canadá, Fm Kaskapau, Cretácico superior.	Mar epicontinental	Rampa	50	6,3
						100	12,6
6	Algeo et al. (2008)	0,0080	Bahía Hudson.	Mar epicontinental	N/C	50	7,0
						100	14,0
7	Hampson & Storms (2003)	0,0100	USA, Fm Book Cliffs, Cretácico Superior	Mar epicontinental	Plataforma	50	8,7
						100	17,5
8	Schieber (2015)	0,0110	genérico	Mar epicontinental	N/C	50	9,6
						100	19,2
9	Algeo et al. (2008)	0,0130	Golfo de Carpentaria.	Mar epicontinental	Plataforma	50	11,3
						100	22,7
10	Plint et al. (2008)	0,0146	Canadá, Fm Kaskapau, Cretácico superior.	Mar interior	Rampa	50	12,7
						100	25,5
11	Violante et al. (2014)	0,0170	Plataforma Argentina	Mar abierto	Plataforma	50	14,8
						100	29,7
12	Plint et al. (2008)	0,0267	Canadá, Fm Kaskapau, Cretácico superior.	Mar abierto	Rampa	50	23,3
						100	46,6

#	Contribución	Gradiente (°)	Lugar	Configuración marina	Configuración Perfil marino	Ancho del segmento / Profundización	
						Ancho (km)	Ancho (km)
13	Reis et al. (2013)	0,0552	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	48,1
						100	96,3
14	Reis et al. (2013)	0,0816	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	78,4
						100	142,5
15	Reis et al. (2013)	0,0878	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	76,6
						100	153,3
16	Reis et al. (2013)	0,0936	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	81,7
						100	326,9
17	Reis et al. (2013)	0,0954	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	91,6
						100	166,5
18	Reis et al. (2013)	0,1060	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	92,5
						100	185,1
19	Reis et al. (2013)	0,1160	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	101,3
						100	202,5
20	Reis et al. (2013)	0,1358	Río de Janeiro, Brasil	Mar abierto	Plataforma	50	118,5
						100	237,0
21	Arbitrario	0,2	Arbitrario	N/C	N/C	50	174,5
						100	349,1
22	Hampson & Storms. (2003)	0,3	USA, Fm. Blackhawk - Mb. Spring Canyon Member Cretácico Superior	Mar Interior	Plataforma	50	261,8
						100	523,6
23	Reijnenstein et al. (2014)	0,5	Formación Vaca Muerta, Jurásico superior, Neuquén, Argentina.	Mar epicontinental	¿Plataforma?	50	436,3
						100	872,7

Tabla 3.2. Sistemas recopilados de la literatura para reconstrucción del segmento distal de faja de facies de *offshore* clinofomas.

Algo similar ocurre con los depósitos de Planicie Costera (Cp) ya que en general es realmente complejo determinar su culminación superior para poder determinar su ancho, altura y gradiente reales. Para simplificar esta limitación se asumirá para los anchos de esta faja un ancho fijo y arbitrario de 1 km de extensión y 0,02° de gradiente, como también han asumido otros autores previamente; por ejemplo, Hampson y Storms (2003). Luego estos anchos serán usados para las reconstrucciones de los *topsets* de las clinofomas de *shoreface*. Por todo esto es que tampoco se diferenciará a los segmentos internos del *topset* (*topset* interior y exterior) a partir de la “cabeza de clinofoma” como se explicó en el Capítulo 2 (ver Capítulo 2).

Por otra parte, también es muy difícil establecer el ancho de la faja de facies de Off, debido a su gran extensión y variabilidad, sumado al hecho de que en numerosos trabajos generalmente se indica un ancho mínimo dado que no registra su culminación distal. Por definición los depósitos de Off son los sedimentos que se han acumulado luego del quiebre de pendiente que indica la base de los depósitos de *shoreface* (Clifton, 2000; Helland-Hansen et al., 2012) o del *foreset* de clinofomas de *shoreface* (Patruno et al., 2015a) (Figura 3.1). Por la gran extensión areal que esto involucra, para los sedimentos acumulados “costa afuera” es necesario tener algunas consideraciones particulares. Por ejemplo, si los depósitos de Off son todos los depósitos acumulados costa afuera, puede ser interesante pensar en qué hay en el afuera y eventualmente qué extensión tendría. Esta aclaración es necesaria porque revela que muchas veces se piensa en el ancho de los depósitos de Off cuando en realidad implícitamente se hace referencia al ancho de una porción distal de un sistema de acumulación y que tiene una configuración morfológica particular, que es subálcua y tiene un bajo gradiente depositacional que permite que allí se acumulen sedimentos que coincidan con estas delimitaciones (Helland-Hansen et al., 2012). Por ello, si con lo que se está trabajando es con el ancho de depósitos de Off y estos sedimentos se acumularon en una configuración marina particular, entonces esa configuración marina podría tener implicancias sobre el ancho, el gradiente y el relieve vertical de estos depósitos (Helland-Hansen y Hampson 2009). Es decir, si el ancho de Off que se está midiendo es en un sistema de *shoreface* composicionalmente carbonático y bajo una configuración morfológica de rampa homoclinal (es decir, sin quiebre de pendiente) es posible asociar el ancho de los depósitos de Off con valores tan extensos como decenas o incluso algunos cientos de kilómetros de ancho con un gradiente depositacional que suelen ser muy menores a 1° (Burchette y Wright 1992; Williams et al., 2011). Por el contrario, en una configuración de plataforma silicoclástica (con quiebre de pendiente) se asocia al ancho del Off a todos aquellos depósitos que se encuentran entre el quiebre de pendiente de la base del *shoreface* y otro quiebre fisiográfico, aún más distal y apreciable en el perfil de acumulación

marino, el quiebre de plataforma. A este quiebre de plataforma marina, en forma global y generalizada algunos autores para sistemas actuales lo asumen como a unos 80 km y unos 130 m de profundidad, y con gradientes tan sutiles como 0,05° (Helland-Hansen et al., 2012). Luego del quiebre de plataforma intraplataforma, suelen estar presentes y separados por los depósitos de talud de intraplataforma, los depósitos de Cuenca (o *Basin*) que involucran la porción que se ubica más allá del quiebre de plataforma y que también tiene un gradiente sumamente similar al del Off conformando el “*plateau*” submarino (Patrino y Helland Hansen, 2018) (Ver más detalles en Capítulo 2, Figura 2.2). Por todo lo dicho, para solventar el problema de qué ancho y bajo qué configuración se encuentra el *offshore* que se mide o utiliza para reconstruir la porción distal de una clinoforra *shoreface*, en esta tesis doctoral se seguirá la definición de plataforma de Porebsky y Steel (2003) quienes entienden que la morfología de la plataforma es una superficie horizontal o de bajo gradiente de extensión areal significativa localizada próxima al margen de una cuenca más profunda (*plataforma sedimentaria* en Helland-Hansen et al., 2012). Esto permitiría poder obtener anchos de plataformas de sistemas actuales en configuraciones de rampas o plataformas (hasta su quiebre de pendiente) de mares abiertos o interiores sin importar qué configuración tectónica tiene la cuenca sedimentaria y usar esos valores para reconstruir el segmento de offshore. Con este razonamiento se pudieron recopilar 23 anchos para reconstruir el Off (Tabla 3.2).

Por último, para el sistema de *shoreface* fósil a reconstruir en este trabajo se consideraron las reconstrucciones paleoambientales de 11 parasecuencias de las 17 identificadas para el Miembro Pilmatué (Schwarz et al., 2018) (Figura 3.8) (Tabla 3.5). Estas reconstrucciones se realizaron considerando el momento de máxima regresión dentro de la parasecuencia, justo antes de la profundización siguiente (es decir por debajo de la superficie transgresiva que la limita) y considerando que el ancho relevado y considerado sea perpendicular a la línea de costa una vez representado en planta (Figura 3.6C, 3.6D). Esta condición se cumple para la gran mayoría de las 11 parasecuencias a excepción de la PS 350 (Figura 3.8), motivo por el cual ésta no es considerada en el análisis. En este caso, utilizando las culminaciones inferiores y superiores existentes, se pudieron definir los anchos de fajas de facies de las asociaciones de facies de Ls y de Ot, y en algunos casos también de Off (Figura 3.8) (Tabla 3.5). Para las fajas de facies de Cu sólo se puede estimar un ancho mínimo ya que no se registra una culminación inferior. Esto ocurre en algunas ocasiones también para la faja de facies de offshore. Sin embargo, para reconstruir esta faja de facies se ha asumido a la conjunción de Off y Cu como una única faja de facies. El principal argumento para ello es la configuración morfológica del perfil de acumulación marino para el Miembro Pilmatué que consiste en una

## Reconstrucción de cliniformas de *shoreface*

rampa homoclinal de bajo gradiente y sin quiebre de pendiente (Spalletti et al., 2011). Entonces, si se desea reconstruir esta porción del sistema de acumulación, desde sus anchos de fajas de facies, se puede aplicar el mismo principio mencionado para la recopilación de fajas de facies de Off comentado anteriormente. Además, de las fajas de facies de Off y Cu del Miembro Pilmatué, no se miden gradientes o alturas, que bien podrían ser modificadas en función de si el ancho medido es real, mínimo o incluso aparente. Asimismo, en términos sedimentológicos solamente se han reportado sutiles diferencias granulométricas (Schwarz et al., 2018) dentro de un espectro de tamaños de grano esencialmente fino siempre sin haberse reconocido procesos sedimentarios que justifiquen un cambio abrupto en el gradiente depositacional entre el Off y Cu que sugiera al menos un incipiente quiebre de pendiente como podrían ser flujos turbidíticos o desmoronamientos. Por lo tanto, como resultado de la compilación de anchos de faja de facies del Miembro Pilmatué en área de estudio se obtuvieron un total de 26 valores discriminados de la siguiente manera: 7 valores de Ls, 8 de Ot y 11 del Off.

El ancho de la faja de facies del *Upper shoreface*, del Miembro Pilmatué, requiere una detenida consideración. Pues, si bien la facies está presente en varias parasecuencias y por lo tanto ayudan a definir la culminación superior de la faja de Ls (Figura 3.8), la ausencia de una culminación superior y pasaje a facies de planicie costera impiden delimitar su ancho. Más aún, el hecho de que la progradación asociada a una parasecuencia en casos extremos alcanza 12 a 15 km (Figura 3.8), podría dar la falsa sensación de que es ese el ancho que debería considerarse, pero claramente no lo es. Por lo tanto, para reconstruir el ancho de esta faja de facies se tomarán valores obtenidos de otros sistemas modernos y antiguos, como se comentara más atrás. Algo similar sucede con el ancho del *Foreshore* el cual, como se puede ver en la figura 3.1, cuenta con un ancho que es extremadamente angosto y en términos conceptuales del sistema de acumulación su culminación superior está prácticamente en la posición de la línea de costa aportando una batimetría no significativa en la reconstrucción del perfil depositacional marino. Además, para el Miembro Pilmatué su preservación en el registro se da en escenarios muy particulares y por lo tanto no será considerado en las reconstrucciones que en este trabajo se realizan.

### 3.3.2.2 Gradiente de faja de facies

Debido a los muy bajos gradientes que caracterizan las distintas porciones de estos sistemas de *shoreface* arenosos, la profundización a través de sus distintas faja de facies generalmente no puede ser obtenida mediante medición directas en afloramientos rocosos. En contadas excepciones los gradientes de algunas fajas (o dicho de otra manera la expresión geomorfológica de dicha faja) pudo ser estimado con mucha dificultad en afloramientos de

## Reconstrucción de clinoforras de *shoreface*

excelente continuidad y cuyas exposiciones eran perpendiculares a la paleopendiente del sistema de acumulación (p.ej. Hampson y Storms, 2003) (Figura 3.9A). Es decir que en la gran mayoría de los casos el gradiente de una faja de facies debe ser derivado de un sistema análogo moderno. En este trabajo, entonces, para poder analizar los gradientes de las fajas de facies de sistemas de *shoreface*, se compilaron de la literatura sistemas deposicionales actuales, pero también los escasos ejemplos de ambientes fósiles disponibles (Tabla 3.1). Para la compilación se tuvo en cuenta que fueran ejemplos de sistemas de *shoreface*, dominado por olas y tormentas, con un régimen de mareas micromareal (hasta mesomareal), composición mayormente silicoclástica, y cuyo tamaño de grano dominante en los sectores más someros fuese de arena fina (hasta mediana) (Tabla 3.1). Mediante este proceso de recopilación bibliográfica y filtrado por analogías fue posible generar una base de datos con 20 ejemplos de sistemas de *shoreface* (Tabla 3.1). De estos casos de la literatura se extrajeron 42 conjuntos de datos de fajas de facies que se combinan un ancho y un gradiente, a partir de los cuales también se deriva un incremento de profundidad (Figura 3.9B). En términos de asociaciones de facies, estos 42 conjuntos de datos se reparten de la siguiente manera: 20 de Us, 14 de Ls y 8 de Ot (Tabla 3.1) sumados al adicional de Cp, que se trata por separado pues solamente es un recurso para resolver la común ausencia de esta asociación de facies en los sistemas recopilados en la bibliografía.

Además, para poder reconstruir el sector más distal del sistema de *shoreface*, se recopilaron 23 ejemplos reales de gradientes de *offshore* de sistemas modernos y fósiles. En algunas ocasiones, el gradiente se derivó del ancho e información paleobatimétrica (Plint et al., 2008; Algeo et al., 2008) y en otros ya estaba explícitamente presentada a partir de información sísmica de alta resolución de sistemas fósiles (Reijnenstein et al., 2014) o en sistemas modernos donde también presentaban información batimétrica, textural y composicional (Reis et al., 2013; Violante et al., 2014). Sin embargo, al tener estos sectores una gran variabilidad no solo en términos de gradiente, sino en términos de ancho, una vez obtenidos los gradientes, se tabuló la información disponible (Tabla 3.2) para poder conocer el impacto batimétrico de un gradiente determinado, asumido como constante, a lo largo de distintos anchos posibles. Esto permite poder estandarizar la información disponible y reconstruir más expeditivamente la porción más distal del sistema de acumulación de *shoreface* para distintos escenarios de anchos y gradientes sustentados a partir de casos reales.

Toda esta información se combinó con los 26 datos de ancho de las fajas de facies medidas para las distintas parasecuencias del Miembro Pilmatué, lo que arroja un total de 92 datos de ancho de faja de facies (Figura 3.9B). Toda la información recolectada permite

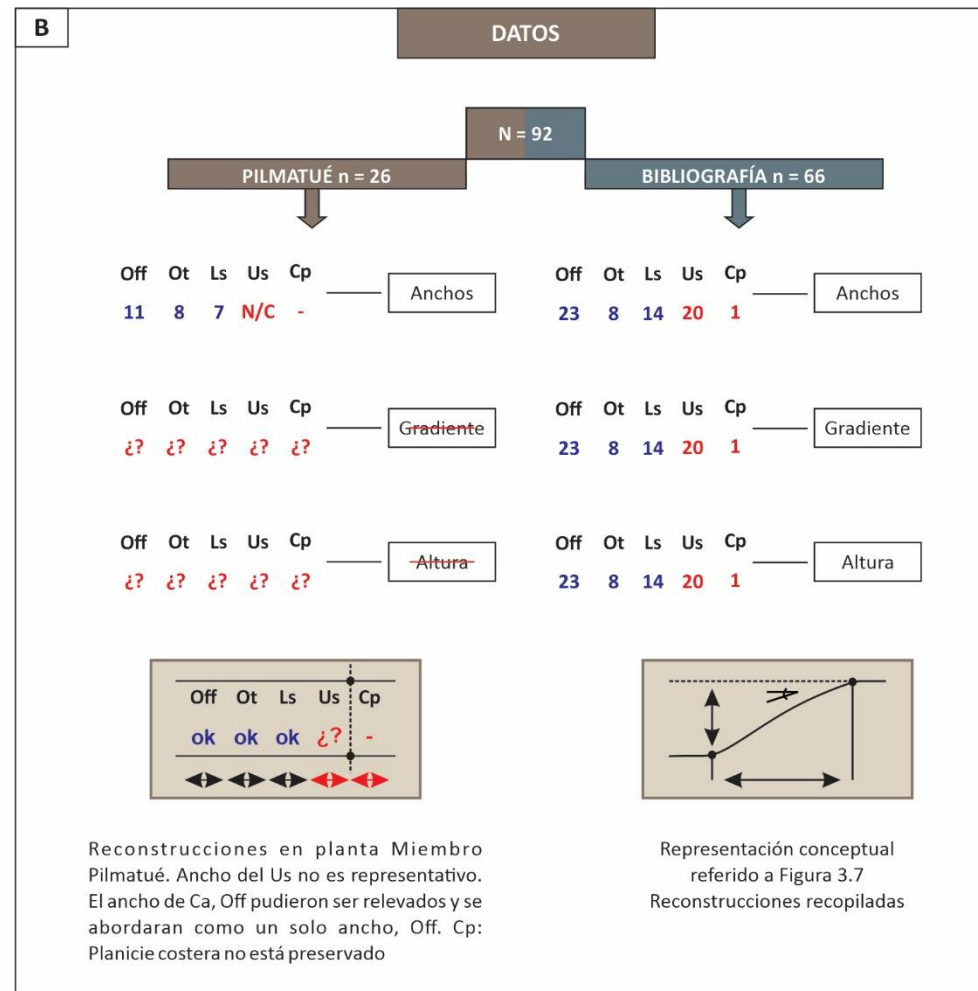
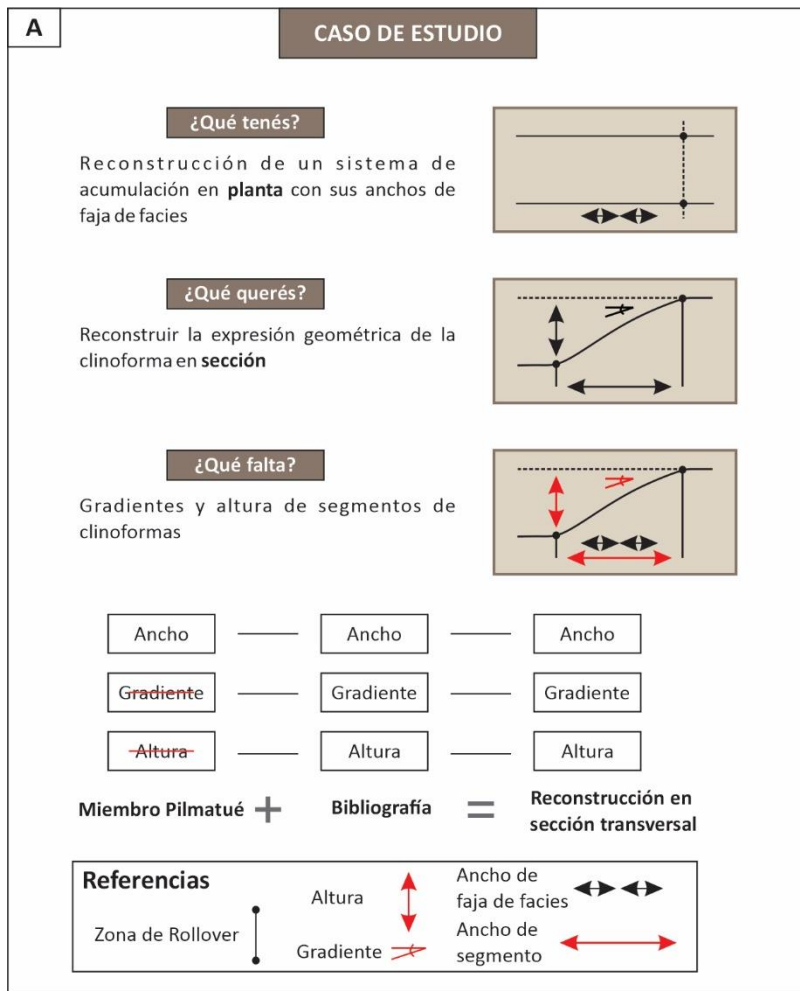


Figura 3.9. A) Flujo de preguntas disparadoras para la construcción del caso de estudio desarrollado en este capítulo. B) Representación conceptual del conjunto de datos obtenidos, a través de la recopilación bibliográfica, y a partir de reconstrucciones en planta del sistema de acumulación del Miembro Pilmatué. A su vez, estos se pueden visualizar con más detalle en las Figuras 3.7 y 3.8 y en las Tablas 3.1 y 3.5, respectivamente.

conformar una base de datos suficientemente robusta para aplicar reglas y tendencias para la reconstrucción de clinoforras de *shoreface* del Miembro Pilmatué, pero por sobre todo extraer reglas generales de relaciones entre atributos de fajas de facies en estos sistemas para su utilización de manera más general.

## 3.4. Resultados

### 3.4.1 Anchos, gradientes y relaciones para cada faja de facies

Los conjuntos de datos de *shoreface* obtenidos de la literatura se desglosan en 20 pares de datos de ancho-gradiente para la faja de facies de *Upper shoreface*, 14 para la faja del *Lower shoreface*, y 8 para la faja del *Offshore transition*. Los resultados de anchos, gradiente y relaciones entre ellos para cada faja se presentan a continuación.

De los 20 pares de anchos y gradientes de Us, catorce conjuntos corresponden a sistemas modernos y seis corresponden a sistemas antiguos (Tabla 3.1A). Las fajas de facies est n compuestas mayoritariamente por arena mediana a fina (Tabla 3.1C) y se destacan por ser los más angostos entre las distintas fajas consideradas (Figura 3.10A). El promedio de los anchos obtenidos es de 840 m, pudiendo ser tan angostos como 100 m de ancho, y en el 50% de los casos el ancho es menor a 700 m de extensión (Figura 3.10A, Tabla 3.3). Por su parte, los valores de gradientes obtenidos para la faja de facies de Us muestran que estos sectores con tamaño de grano más grueso tienen comúnmente los gradientes más altos llegando hasta los 2,5 , pero también cuenta con una gran variabilidad pudiendo llegar a tan solo 0,12  con un promedio de inclinación de 0,82  (Figura 3.10B, Tabla 3.4).

Los 20 pares de datos de fajas de facies de *Upper shoreface* fueron posteriormente analizados en busca de relaciones que vinculen sus anchos y gradientes, con el objetivo de usar esas observaciones para aportar predictibilidad en la reconstrucción de clinoforras de *shoreface* en el Miembro Pilmatué. La expresión de la curva con mejor ajuste observado ( $R^2 = 0,67$ ) dada por  $y = 0,4199x^{-0,835}$  muestra una relación inversa entre los gradientes y el ancho de este subsegmento (Figura 3.11A). Esa curva compuesta de dos componentes (en la componente y gradientes, en la componente x anchos) también muestra conspicuos cambios de pendiente de la función potencial. En estos términos, la componente y muestra que la pendiente es fuertemente negativa hasta valores cercanos a 0,5 -0,7 , valores a partir de los cuales esta componente comienza a ser prácticamente constante haciendo que la función se torne paralela al eje x luego de esta zona de inflexión. Esto sugeriría que hay un rango de anchos de fajas de



<b>PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE ANCHOS DE FAJA DE FACIES RECOPIRADOS</b>			
<b>Parámetros estadísticos</b>	<b>UPPER SHOREFACE</b>	<b>LOWER SHOREFACE</b>	<b>OFFSHORE TRANSITION</b>
<b>N</b>	20	14	8
<b>Media (km)</b>	0,84	1,59	0,84
<b>Máximo (km)</b>	2,76	4,95	2,11
<b>Mínimo (km)</b>	0,10	0,05	0,10
<b>Desvío estándar (km)</b>	0,66	1,33	0,80
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	0,37	0,45	0,16
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	0,71	1,29	0,72
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	1,05	2,16	1,70

Tabla 3.3. Parámetros estadísticos básicos de anchos fajas de facies de sistemas de *shoreface* recopilados de la literatura para reconstrucción de clinofomas.

<b>PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE GRADIENTES DE FAJA DE FACIES RECOPIRADOS</b>			
<b>Parámetros estadísticos</b>	<b>UPPER SHOREFACE</b>	<b>LOWER SHOREFACE</b>	<b>OFFSHORE TRANSITION</b>
<b>N</b>	20	14	8
<b>Media (°)</b>	0,82	0,49	0,54
<b>Máximo (°)</b>	2,51	1,35	1,00
<b>Mínimo (°)</b>	0,12	0,06	0,02
<b>Desvío estándar (°)</b>	0,65	0,48	0,38
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	0,28	0,10	0,23
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	0,71	0,30	0,47
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	0,98	0,83	0,94

Tabla 3.4. Parámetros estadísticos básicos de gradientes de fajas de facies de sistemas de *shoreface* recopilados de la literatura para reconstrucción de clinofomas.

ANCHOS DE FAJA DE FACIES DE MIEMBRO PILMATUÉ							
#	PS	<i>Lower shoreface</i>	<i>Offshore transition</i>	<i>Offshore</i>	Ancho total preservado	AFF: Ls > Ot	expresado en %
1	PS 240	N/C	N/C	20,0	20,0	N/C	N/C
2	PS 250	2,0	2,5	14,5	19,0	FALSO	-25,00
3	PS 260	N/C	4,0	20,0	24,0	N/C	N/C
4	PS 270	N/C	N/C	19,0	19,0	N/C	N/C
5	PS 280	N/C	N/C	19,0	19,0	N/C	N/C
6	PS 290	2,0	3,0	15,5	20,5	FALSO	-50,00
7	PS 300	2,0	3,0	3,0	8,0	FALSO	-50,00
8	PS 360	1,5	3,5	15,0	20,0	FALSO	-133,33
9	PS 380	2,0	4,0	14,0	20,0	FALSO	-100,00
10	PS 400	2,0	3,0	6,0	11,0	FALSO	-50,00
11	PS 500	2,5	3,0	6,0	11,5	FALSO	-20,00
<b>N</b>		7	8	11	11		
<b>Media (km)</b>		2,0	3,3	13,8	17,5		
<b>Máximo (km)</b>		2,5	4,0	20,0	24,0		
<b>Mínimo (km)</b>		1,5	2,5	3,0	8,0		
<b>Desvío estándar (km)</b>		0,3	0,5	6,1	5,0		
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>		2,0	3,0	6,0	11,5		
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>		2,0	3,0	15,0	19,0		
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>		2,0	3,9	19,0	20,0		

Tabla 3.5. Parámetros estadísticos básicos de sistema de *shoreface* del Miembro Pilmatué (Hauteriviano Temprano) y principales relaciones de ancho de faja de facies para la reconstrucción de clinofomas. AFF: Ancho de faja de facies; Ls: *Lower shoreface*; Ot: *Offshore transition*.

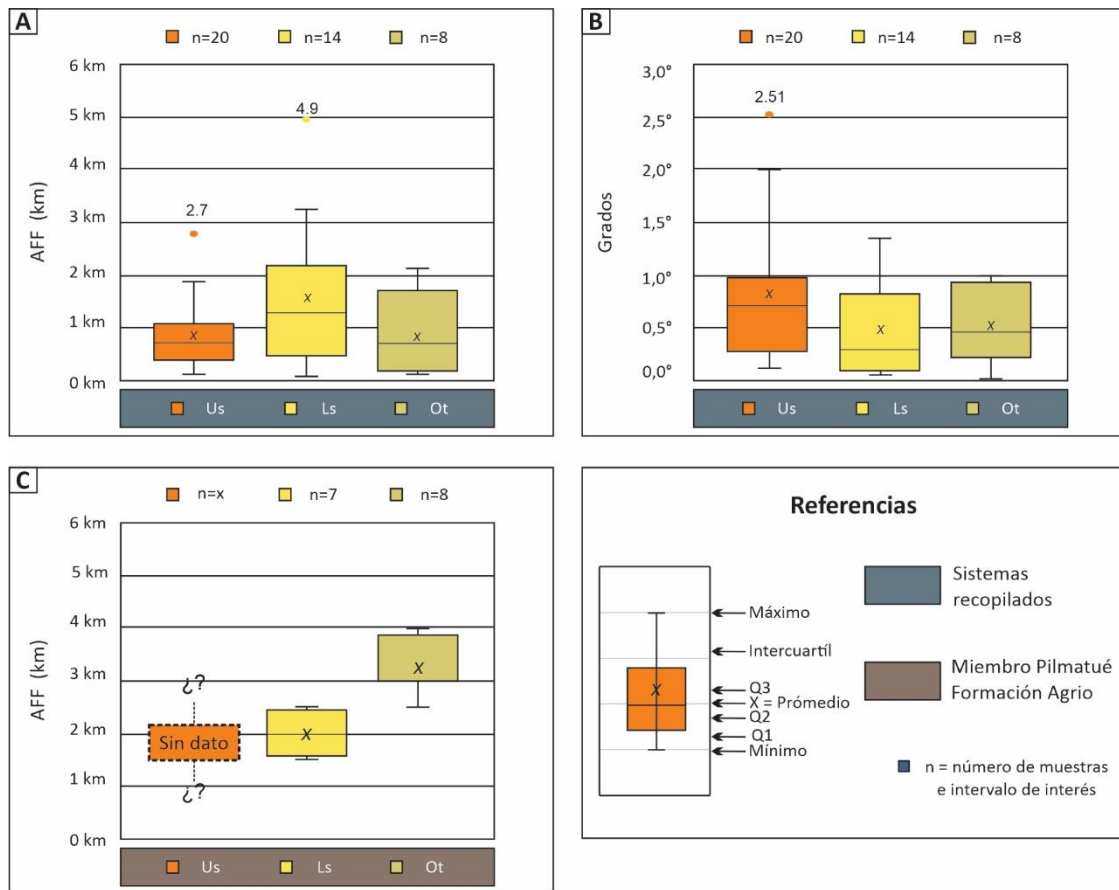


Figura 3.10. Representación gráfica de anchos de faja de facies (A) y gradientes (B) de sistemas de acumulación de *shoreface* recopilados. C) Anchos de fajas de facies del sistema de *shoreface* del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Notar la ausencia de gradientes recopilados para este ejemplo.

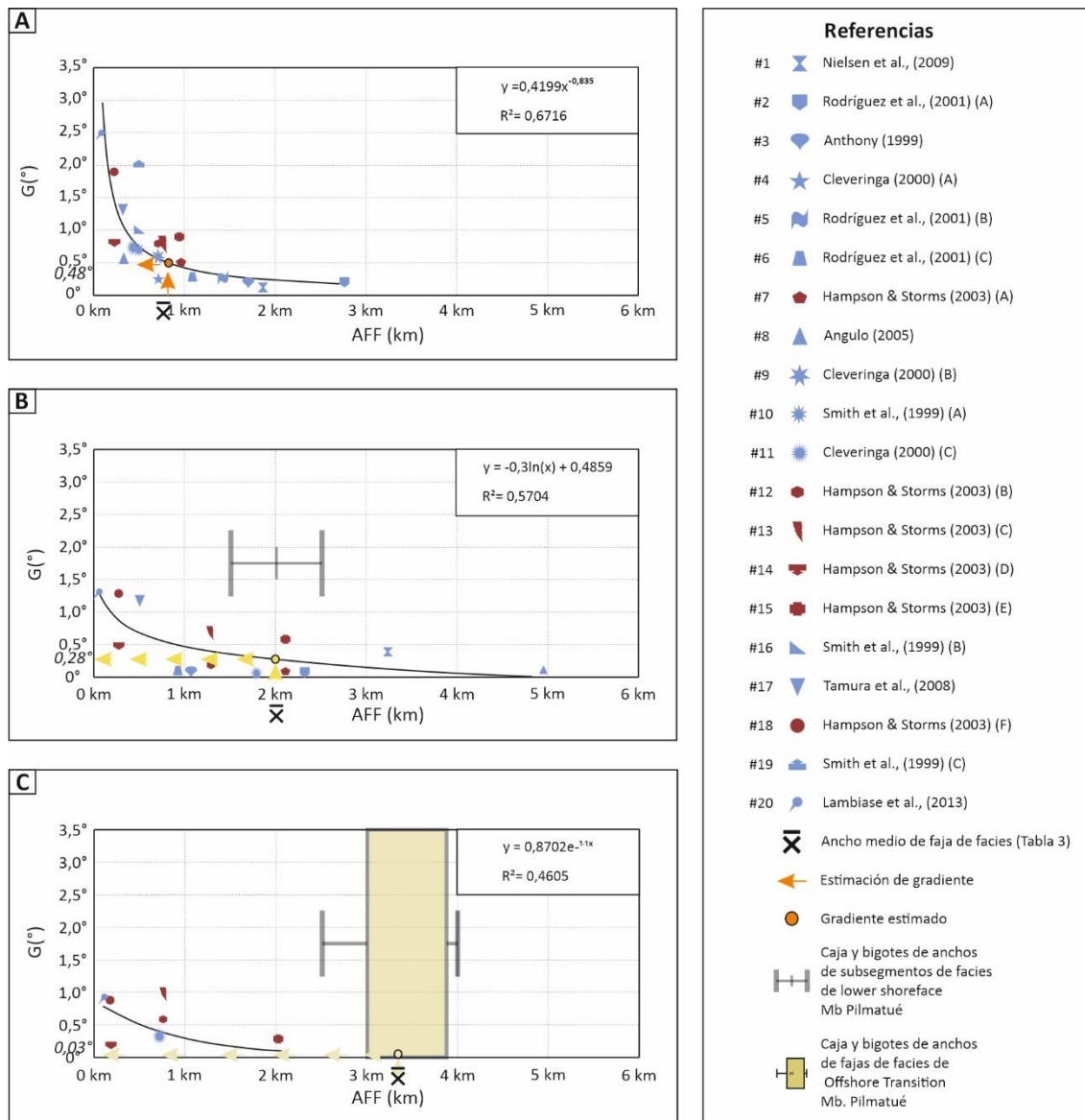


Figura 3.11. Gráficos de curvas de tendencia para identificar relaciones de los atributos de ancho (eje x, en km) y gradiente (eje y en grados) en distintas fajas de facies en base a los sistemas recopilados de la literatura. Los gráficos de caja y bigotes superpuestos corresponden a la variación de ancho de faja de facies del Miembro Pilmatué. Son utilizados para contrastar e identificar el rango espacial de los anchos de faja de facies en cada subambiente del Miembro Pilmatué y los sistemas recopilados de la literatura. A) *Upper shoreface*. B) *Lower shoreface*. C). *Offshore transition*. Notar la ausencia del gráfico de caja y bigotes en la faja de facies de Us.

## Reconstrucción de clinoforras de *shoreface*

facies de entre 0,5-0,8 km a partir de los cuales un aumento de ancho no se traduciría necesariamente en un descenso del gradiente depositacional. Dicho de otro modo, variaciones tan sutiles de gradiente del orden de las décimas de grado podrían corresponderse con variaciones de anchos sustanciales de hasta algunos kilómetros de ancho.

Por su parte, de los 14 pares de datos compilados para la faja de facies de *Lower shoreface*, 8 corresponden a sistemas modernos y 6 a sistemas antiguos (Tabla 3.1A). Esta faja de facies está compuesta generalmente por un material de menor granulometría que la del Us, dominando la arena fina a muy fina (Tabla 3.1C). Los anchos del Ls pueden variar entre 5 y 0,05 km siendo la faja de facies que más variabilidad muestra dentro del set de datos compilados (Tabla 3.3). No obstante, su valor promedio de 1,5 km de ancho está muy cerca de representar al 60% de los anchos relevados (Figura 3.10A). En cuanto a los gradientes, las faja de Ls suelen mostrar una reducción sustancial de la inclinación respecto del Us, al menos cuando se comparan los promedios, 0,49° vs. 0,82°, respectivamente (Tabla 3.4). Sin embargo, al igual que en el caso del ancho, la faja de facies de Ls muestra una gran variabilidad pudiendo tener gradientes tan suaves como 0,06° o tan empinados como 1,35°. En cualquier caso, los datos también sugieren que hay un marcado descenso del gradiente a medida que el tamaño de grano dominante disminuye (Figura 3.10B; Tabla 3.4).

A diferencia de cómo se relacionan los anchos y gradientes en el Us, la expresión de la función que describe esa relación para el Ls es distinta ( $y = -0,3 \ln(x) + 0,4859$ ) y tiene un ajuste levemente menor de  $R^2 = 0,5704$  (Figura 3.11B). Esta faja de Ls, además de poseer ejemplos con mayores anchos, también muestra valores menores de gradiente, lo que conforma igualmente una relación inversa entre gradientes y anchos de faja de facies. No obstante, esta relación tiene una pendiente de la recta tangente a la función que es mucho más suave que en el Us. En ese sentido, la componente  $y$  tiene una pendiente negativa pero menor que la misma componente respecto del Us. Esto podría ser producto de la menor variabilidad de los datos en esta componente (desvío más bajo) (Tabla 3.4). No obstante, también se aprecia una zona próxima a valores de anchos de 1 km de extensión más allá del cual los gradientes prácticamente no superan los 0,5° mientras los valores de ancho podrían llegar a 5 km de extensión (Figura 3.11B).

Para la faja de facies de *Offshore transition*, donde los depósitos comienzan a tener cierta participación de capas y láminas de fangos y la arena no suele ser mayor a arena muy fina (Schwarz et al., 2018), es más difícil de contar con información de sistemas actuales debido a su mayor distancia a la costa (Tabla 3.1C). Así, para esta recopilación se cuenta con ocho (8) pares de datos, 6 de sistemas fósiles y 2 de sistemas modernos (Tabla 3.1A). Llamativamente, los

anchos de esta faja son más angostos que el subsegmento anterior. Por ejemplo, si se comparan los promedios de los anchos de Ot vs. Ls se puede ver que el primero tiene prácticamente la mitad de ancho que el segundo y además los rangos de valores máximos y mínimos son muy distintos (Figura 3.10A; Tabla 3.3). Por otra parte, los gradientes registrados para esta faja de facies muestran valores muy dispares que varían desde 1,0° hasta 0,02° (Figura 3.10B; Tabla 3.4). Esta diferencia de hasta dos órdenes de magnitud puede tener un gran impacto en la reconstrucción del perfil de acumulación marino considerando que el valor promedio obtenido para el gradiente de Ot (0,54°) es superior al de la faja arenosa del Ls (0,49°) (Tabla 3.4). En términos de relaciones de anchos con sus respectivos gradientes esta faja muestra una expresión potencial ( $y = 0,8702e^{-1,1x}$ ) que también cumple con la relación inversa entre anchos y gradientes como las anteriores, aunque con menos ajuste que aquellas  $R^2 = 0,4605$  (Figura 3.11C).

Para el ejemplo fósil del Miembro Pilmatué, los anchos de fajas de facies obtenidos contabilizaron 7 valores de Ls, 8 de Ot y 11 del Off (Figura 3.10C). Para la faja de Ls se destaca una muy baja variabilidad en los anchos registrados respecto de una media de 2 km de ancho con un desvío standard de tan solo 0,3 km (Figura 3.10C, Tabla 3.5). Por su parte, el ancho de la faja de Ot muestra una variabilidad levemente mayor con un valor máximo de 4,0 km, un mínimo de 2,5 km, promedio de 3,3 km y un desvío standard de tan solo 0,5 km de ancho. Estos contrastan llamativamente con los anchos recopilados para el mismo sector en los sistemas recopilados de la literatura, sobre todo en su valor de ancho promedio (0,84 km) (Figura 3.10C, Tabla 3.3).

Por su parte, las fajas de *Offshore* del Miembro Pilmatué muestran valores de ancho más confiables en las parasecuencias más antiguas, ya que se registra la culminación inferior (Figura 3.8). Sin embargo, tratadas en conjunto con las facies de Cu cobra interés el registro de valores de Off y Cu tan extensos como 20 km y tan angostos como 3 km. Visto y considerando que más del 50% de los anchos son iguales o mayores a los 15 km de extensión.

### 3.4.2 Ancho, gradiente y relaciones entre fajas de facies sucesivas

Con el objetivo de aportar predictibilidad a las reconstrucciones en sets de datos con menor información litológica y que a su vez honren la variabilidad de los sistemas aquí analizados, se analizaron también las relaciones de anchos entre fajas de facies consecutivas. En ese sentido las observaciones del set de datos recopilados de la literatura (Figura 3.7, Tabla 3.1E) muestran un registro de catorce (14) sistemas deposicionales a los cuales se les pudo medir el ancho de las fajas de Us y de su adyacente Ls. Así, se puede observar que en 10 de los 14 casos

observados el subsegmento de Us es más angosto que el Ls. De estos 10 casos, en 8 ejemplos el Us es al menos un 55% más angosto que su Ls adyacente.

Por su parte, las relaciones entre los anchos de fajas sucesivas de Ls y Ot se pudieron obtener de ocho (8) ejemplos de la literatura. En estos ejemplos el Ls muestra ser más ancho que el Ot en 7 de los 8 casos registrados, incluso en 5 de esos 7 casos es al menos un 40% más ancho (Tabla 3.1E). En cambio, si se realiza el mismo tipo de análisis en el conjunto de datos obtenidos para el ejemplo del Miembro Pilmatué esta relación resulta ser opuesta ya que en todos los casos registrados el Ot es más ancho que el Ls (Tabla 3.5, Figura 3.8). De hecho, en el 70% (5 de 7) de esos anchos analizados el Ot es al menos un 50% más ancho que el Ls. En el 30% restante el Ot sigue siendo más ancho, pero solo en un 25% (Tabla 3.5).

De la misma manera que para los anchos también se buscaron relaciones entre los gradientes de sucesivas fajas de facies obtenidos de la literatura. De las 14 transiciones entre fajas de Us y Ls consecutivas se puede observar que el gradiente del Us es mayor que el del Ls en 13 de ellos. Con más detalle, en 7 de esos 13 casos es al menos un 50% mayor e incluso en 11 de esos 13 casos el gradiente de Us es al menos un 30% mayor que el de Ls (Tabla 3.1E). Utilizando el mismo enfoque para las 8 transiciones entre fajas de Ls y Ot puede apreciarse que el gradiente del primero es mayor que el de Ot en 5 de los 8 casos; incluso en 4 de esos 5 casos es al menos un 30% mayor (Tabla 3.1E).

## 3.5. Estrategias de reconstrucción a escala de fajas de facies

### 3.5.1 Introducción

Dado que es posible que un sistema de acumulación de *shoreface* tenga para la parte proximal una fuerte variabilidad de sus anchos de fajas de facies tanto en el espacio como en el tiempo (Rodríguez et al., 2001; Schwarz et al., 2018), se puede esperar un amplio espectro de diferentes expresiones geométricas de clinofomas de *shoreface* (Patruno et al., 2015a). Por lo tanto, en este trabajo se considera oportuno no intentar generar “un modelo único”, sino más bien plantear distintas estrategias de reconstrucción de las fajas de facies y los segmentos de la clinofoma que ellas integran, para poder conocer el espectro de expresiones geométricas posibles de este tipo de clinofomas en un marco más amplio de clinofomas de línea de costa. Así, con toda la información recabada y analizada se generaron tres distintas estrategias de reconstrucción para las fajas de facies del sistema de *shoreface* dominado por olas de buen tiempo y tormenta que se presentan a continuación.

Mecanismo de reconstrucción		Subsegmentos			Inicio Off			
Descripción	Variables	Us	Ls	Ot				
A Promedios →	Anchos	0,84 km	$\bar{X}$	2 km	$\bar{X}$	3,3 km	$\bar{X}$	6,1 km
	Primer paso							
	Gradientes	0,82°	$\bar{X}$	0,49°	$\bar{X}$	0,54°	$\bar{X}$	1,85°
	Segundo paso							
	Altura	-12,1 m	Tg	-17 m	Tg	-30,9 m	Tg	60 m
	Tercer paso							
Us Ls Ot		← 0,82°		0,49°		0,54°		
Profundización %	Profundización	20,2 %		28,3 %		51,5 %		
	Profundización acumulada	20,2 %		48,5 %		100 %		
Gradiente %	Gradiente	44,6 %		26,3 %		29,1 %		
	Gradiente acumulado	44,6 %		70,9 %		100 %		
B Conjuntos →	Anchos	0,84 km	$\bar{X}$	2 km	f	3 km	f	5,8 km
	Primer paso							
	Gradientes	0,48°	$G^+$	0,28°	$G^+$	0,03°	$G^+$	0,79°
	Segundo paso							
	Altura	-7,1 m	Tg	-9,7 m	Tg	-1,6 m	Tg	18,4 m
	Tercer paso							
Us Ls Ot		← 0,48°		0,28°		0,03°		
Profundización %	Profundización	38,5 %		52,4 %		9,1 %		
	Profundización acumulada	38,5 %		90,9 %		100 %		
Gradiente %	Gradiente	60,9 %		35 %		4 %		
	Gradiente acumulado	60,9 %		96 %		100 %		
C Subconjuntos →	Anchos	1,28 km	$\bar{X}$	2 km	f	1,6 km	$\bar{X}$	4,9 km
	Primer paso							
	Gradientes	0,58°	$G^+$	0,21°	$G^+$	0,22°	$G^+$	1,01°
	Segundo paso							
	Altura	-13,1 m	Tg	-7,1 m	Tg	-6 m	Tg	26,2 m
	Tercer paso							
Us Ls Ot		← 0,58°		0,21°		0,22°		
Profundización %	Profundización	49,7 %		27,3 %		23 %		
	Profundización acumulada	49,7 %		77 %		100 %		
Gradiente %	Gradiente	58 %		20,5 %		21,5 %		
	Gradiente acumulado	58 %		78,5 %		100 %		

	<b>Referencias</b> Extrapolación de gradientes a partir de valores de anchos. A partir de curva de tendencia en gráfico gradientes vs. anchos. Basado en metadatos. Sin considerar el rango de anchos presentes en Mb. Pilmatué como un factor de ajuste (Figura 3.11)	$\bar{X}$ Promedio Mb Pilmatué f Subsegmento más frecuente Tg Estimación por trigonometría $\bar{X}$ Promedio de metadato

Figura 3.12. Estrategias de reconstrucción de clinofomas de *shoreface*. A) Estrategia de promedio. B) Estrategia de conjuntos. C) Estrategia de subconjuntos. Us: *Upper shoreface*; Ls: *Lower shoreface*; Ot: *Offshore transition*.



## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

La primera de estas estrategias de reconstrucción pretende ser un caso base a partir de valores promedios de los anchos de fajas obtenidos del ejemplo analizado del Miembro Pilmatué (Figura 3.8. Tabla 3.5), combinados con los promedios de los gradientes recopilados de la bibliografía (Figura 3.7. Tabla 3.1) de modo tal que toda esa variabilidad esté ponderada (Figura 3.12A y 3.8). La primera reconstrucción resultó en un gradiente acumulado a través de las fajas de facies de Us, Ls y Ot de  $1,85^\circ$ . De esta manera se puede contar con una primera reconstrucción de las sucesivas fajas de facies de una clinofoma como punto de partida para contrastar con otras que se confeccionen bajo lineamientos más directos. Por su parte, la segunda estrategia se construyó a partir de considerar un ancho específico de faja de facies, obtenido a partir de información de afloramiento y estimando un su gradiente a partir de las relaciones de ancho y gradiente esperado del conjunto de datos recopilados obteniendo un gradiente acumulado a través de las fajas de facies de Us, Ls y Ot de  $0,79^\circ$  (Figuras 3.12B). Finalmente, la tercer estrategia está planteada para un escenario en el cual haya una dificultad todavía mayor en la cual solamente se cuente con una faja de facies de la clinofoma de *shoreface* que se quiere reconstruir y por su similitud con un sistema recopilado, se vaya reconstruyendo el resto de la clinofoma. Así se pueden ir acotando anchos y gradientes necesarios para la reconstrucción de la clinofoma resultando en un gradiente acumulado a través de las fajas de facies de Us, Ls, y Ot, de  $1,01^\circ$  (Figura 3.12).

En todas las estrategias de reconstrucción hay una necesidad subyacente que es la de lograr reconstruir la expresión geométrica de una faja de facies sin contar con todos los atributos posibles que ésta puede tener (ancho, gradiente o alto), pero sabiendo de su existencia por las variaciones verticales o laterales de facies tanto en afloramiento como subsuelo (Figura 3.5 y 3.9). Esto ocurre por ejemplo con la faja de facies de Us del Miembro Pilmatué cuyo ancho no pudo ser medido por la ausencia de pasaje lateral a depósitos de planicie costera. Este hecho limita fuertemente la abundancia de datos disponibles que se han podido relevar para hacer la reconstrucción de toda la clinofoma. Así mismo, esto también genera la necesidad y oportunidad de testear distintos caminos para llegar a reconstrucciones ya no a partir de dos variables (p.ej. anchos y gradientes) y luego estimando la tercera (alto), sino a partir de una variable (anchos) poder estimar otra (gradientes) y, por último, sí estimar la restante. Esto es lo que en última instancia permite reconstruir la expresión geométrica del *foreset* de la clinofoma de *shoreface* para su posterior caracterización y análisis (Figura 3.8 y 3.12).

Finalmente, el ancho de faja de facies de Off será tratado al finalizar la elaboración de las presentes estrategias para el sector proximal del sistema de *shoreface* pues este sector aporta poco, en términos de reconstrucción de las clinofomas. Sin embargo, es sustancial a la

Reconstrucción de clinoforras de *shoreface*

hora de reconstruir el perfil depositacional marino, y comprender acabadamente la configuración del Mar Neuquino.

### 3.5.2 Reconstrucción utilizando los valores promedios

Para esta primera estrategia de reconstrucción enfocada en el *foreset* de clinoforras de *shoreface* se definieron los anchos de fajas de facies a utilizar y luego se determinaron los gradientes correspondientes para cada una de ellas. Por último, se estimó la altura de cada faja (Figura 3.12A). Para la faja de Us se utilizaron los valores promedios obtenidos del set de datos recopilados de la bibliografía, es decir un ancho promedio de 0,84 km y un gradiente promedio de 0,82° (Tablas 3.3 y 3.4). Por su parte para caracterizar las fajas de facies de Ls y Ot se utilizaron los valores de anchos promedios obtenidos del conjunto de datos del Miembro Pilmatué (2 km y 3,3 km, respectivamente, Tabla 3.5) y los valores promedio de gradientes obtenidos del set de datos recopilados, es decir 0,49° y 0,54°, respectivamente (Tabla 3.4). La reconstrucción con esta estrategia logra un perfil depositacional de 6,1 km de extensión.

Mediante la combinación de estos dos atributos (anchos y gradientes) es posible luego calcular la profundización a lo largo de cada faja de facies mediante trigonometría. Así, la altura de cada subsegmento resultó en valores de 12,1 m para el Us, 17,0 m para el Ls y 30,9 m para el Ot (Figuras 3.12A y 3.13A). Es decir que a lo largo de la extensión considerada (6,1 km) se habría producido una profundización de 60 m desde la línea de costa, y esa sería aproximadamente la paleopropfundidad del sector más proximal de la faja de *Offshore*. Ahora bien, considerando las fajas en términos de ambientes de acumulación, la profundización acumulada en el *shoreface* (es decir subambientes de Us y Ls) estaría en el orden del 50% y el otro 50% estaría generado en la faja de *Offshore transition* (Figuras 3.12A y 3.13A).

### 3.5.3 Reconstrucción utilizando gradientes derivados de los conjuntos de datos

Para esta segunda estrategia enfocada en la reconstrucción del *foreset* de clinoforras de *shoreface* se intentó darle más peso, al menos en términos metodológicos, a los datos directos que son los que en términos estrictos se han podido medir, en este caso en el Miembro Pilmatué. Por ello, en este caso no se utilizó la media para elegir un ancho sino el intervalo más frecuente. Ello no solo asegura que se use un valor relevado, en este caso a partir de mediciones de afloramiento, sino que tenga un aceptable grado de representatividad.

Para el Ls, por ejemplo, se usó el intervalo de ancho más frecuente que es de 2 km y que se repite en 5 de los 7 casos relevados. Lo mismo es aplicable al Ot cuyo ancho más frecuente son 3 km el cual se repite en 4 de los 8 casos registrados (Tabla 3.5). El ancho del Us permaneció

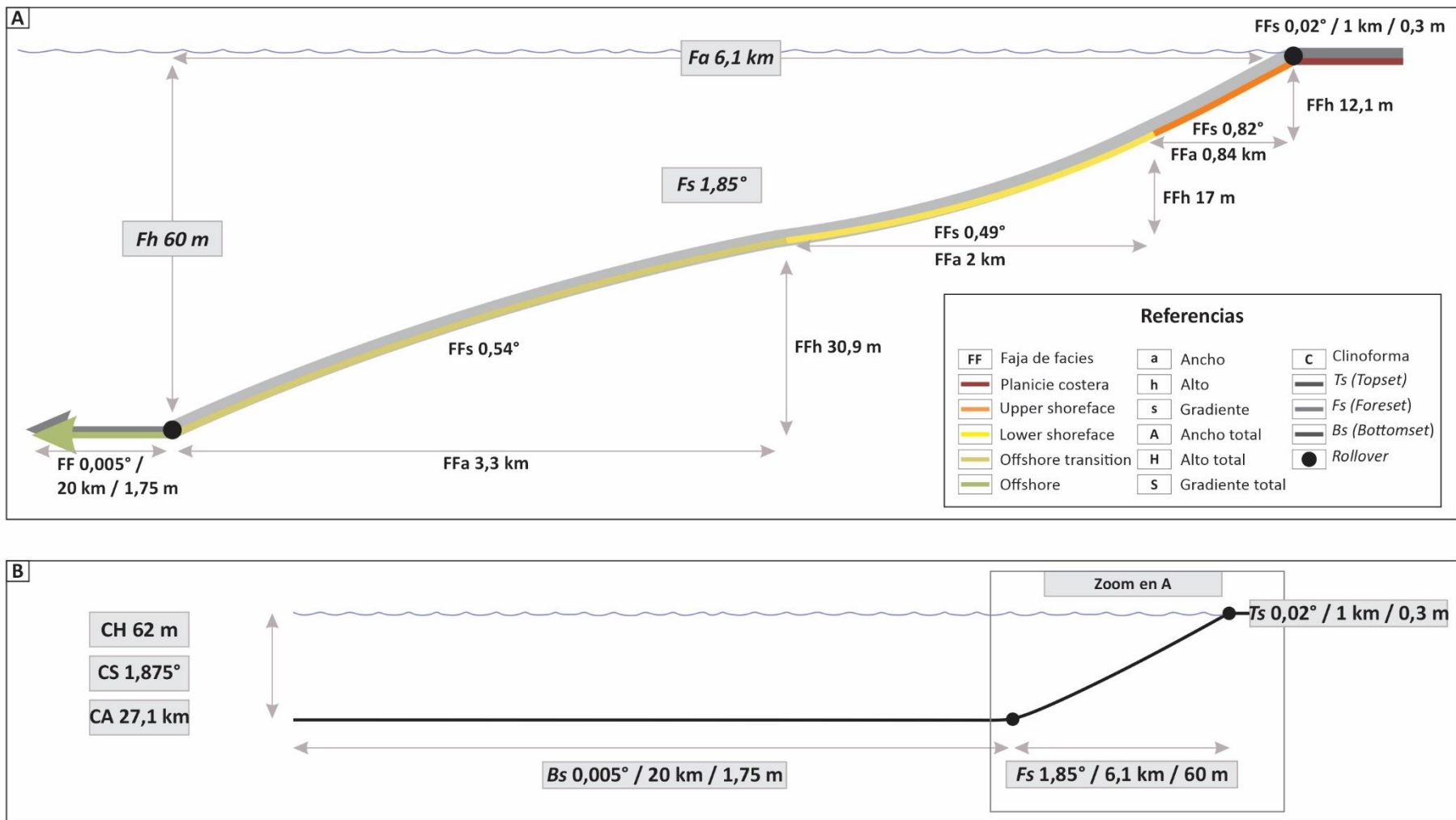


Figura 3.13. A) Reconstrucción de fajas de facies de cliniformas de *shoreface* mediante estrategia de reconstrucción por promedios (Figura 3.12A). B) La metodología de reconstrucción permite una caracterización facial de cada segmento de las cliniformas.

## Reconstrucción de clinoforras de *shoreface*

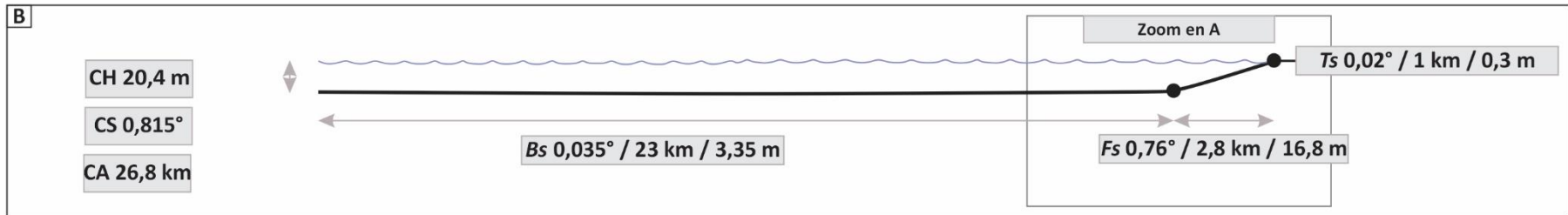
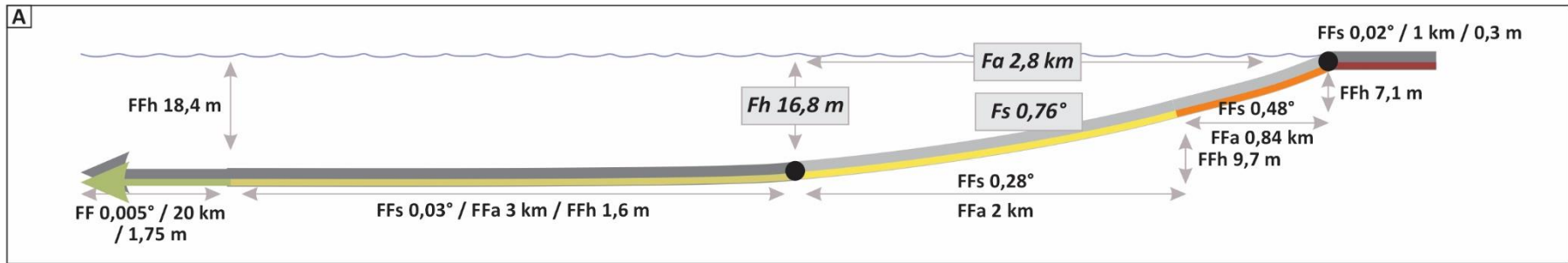
con igual valor que en la primera estrategia (0,84 km) ya que como se indicara con anterioridad no pudo ser derivado de los datos de afloramientos.

La novedad más importante en esta estrategia es que los gradientes seleccionados para cada faja de facies no surgen de los valores promedios, máximos, o mínimos calculados para todo el conjunto de datos (Tabla 3.3, 3.4), sino que se obtuvieron calculándolos a partir de la expresión matemática de cada una de las curvas que representan la relación ancho-gradiente (Figura 3.11). Así, para el Us el gradiente calculado es  $0,48^\circ$ , el gradiente para Ls es  $0,28^\circ$  y el gradiente para la faja de Ot es  $0,03^\circ$  (Figura 3.12B). Con estos valores de anchos y gradientes para cada faja, la profundización calculada es de 7,1 m para el Us, 9,7 m para el Ls y solo 1,6 m para el Ot (Figura 3.12B). Es decir que para la extensión total de los anchos de faja reconstruidos (5,8 km), la profundización acumulada hasta el límite entre la faja de *Offshore transition* y *Offshore* sería de tan solo 18,4 m.

En términos comparativos, se observan conspicuas diferencias cuando se contrastan los valores de gradiente para cada faja de facies obtenidos mediante el promedio aritmético en la estrategia anterior con la presente estrategia (Fig. 3.12A). Los gradientes del Us y Ls reducen su valor a prácticamente la mitad que en el escenario anterior ( $0,82^\circ$  vs.  $0,48^\circ$  y  $0,49^\circ$  vs.  $0,28^\circ$  respectivamente) debido a que en esta segunda estrategia de reconstrucción el gradiente se obtiene a partir de estimar el gradiente esperado para un determinado valor de AFF (Figura 3.11). Mayor es la diferencia del gradiente de la faja de Ot, cuyo valor se reduce en un orden de magnitud respecto del otro escenario ( $0,54^\circ$  vs.  $0,03^\circ$ ). Como es de esperar, estos valores más suaves de gradientes producen un incremento de profundidad mucho menor para cada faja que en la estrategia anterior. En el caso de los segmentos de Us y Ls representan alrededor de la mitad de los obtenidos para la reconstrucción anterior (12,1 a 7,1 m en Us y de 17,0 a 9,7 m en Ls). Esta situación llega al extremo en la faja de Ot que pasa de producir un incremento de 30,9 m en el escenario anterior a generar solo 1,6 m de profundización en este segundo escenario (comparar Figura 3.13A y 3.14A). En forma adicional, estas variaciones en las relaciones de gradientes entre fajas de facies consecutivas impactan claramente en la contribución de cada segmento en la profundización acumulada. Así, en este escenario casi el 90,9% de la profundización total se produce en el segmento de *shoreface* (Us y Ls), y solo el 9% restante en el segmento representado por la faja de *Offshore transition* (Figura 3.12B).

### 3.5.4 Reconstrucción utilizando subconjunto de datos

En esta tercera modalidad de reconstrucción enfocada en el *foreset* de clinoforras de *shoreface* directamente se evalúa un escenario en el que solamente esté disponible el ancho de



Referencias					
<b>FF</b>	Faja de facies	<b>a</b>	Ancho	<b>C</b>	Clinoforma
	Planicie costera	<b>h</b>	Alto		<i>Ts</i> (Topset)
	Upper shoreface	<b>s</b>	Gradiente		<i>Fs</i> (Foreset)
	Lower shoreface	<b>A</b>	Ancho total		<i>Bs</i> (Bottomset)
	Offshore transition	<b>H</b>	Alto total		Rollover
	Offshore	<b>S</b>	Gradiente total		

Figura 3.14. A) Reconstrucción de fajas de facies de clinoformas de *shoreface* mediante estrategia de reconstrucción por conjuntos (Figura 3.12B). B) La metodología de reconstrucción permite una caracterización facial de cada segmento de las clinoformas. Notar, que en A la sumatoria en altura de las fajas de facies reconstruidas (18,4 m), no es la misma que la altura del *foreset*.

## Reconstrucción de clinoforras de *shoreface*

una única faja de facies para reconstruir, a partir de ella, el resto del *foreset* de la clinoforra. Dado que para los sistemas de *shoreface* recopilados en el conjunto de datos no solo se obtuvieron las relaciones de anchos y gradientes de cada faja, sino que además se consignaron otras variables como la energía de clima de olas, altura de olas, influencia de las tormentas, régimen de mareas, granulometría, trayectoria de línea de costa, etc., (Tabla 3.1) es posible elegir del set de datos aquel sistema que se asemeja más al que queremos reconstruir.

Para mostrar un ejemplo de esta estrategia de reconstrucción, aquí se considera a la faja de facies Ls como punto de partida. La elección en este caso se debe a que el ancho de Ls es el que tiene mayor grado de similitud entre los obtenidos de la recopilación bibliográfica y los obtenidos del caso del Miembro Pilmatué. Esto se desprende de analizar la Figura 3.11B en la cual los anchos máximos y mínimos de Ls del Miembro Pilmatué (1,5 km y 2,5 km) delimitan un rango de valores de anchos que claramente caen dentro del rango obtenido del conjunto de datos recopilados de la bibliografía. Por el contrario, esto no se registra para la faja de facies de Ot, cuyos valores para el conjunto de datos de la literatura y del Miembro Pilmatué no se solapan (Figura 3.11C) y es por ello por lo que este particular comportamiento se discutirá al final del capítulo.

En la práctica, esta tercera metodología de reconstrucción consistió en fijar el ancho de la faja de facies de Ls en 2 km como en las reconstrucciones anteriores, para determinar un gradiente utilizando un subgrupo más reducido del conjunto de datos. Este subconjunto está delimitado por aquellos sistemas que presentan un rango de anchos entre 1,5 y 2,5 km (Figura 3.11B). Sobre los 4 gradientes disponibles para ese rango se calculó un promedio cuyo valor resultó en  $0,21^\circ$  y que luego fue utilizado como el gradiente de la faja de facies de Ls en esta reconstrucción (Figura 3.12C, 3.14A).

Una vez que se ha delimitado un subconjunto de datos a partir de un punto de partida específico en esta tercera estrategia de reconstrucción se utiliza el mismo razonamiento para definir los anchos y gradientes de las fajas de facies restantes, de Us y Ot (Figura 3.12C). En este caso el subconjunto estaba conformado por los casos 2, 7, 11 y 15 (Tabla 3.1). Por lo tanto, para la faja de facies de Us el promedio del valor de ancho resultó en 1,28 km, en tanto el promedio de gradiente arrojó un valor de  $0,58^\circ$ . Por su parte, para la faja de facies de Ot sólo pudieron usarse tres de los casos (6, 10 y 14, Tabla 3.1). Así, el ancho resultante fue un valor de 1,6 km y para el gradiente un valor de  $0,22^\circ$ .

La reconstrucción resultante mediante esta estrategia permitió obtener una sucesión de anchos de faja de facies con una extensión de 4,9 km y una profundización acumulada de 26,2

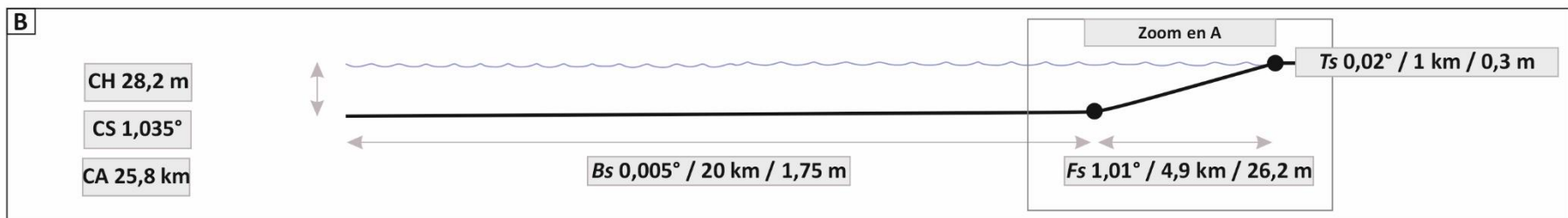
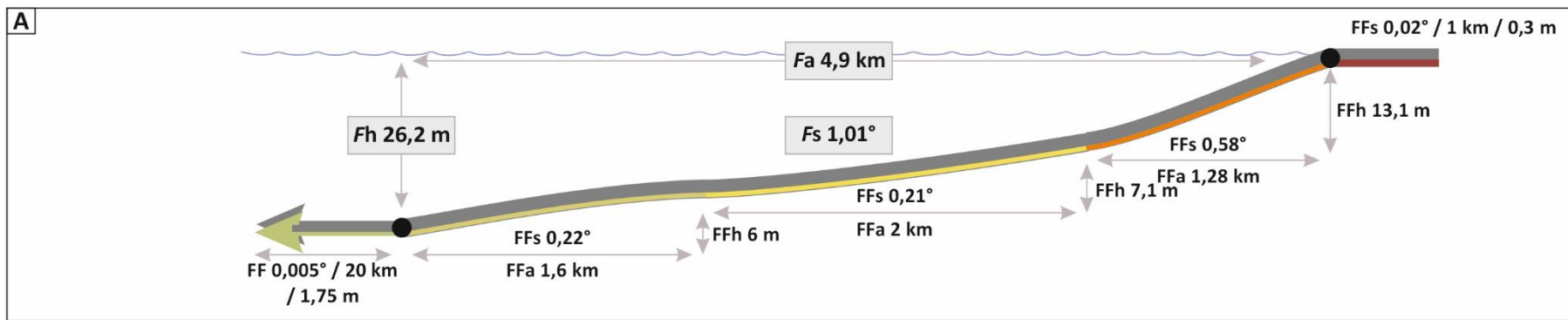
## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

m (Figura 3.15). Es decir que en líneas generales es similar a la reconstrucción construida con los gradientes derivados del conjunto de datos, que alcanzó unos 18 m de profundidad (compárese Figuras 3.14A y 3.15A). Sin embargo, cuando se analizan las distintas fajas de facies hay claras diferencias. En primer lugar, para el ambiente de Us quedó definido un ancho de 1,28 km y un gradiente de  $0,58^\circ$ . Combinado ambos parámetros la profundización de esta faja (13,1 m) resultó la mayor entre los tres escenarios (Figura 3.12). En el caso de la faja de facies de Ls, el ancho fue el mismo que en las otras dos ocasiones, pero el gradiente fue el más suave ( $0,21^\circ$ ), con lo cual la profundización fue lógicamente la menor entre los tres casos (7,1 m). Por último, la faja de facies de Ot posee una fuerte reducción del ancho (1,6 km) y un gradiente de  $0,22^\circ$  que representa un valor intermedio entre los obtenidos para las otras dos reconstrucciones (Figuras 3.13, 3.14). La combinación de estos parámetros arroja una profundización de 6 m, que en términos relativos significa un valor similar a la profundización a lo largo del Ls, con aproximadamente un 25% del total en cada faja. Además, en términos comparativos con las otras reconstrucciones, la faja de Us muestra los mayores valores de profundización (casi 50%), mientras que la de Ot un valor intermedio entre los calculados para las otras dos reconstrucciones (Figura 3.12).

### 3.5.5 Reconstrucción de faja de facies de *Offshore*

El primer objetivo de la metodología de reconstrucción de clinofomas de *shoreface* (en todas las estrategias) es obtener una expresión geométrica de clinofomas a partir de la cual se puedan discutir implicancias paleobatimétricas. La reconstrucción de la faja de facies de *Offshore* que se utilizó en las tres estrategias posee un ancho máximo medido en afloramiento de 20 km, dado por la conjunción de las fajas de facies de Off y Cu (Tabla 3.5). Además, para el gradiente de este segmento se utilizó un promedio sugerido para mares epicontinentales por Scheiber (2015) de  $0,005^\circ$ . Esta configuración de mar epicontinental concuerda con la establecida en general para el Miembro Pilmatué (Schwarz et al., 2022). Utilizando los valores de anchos y gradientes mencionados se puede obtener una profundización a lo largo de la faja de facies de Off de 1,75m (Figura 3.13, 3.14, 3.15). Además, este sutil gradiente depositacional del Off, así como la necesidad de discutir las implicancias paleobatimétricas para toda la extensión del perfil depositacional marino que ha sido posible reconstruir, son dos de los motivos por los cuales, tampoco se considera necesario diferenciar entre un *bottomset* interior y exterior a partir del pie de la clinofoma, y se usa al *bottomset* como un segmento entero de la clinofoma (Ver Capítulo 2).

Más adelante, se discutirán el impacto de utilizar distintos anchos y gradientes para reconstruir este segmento utilizando 23 sistemas recopilados de la literatura y sus implicancias



**Referencias**

<b>FF</b> Faja de facies	<b>a</b> Ancho	<b>c</b> Clinoforma
Planicie costera	<b>h</b> Alto	Ts (Topset)
Upper shoreface	<b>s</b> Gradiente	Fs (Foreset)
Lower shoreface	<b>A</b> Ancho total	Bs (Bottomset)
Offshore transition	<b>H</b> Alto total	Rollover
Offshore	<b>S</b> Gradiente total	

Figura 3.15. A) Reconstrucción de fajas de facies de clinoforma de *shoreface* mediante estrategia de reconstrucción por subconjuntos (Figura 3.12C). B) La metodología de reconstrucción permite una caracterización facial de cada segmento de las clinoformas.



paleobatimétricas de este último subambiente de depositación en la reconstrucción completa de una clinofoma de *shoreface* (Figura 3.18).

## 3.6. Caracterización de clinofomas de *shoreface*

### 3.6.1 Caracterización de clinofomas a partir de estrategia de reconstrucción por promedios

La reconstrucción y parametrización de los atributos relacionados con las fajas de facies definidas para el Miembro Pilmatué a partir de estrategias de reconstrucción de promedios permiten avanzar también en la expresión geométrica que estas fajas podrían haber tenido e interpretar qué impacto en la geometría de la clinofoma podrían tener.

Los depósitos de planicie costera (Cp) cuyo ancho, gradiente y relieve vertical son 1 km, 0,02° y 0,3 m respectivamente, obtenidos de otros sistemas y que han sido utilizados y asignados para el Miembro Pilmatué, han sido interpretados como el *topset* de la clinofoma. Luego, se puede apreciar un conspicuo quiebre de pendiente debido al contraste del gradiente depositacional y el ancho del conjunto que conforman las fajas de facies Us, Ls y Ot. Este quiebre reconocible es ubicado más precisamente entre los depósitos de Cp y Us, señala la posición de la línea de costa y es interpretado como el *rollover* superior (Ro<sub>s</sub>) de la clinofoma en una posición subaérea (Hampson y Storms, 2003; Patruno et al., 2015; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

El segmento que conforman las fajas de facies de Us, Ls y Ot exhibe el mayor gradiente depositacional de la clinofoma con un gradiente de 1,85° motivo por el cual ha sido interpretado como el *foreset* de la clinofoma (Figura 3.13B). Este *foreset* cuya extensión es de 6,1 km y su relieve vertical alcanza los 60,1 m, muestra una fuerte heterogeneidad textural y composicional. Esto es debido a que está conformado por fajas de facies que tienen tamaños de granos de arena fina silicoclástica y carbonática (Us), tamaños arena muy fina (Ls) e incluso fangos silicoclásticos (Ot) (Schwarz et al., 2018) (Figura 3.13B).

Según esta reconstrucción, al final de la faja de Ot se produce una brusca reducción de gradiente (dos órdenes de magnitud, de 0,54° a 0,005°), lo que permite identificar el *rollover* inferior (Ro<sub>i</sub>) del *foreset* conformado por las otras tres fajas (Figura 3.13B). El Ro<sub>i</sub> se ubica en una posición subaérea coincidente con la culminación más distal del Ot el cual marca la expresión del nivel de base de olas de tormenta (Clifton, 2006; Schwarz et al., 2018). De esta manera, los depósitos de Off, conformarían el *bottomset* de la clinofoma de *shoreface* reconstruida para

## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

todas las estrategias con un ancho mínimo de 20 km, un gradiente de tan solo  $0,005^\circ$  y un relieve tan bajo como 1,75 m (Figura 3.13B).

Considerando los atributos de cada uno de sus segmentos (Figura 3.13B) la clinofoma de la primera reconstrucción tendría una extensión de 27,1 km, un gradiente total de  $1,875^\circ$  y una altura total de 62 m. Particularmente, el *foreset* representa el 22,5% de la extensión total reconstruida, pero el 98% del gradiente depositacional reconstruido, y el 96,7% del relieve vertical reconstruido. En cuanto a su expresión geométrica, esta clinofoma es interpretada como cóncava hacia arriba, como es de esperar para las clinofomas desarrolladas en este tipo de sistemas (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

### 3.6.2 Caracterización de clinofomas a partir de estrategia conjuntos

En esta caracterización a partir de la estrategia de reconstrucción de fajas de facies por conjuntos, los parámetros de la faja de facies de planicie costera no varían y son lógicamente interpretados aquí también como el *topset* de la clinofoma con un gradiente estimado de  $0,02^\circ$ . En el quiebre de pendiente provocado por el pasaje desde este segmento a otra región con un mayor gradiente se define un  $Ro_3$  y el inicio de un *foreset*. En esta reconstrucción el *foreset* está conformado por las fajas de facies de Us y Ls resultando en un gradiente depositacional de  $0,76^\circ$  (Figura 3.14B). Este *foreset* tendría una extensión de 2,8 km y un relieve vertical de 16,8 m. A diferencia de la clinofoma reconstruida mediante la primera estrategia, este *foreset* no muestra una heterogeneidad textural tan marcada, pues está compuesto íntegramente por fracción arena, tanto fina (Us) como muy fina (Ls).

En esta reconstrucción el siguiente cambio significativo de pendiente ocurre entre las fajas de Ls y Ot, donde se produce una reducción de un orden de magnitud ( $0,28^\circ$  a  $0,03^\circ$ , Figura 3.14B). Así, en esta transición puede reconocerse un  $Ro_i$  y por lo tanto la culminación del *foreset*. De esta manera, el *bottomset* de esta reconstrucción queda conformado por las fajas de Ot y Off, lo que resulta en una extensión de 23 km, inclinando  $0,035^\circ$  en conjunto y obteniendo una altura de 3,35 m (Figura 3.14B). Resulta interesante notar que este último segmento muestra una sutil heterogeneidad facial, pues sus primeros 3 km tendrían más inclinación (Figura 3.14B) y un tamaño de grano más grueso que el resto del *bottomset*, el cual estaría conformado por la faja de Off con menores gradientes y dominio total de sedimentos fangosos.

Considerando los atributos de cada uno de los segmentos constitutivos, la clinofoma completa tendría una extensión de al menos 26,8 km, un gradiente de  $0,815^\circ$  y un relieve vertical casi 3 veces menor que en la reconstrucción por promedios (20,45 m en esta contra 60, 1 m de la anterior). En este caso, el *foreset* representa solamente el 10% del ancho total de la

clinofoma, mientras que en términos de gradiente y altura representa el 93% y 82% respectivamente, restringiendo fuertemente las posibilidades de encontrar facies arenosas por fuera de este segmento. Si bien esta reconstrucción resulta en un *foreset* sustancialmente más angosto que en la estrategia de promedios, la expresión geométrica de toda la clinofoma no cambia, ya que también muestra una geometría cóncava hacia arriba (Figura 3.14B).

### 3.6.3 Caracterización de clinofomas a partir de estrategia subconjuntos

La caracterización de las clinofomas de *shoreface* a partir de la reconstrucción de fajas de facies por la estrategia de subconjuntos (tercera estrategia) también asume un segmento de *topset* representado por depósitos de Cp que luego se extendería continente adentro (Figura 3.15B). Al igual que en los otros casos, en el cambio de pendiente entre los depósitos costeros y los de *shoreface*, claramente de mayor inclinación, se define un  $Ro_s$  y el inicio del *foreset* de la clinofoma. En este caso el *foreset* estaría conformado por las fajas de Us, Ls y Ot con gradientes similares entre ellos ( $0,58^\circ$  a  $0,22^\circ$ , Figura 3.15B). En conjunto representan un segmento de 4,9 km de ancho y 26,2 m de alto, con un gradiente acumulado de  $1,01^\circ$ . De igual forma que en la reconstrucción por promedios (primera estrategia) este *foreset* también muestra una marcada heterogeneidad textural conformada por arena (Us y Ls) y fango (Ot) disminuyendo su tamaño de grano a medida que aumenta la distancia respecto del  $Ro_s$ . En cuanto a los parámetros geométricos este *foreset* posee menor inclinación ( $1,05^\circ$  contra  $1,85^\circ$ ) y es levemente más angosto (Figura 3.15B).

En esta reconstrucción, el segundo quiebre de pendiente, y que marca el final del segmento de *foreset*, está ubicado en el pasaje entre las fajas de *Offshore transition* y *Offshore*, donde se produce una fuerte reducción de gradiente (de  $0,22^\circ$  a  $0,005^\circ$ , Figura 3.15B). Este quiebre se interpreta como el  $Ro_i$  y da comienzo al segmento de *bottomset* (Figura 3.15B). En este caso y al igual que en la primera estrategia este segmento queda conformado exclusivamente por los depósitos más finos del sistema y se extiende por unos 20 km.

Considerando en conjunto los atributos de cada uno de los segmentos constitutivos, la clinofoma completa reconstruida posee una extensión de al menos 25,8 km de largo, un gradiente depositacional es  $1,035^\circ$  y un relieve vertical de 28,2 m de altura (Figura 3.15B). Respecto de estos atributos, el *foreset* representa el 18,8 % del ancho, el 97% del gradiente y el 93% del relieve vertical. A pesar de la utilización de distintas estrategias de reconstrucción de anchos de fajas de facies, la caracterización de la expresión geométrica de la clinofoma completa resulta inalterablemente cóncava hacia arriba.

## 3.7. Discusión

### 3.7.1 Precisión de los datos (moderno vs. fósil) y estrategias de reconstrucción: ¿cuál es mejor?

En este capítulo se ha compilado y analizado un conjunto de información sobre clinoforras de *shoreface* a partir del cual se han realizado tres reconstrucciones principales mediante tres estrategias distintas. La piedra angular es cómo se obtienen los anchos de faja de facies constitutivos de segmentos de clinoforras, cómo usarlos para obtener una reconstrucción final de la expresión geométrica de clinoforras que permita su caracterización, y finalmente cómo evaluar el impacto que puedan tener las estrategias de reconstrucción en la distribución de facies de las clinoforras, pero también cómo saber qué tan precisas son y qué es más conveniente en función de las necesidades del caso de estudio.

En ese sentido, para todas las reconstrucciones, aunque en distinta medida, se han utilizado anchos de faja de facies de sistemas de *shoreface* fósiles y modernos. Este posiblemente sea el principal eje de discusión respecto de qué tan aceptable es usar datos de tan distinto origen. Los sistemas de *shoreface* modernos tienden a generar un perfil de equilibrio el cual se forma en respuesta a procesos que son considerados como variaciones de bajas magnitudes y altas frecuencias (Tanner 1982, Walker y Plint, 1992). Por su parte, los registros de muchas sucesiones de *shoreface* del registro fósil preservan los procesos de olas en condiciones de tormenta que son mayormente considerados como procesos de mayor magnitud y menor frecuencia (Hampson y Storms, 2003). En ese sentido podría no ser un problema de gravedad usar los gradientes de sistemas modernos para acotar o acercarse a los gradientes de depositación de la parte más somera y sujeta a la acción de olas de buen tiempo. Sin embargo, sí podría resultar más problemático el uso de gradientes de sistemas modernos para reconstruir los sistemas fósiles en el sector sujeta a la acción de acumulación por procesos de tormenta y retrabajo por el pasaje de dichas tormentas, es decir la faja de *Offshore transition*. Para estas regiones, además, el conjunto de datos aquí compilado cuenta con poca representatividad.

En este contexto, algo que llama la atención son los valores promedios de anchos de faja de facies del Ot relevados para el Miembro Pilmatué (3,3 km), pues son considerablemente mayores que los obtenidos de los casos recopilados de la literatura (0,84 km) (Figura 3.10, 3.11) (Tabla 3.1, Tabla 3.5). Uno de los posibles motivos por los cuales el registro del Miembro Pilmatué muestra anchos de faja de facies de Ot tan elevados podría ser debido a la gran disponibilidad de fango silicoclástico en el mar epicontinental para el Valanginiano-Hauteriviano motivado por el aporte de un gran volumen de material proveniente de una gran cuenca de

drenaje (Schwarz et al., 2021). Particularmente esto es algo que también sucedió y sucede en otros sistemas marinos con gran aporte de fango en la desembocadura de grandes sistemas fluviales (Walsh y Nitrouer 2009; Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009, 2013) y que potencialmente podría dar lugar a acumulaciones de grandes volúmenes de material fino provocando sutiles pero reconocibles cambios en el gradiente deposicional (Cattaneo et al., 2003, 2007).

Por otra parte, la expresión geométrica del *shoreface* también es la respuesta a cambios en la relación entre la tasa de aporte y la tasa de creación de espacio de acomodación (la trayectoria de la línea de costa) como también la pertenencia o el contexto en distintos escenarios de apilamiento vertical de facies (Clifton 2000; Hampson y Storms 2003). Las reconstrucciones obtenidas para este sistema con todas las estrategias no consideran estos factores, con lo cual, es de esperar que las mismas se puedan ajustar en función de distintos escenarios estratigráficos secuenciales o de trayectoria de línea de costa cuando el objetivo sea reconstruir clinofomas con más precisión a partir de escenarios con mejor información. No obstante, las estrategias de reconstrucción muestran que es posible avanzar hacia una reconstrucción al menos en términos generales para así tener un punto de partida sobre el cual ir ajustando variables para casos de estudio particulares.

Para poder evaluar cuál de las estrategias de reconstrucción presentadas en este capítulo es mejor y qué impacto tiene en la expresión geométrica final de una clinofoma de *shoreface* reconstruida podemos comenzar con la estrategia de reconstrucción por promedios (Figura 3.12A). Esta estrategia, que toma arbitrariamente los promedios (de anchos y gradientes) de los sistemas fósiles y modernos podría ser la más sesgada, pues implica desconocer en la práctica la posibilidad de refinar algunas consideraciones de la expresión de las variables de un sistema de acumulación como es la granulometría de los sistemas a reconstruir o la relación de anchos y gradientes que podrían tener los mismos. Estas relaciones se pueden observar en la Figura 3.11 la cual sugiere que, a granulometría constante, a mayor ancho se espera un menor gradiente (Hampson y Storms, 2003; Patruno et al., 2015) al menos para las fajas de facies de Us y Ls. Así, la estrategia de reconstrucción por promedios puede que sea la que más sobreestime el alto de la clinofoma ya que podría tener muy exagerados los gradientes. Esto provocaría una sobreestimación de la profundización total acumulada (62 m) con un fuerte impacto en la expresión geométrica (Figura 3.13B).

Por su parte, la estrategia de reconstrucción por conjuntos utiliza gradientes derivados de conjuntos de datos (Figura 3.12B). Por un lado, considera la disminución del gradiente

## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

depositacional para el aumento de anchos de faja de facies y por el otro utiliza anchos del caso ejemplo de estudio, cuyos anchos son los más frecuentes de los anchos de faja de facies relevados en afloramiento (ver detalles en apartado 6.3). Esto hace que la reconstrucción en términos metodológicos sea más precisa que la reconstrucción por promedios y honre más las mediciones del sistema de acumulación interpretado en los afloramientos del Miembro Pilmatué. A su vez, la reconstrucción por conjuntos, en términos de expresión geométrica, es la más conservadora ya que se reconstruyó una clinofoma con el relieve vertical del *foreset* más bajo (16,8 m) (Figura 3.14B). Inclusive, esta reconstrucción resultó en que los gradientes de depositación del Us y el Ot sean los más bajos de las 3 reconstrucciones con  $0,48^\circ$  y  $0,03^\circ$  respectivamente. Producto de ello y respecto del resto de las reconstrucciones, esta clinofoma completa es la de menor altura (20,4 m), sugiriendo que posiblemente esté subestimando la altura del *foreset* de la clinofoma (Figura 3.14). No obstante, alturas similares han sido reportadas en *foresets* de clinofomas de otros sistemas marinos someros del registro fósil dominados por olas (12-14 m) y también con algo más de influencia fluvial (11-16 m) (Plink-Björklund, 2019).

Por último, la estrategia de reconstrucción utilizando subconjuntos de datos (Figura 3.12C) muestra que se puede tener potencialmente menos grados de libertad que en las reconstrucciones anteriores, y a su vez ajustar en forma aceptable a partir del caso de estudio (ver detalles en apartado 6.4). Ahora, no solamente se ancla en el ancho más frecuente que se ha podido reconstruir a partir de información de afloramiento sino también se contrastan variables de otros sistemas de acumulación (Figura 3.7) a partir de un rango delimitado por parámetros similares entre sistemas de acumulación (Figura 3.11). En términos de clinofoma completa esta vía arroja parámetros intermedios de gradiente ( $1,035^\circ$ ), relieve (28,2 m) y extensión (25,8 km), mostrándose como la reconstrucción más moderada (Figura 3.15B). Es destacable que esta última estrategia permitiría evaluar distintos escenarios predictivos para, por ejemplo, modelar los procesos sedimentarios del sistema de acumulación y la expresión de su respuesta en las variables de las clinofomas partiendo de un único parámetro de clinofoma. Por caso, si se considerara cual podría ser una posible respuesta en el ancho de una faja de facies sujeta a la acción de las olas a partir de tener mayor o menor altura de olas o cómo podría cambiar el gradiente si el sistema de acumulación a reconstruir fuera el de un *shoreface* de alto o bajo gradiente (Isla et al., 2020a, b). Por este motivo podría pensarse en este último mecanismo como el más confiable para reconstruir clinofomas sobre la base de información de subsuelo, que muchas veces es donde se cuenta con menor control litológico.

### 3.7.2 Anchos de faja de facies e impacto en la expresión geométrica de *foresets* de clinofomas de *shoreface*

La estrategia por subconjuntos permite ser consiente de los distintos escenarios posibles de las potenciales expresiones geométricas, pero a su vez podría permitir la visualización de las implicancias en las decisiones a tomar al momento de hacer reconstrucciones y ajustar la variabilidad intrínseca de estos sistemas de acumulación. Por ejemplo, podría plantearse la opción de no hacer promedios para reconstruir y obtener anchos/gradientes en función de esos cuatro sistemas de acumulación que se delimitaron a partir del ancho del Ls sino de usar directamente el sistema que más variables tenga disponibles dentro de ese rango de cuatro sistemas delimitados, sobre las cuales se quiera reconstruir un escenario potencial. En función de esto, luego sería posible seguir ajustando la reconstrucción con mayores evidencias y así ir administrando el menor grado de libertad inherente a este último mecanismo.

Puede decirse que además de tender al equilibrio (Swift, 1975), la morfología del perfil de acumulación de un *shoreface* puede estar vinculada al carácter disipativo o reflectivo de línea de costa. Incluso, para un mismo sistema de acumulación es posible que coexistan en distintos sectores de este, sectores de la costa que sean disipativos o reflectivos (Rodríguez et al., 2001; Rodríguez y Meyer 2006; Anderson et al., 2014). Particularmente, para el Miembro Pilmatué se han registrado estas dos variantes del perfil de acumulación (Isla et al., 2020a, b) con lo cual es necesario considerar ambos escenarios de reconstrucción para este caso de estudio.

Que la costa sea disipativa o reflectiva tiene implicancias en la presencia o ausencia, respectivamente, de barras de arena (Masselink y Short 1993). En el caso de las costas disipativas, producto de corrientes longitudinales capaces de transportar y acumular arena, se produce el colapso de las olas antes de que el nivel de base de olas de buen tiempo impacte en las barras de arena. Esto provoca que la rompiente de olas esté más alejada de la posición de la línea de costa implicando también que el gradiente depositacional sea menor en los sistemas con barras que sin barras (Isla et al., 2020b). Lógicamente, es de esperar que estas diferencias tengan un impacto en la morfología del *foreset* de la clinofoma. Por ejemplo, podría significar que la conjunción de anchos de fajas de facies de mayor gradiente que constituyen el *foreset* de la clinofoma de sistemas de costas disipativas, de bajo gradiente (Us y Ls), tengan mayor ancho, menor gradiente y eventualmente, menor alto en los *foresets* clinofomas constituidas por sistemas de *shoreface* con barras. En costas reflectivas, sin barras, de alto gradiente, es esperable un *foreset* de menor ancho, mayor gradiente y, eventualmente, mayor alto en las clinofomas constituidas por sistemas sin barras (Isla et al., 2020a). En ese sentido, se podría optar por reconstruir el Us y el Ls con la información recopilada para el sistema #2 ( $U_s = 0,21^\circ$  y

## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

Los  $L_s = 0,06^\circ$  y anchos 2,76 km y 2,32 km) el cual no cuenta con la presencia de barras de *longshore* mientras que si se opta por reconstruir un sistema con barras se podría utilizar cualquiera de los otros 3 sistemas (#7, #11, #15) que sí cuentan con barras.

Por otra parte, las condiciones climáticas son otro factor que puede tener impacto en la expresión tangible de las variables de un sistema de acumulación, o sea en los anchos de faja de facies. Esto a su vez tiene consecuencia en la expresión geométrica del *foreset* de las clinofomas de *shoreface* ya que el nivel de base de olas es función de la altura de olas, y es esperable que, si aumentan las condiciones energéticas haciendo que aumente la energía de las olas, se tengan olas de mayor altura provocando que dicho nivel de base interactúe con el lecho a mayor profundidad y/o con mayor energía. Eventualmente estos cambios hacia condiciones climáticas de olas de buen tiempo o de tormenta más energéticas podrían provocar un aumento en el transporte advectivo de la arena provocando que la geometría del *foreset* de la clinofoma sea más empinada (Inman y Bagnold, 1963; Carey et al., 1999; Hampson y Storms, 2003).

Por último, el carácter constructivo de la línea de costa en condiciones de activa progradación puede provocar impacto en la expresión geométrica ya que estos sistemas de acumulación que tienen clinofomas están sujetos a la relación entre la tasa de aporte *versus* la tasa de acomodación. Es por ello por lo que es de esperar que el *foreset* de clinofomas de *shoreface* en contextos de rápida progradación bajo condiciones de regresión normal tengan un *foreset* con mayor gradiente que los *foresets* de clinofomas generadas bajo etapas de progradaciones más lentas, transgresivas o incluso en escenarios de regresión forzada. En ese escenario, se podría optar por reconstruir clinofomas con la información de los sistemas #7 o #15 para regresiones forzadas vs. #2 o #11 para regresiones normales.

### 3.7.3 Valor predictivo de la composición textural y tipo de *foresets*

Las estrategias de reconstrucción presentadas en este capítulo cuya piedra angular son las fajas de facies permiten no solamente reconstruir clinofomas completas sino hacer énfasis en el segmento diagnóstico de una clinofoma, el *foreset*. Comparando los *foresets* de las tres clinofomas reconstruidas (Figura 3.13, 3.14, 3.15) se pueden observar diferencias que, si bien ya han sido comentadas y que involucran, por ejemplo, diferencias en el ancho, el alto y el gradiente todavía permite aumentar el detalle de análisis con el objetivo de obtener lecciones que puedan ser utilizadas con sentido predictivo en el estudio de clinofomas de *shoreface*.

Por ejemplo, cuando se observa detalladamente el resultado de las reconstrucciones persiste una diferencia adicional que puede ser notada en las relaciones de gradientes de fajas de facies sucesivas obtenidas y que eventualmente puede ser una herramienta de análisis para



usar conceptualmente respecto de la componente facial y textural del *foreset* en otras clinoforras (Figura 3.16).

Primeramente, se puede notar que hay un tipo de *foreset* en las clinoforras reconstruidas según las estrategias de promedios (Figura 3.13) y subconjuntos (Figura 3.15) que están compuestos por tres fajas de facies: las fajas de Us, Ls y Ot. Este tipo de *foresets* que incluye tanto depósitos arenosos como intercalaciones de arena y fango se denomina en este trabajo como *foreset* tipo I. Este segmento está delimitado por dos *rollovers*, uno en posición proximal, indicando la posición de la línea de costa (Us-Cp) y el otro en posición distal coincidiendo con el nivel de base de olas en condiciones de tormenta en la culminación de la faja de facies Ot y el inicio de la faja de Off. Por otra parte, la reconstrucción por conjuntos (Figura 3.14) resulta en otro tipo de *foreset* que está conformado solamente por las dos fajas de facies más proximales y de neto contenido arenoso (Us y Ls). Este tipo de *foreset* se denomina aquí *foreset* tipo II y a diferencia del anterior posee el *rollover* inferior ubicado en el nivel de base de olas de buen tiempo el cual coincide con la culminación más distal del Ls (Figura 3.16).

En forma detallada, pero a su vez en un sentido amplio, podemos notar que en todos los *foresets* reconstruidos en este capítulo se pueden observar relaciones de gradientes entre una faja de facies y otra faja adyacente. Por ejemplo, la faja de Us tiene siempre mayor inclinación que las fajas de Cp y Ls (Figura 3.16A). Sin embargo, esta disminución del gradiente depositacional a medida que se presentan fajas de facies más distales y que incluso puede darse con una disminución en el tamaño de grano, no siempre sucede y cuando sucede no lo hace siempre de la misma manera. Por ejemplo, las fajas de facies de Ls pueden estar en concordancia con los gradientes de Us. Es decir, con importantes inclinaciones, pero con gradientes que en general son un 50% más bajos en el Ls que en el Us (Figura 3.7, Tabla 3.1E).

Ahora bien, cuando se analiza la relación que existe entre las fajas de facies representadas por Ls y Ot, el resultado no es tan lineal (Figura 3.16A). La faja de Ot puede presentar menor gradiente depositacional que el segmento de Ls, pero también puede ser mayor o igual a éste. Si la pendiente de Ot es mayor o igual que la de Ls, considerando además que los gradientes del Off mostraron ser sustancialmente menores que los del Ot (Figura 3.18, Tabla 3.2), entonces la relación de faja de facies de Ls-Ot puede tener sentido predictivo pues muy probablemente el gradiente del Ot sea sustancialmente más alto que el del Off (Figura 3.16A).

Ahora bien, en términos de análisis de la expresión geométrica de clinoforras (Figura 3.16B), una relación de gradientes de fajas de facies como la expresada en el párrafo anterior

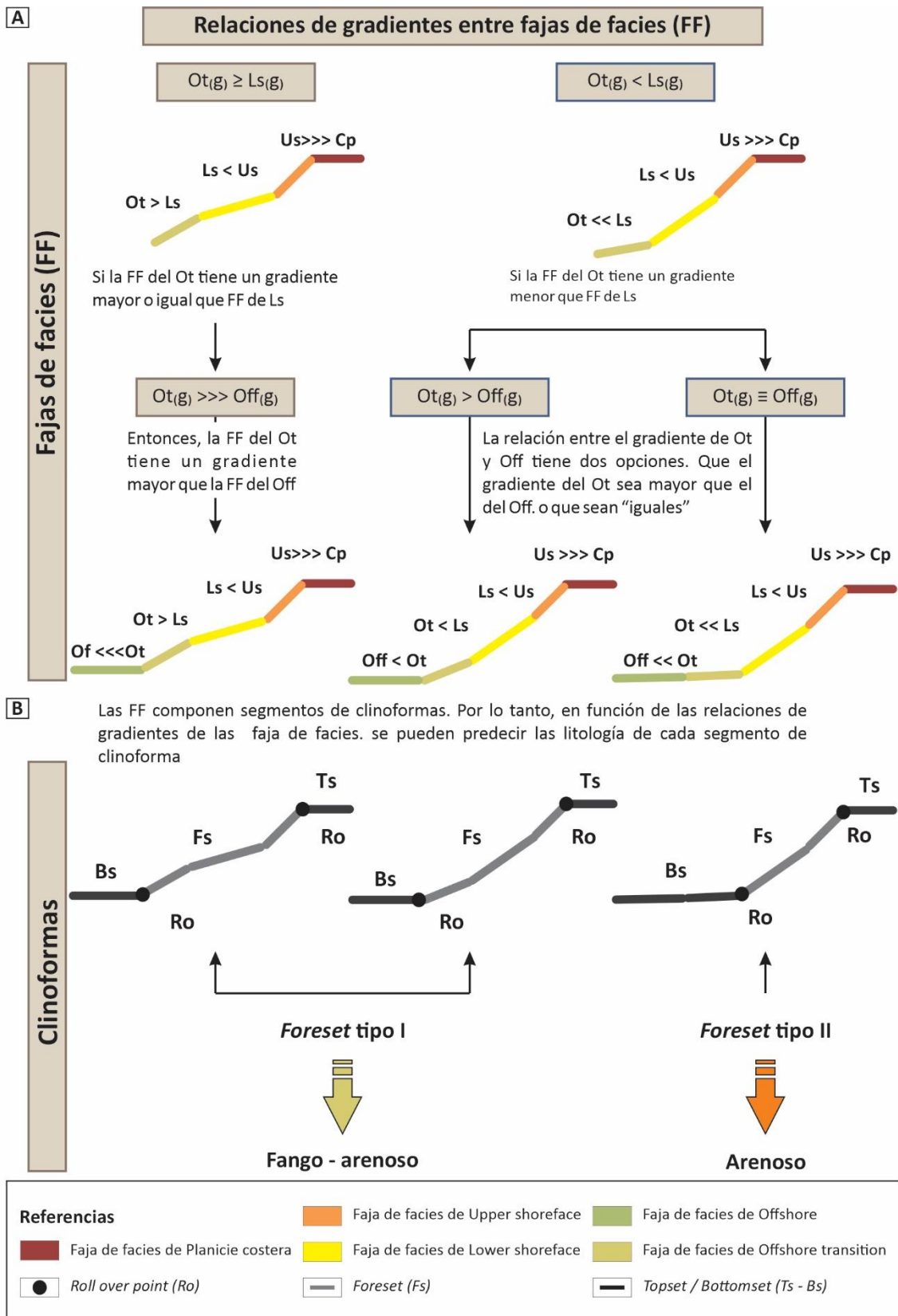


Figura 3.16. A) Análisis de relaciones de gradientes de fajas de facies de cliniformas *de shoreface*. B) Predicción facial de tipos de *foreset* de cliniformas *de shoreface* en función de las relaciones de gradientes entre fajas de facies sucesivas, las cuales componen segmentos de cliniformas (los signos  $>$  o  $<$  indican mayor o menor gradiente de una faja de facies).

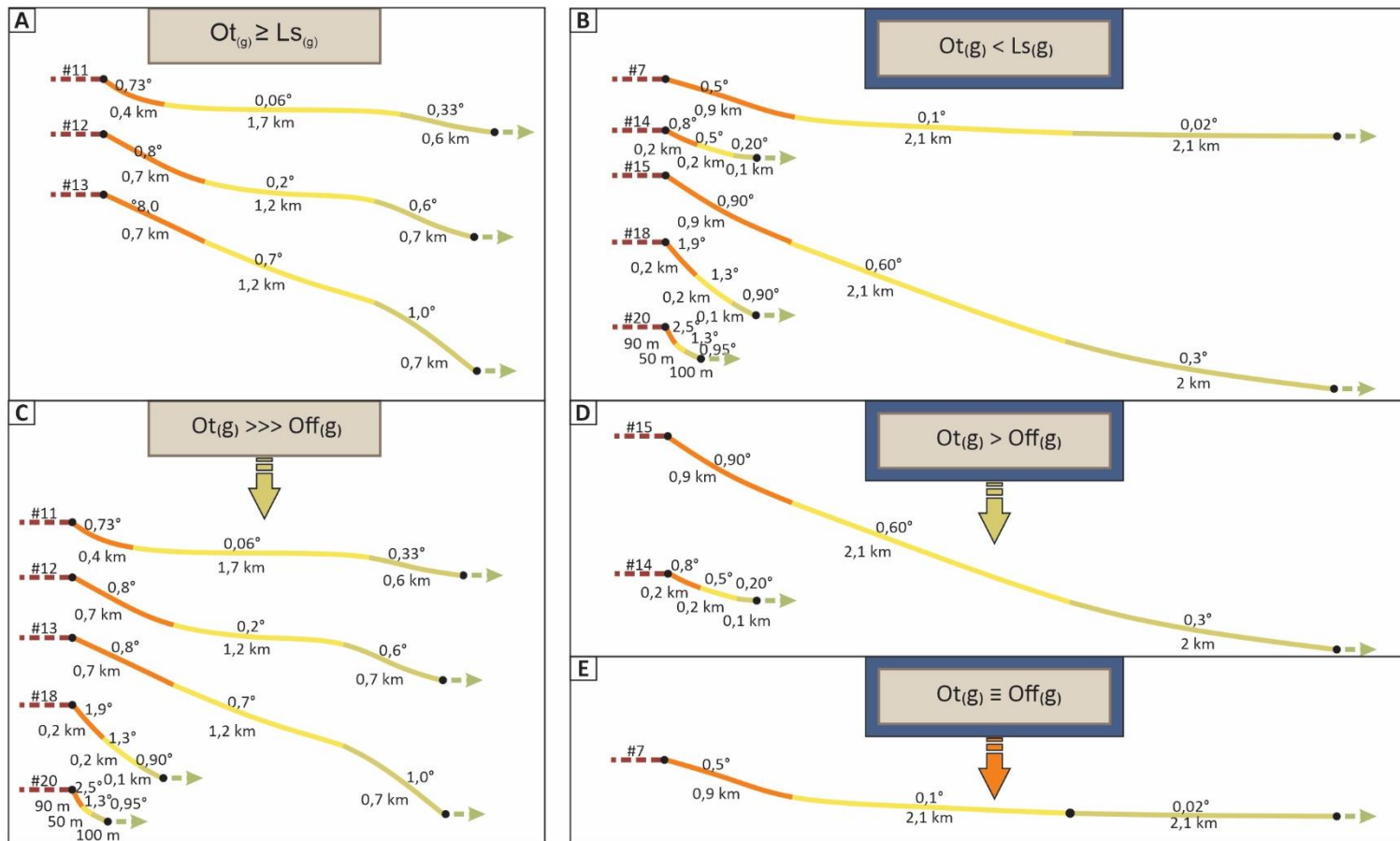
## Reconstrucción de clinoforras de *shoreface*

(gradiente de  $LS \leq Ot$ ), implicaría la ubicación del *rollover* inferior en el pasaje del *Ot* al *Off*. Por lo tanto, las clinoforras de *shoreface* que muestren relaciones de gradientes de fajas de facies tales que el  $Us > Ls \leq Ot \gg Off$  probablemente no tenga otra opción que tener un *foreset* compuesto ya no solo por facies presuntamente arenosas (*Us* y *Ls*) sino también por una importante participación de fango (*Ot*) como muestran las reconstrucciones presentadas mediante las estrategias de reconstrucción por promedios (Figura 3.13) y por subconjuntos (Figura 3.15). En otras palabras, corresponderían a *foresets* de tipo I según la denominación aquí utilizada.

La aplicación de estas lecciones al set de datos de sistemas de *shoreface* recopilados de la literatura muestra que es posible tener *foresets* de clinoforras de *shoreface* que tengan estas relaciones de gradiente de fajas de facies (Figura 3.17A, 3.17C). Incluso para los 20 sistemas recopilados parece ser que lo más común es tener fajas de facies que se organicen según estas relaciones de gradientes ( $Us > Ls \leq Ot > Off$ ). Sobre la base de todo este análisis es posible postular que una gran mayoría de las clinoforras de *shoreface* tanto del registro actual como de sistemas fósiles, posean fuerte participación de fango en sus partes distales y puedan estar constituidas por tres 3 fajas de facies (*Us*, *LS*, *Ot*) conformando organizaciones de *foreset* tipo I (Figura 3.16B).

Por otra parte, el escenario contrastante en el cual el gradiente depositacional de la faja de facies de *Ls* es mayor que el *Ot* presenta dos escenarios distintos de relaciones de gradientes para las fajas de facies de *Ot-Off*, que también son usadas para fijar la ubicación del *rollover point* inferior y por consiguiente para predecir la composición textural del *foreset* (Figura 3.16A). En el primer escenario el gradiente de la faja de *Ot* es mayor al del *Off* (Figura 3.16A) y por lo tanto el *rollover* inferior se encuentra ubicado en la culminación distal de esta faja y su transición a la faja de *Off*. De esta manera el *foreset* resultante es de tipo I ya que incluiría las facies con mezcla de arenas y fangos características del *Ot* (Figura 3.16B). En el segundo escenario la faja de *Ot* posee un gradiente similar al asumido para el *Off* ( $Ot \equiv Off$ ) lo cual desplaza al *rollover* inferior del *foreset* hacia el límite superior del *Ot* (Figura 3.16A), produciendo un *foreset* tipo II, es decir netamente arenoso (Figura 3.16B).

Es importante resaltar que la aplicación de estas lecciones al set de datos de sistemas recopilados sugiere que este tipo de relaciones de gradientes de faja de facies no sería lo más común. Por lo tanto, existe la posibilidad de que los *foresets* de clinoforras de *shoreface* estén mayormente conformados por más importantes porciones de fango de lo que intuitivamente sería de esperar haciendo que sea potencialmente más común reconocer *foresets* tipo I (Figura



<b>Referencias</b>	Faja de facies de <i>Upper shoreface</i>	Faja de facies de <i>Offshore</i>	<i>Topset / Bottomset (Ts - Bs)</i>	<i>Roll over point (Ro)</i>	<i>Foreset tipo II</i>
	Faja de facies de <i>Lower shoreface</i>	Faja de facies de <i>Offshore transition</i>	<i>Foreset (Fs)</i>	<i>Planicie costera</i>	<i>Foreset tipo I</i>

Figura 3.17. El análisis de relaciones de gradientes de fajas de facies de clinoforras de *shoreface*, particularmente las relaciones de  $L_s-O_t$ , pueden ser utilizadas con sentido predictivo para discriminar *foresets* Tipo I, conformado por fajas de facies de  $U_s-L_s-O_t$  y *foresets* Tipo II ( $U_s-L_s$ ). El análisis de estas relaciones en el set de datos recopilados de la literatura sugiere que es más común que los *foresets* de las clinoforras de *shoreface* sean Tipo I.

3.17B, 3.17D, 3.17E). Esto reduciría sustancialmente las posibilidades de existencia de fajas de facies arenosas, que mayormente constituyen un buen potencial para ser facies reservorio de hidrocarburo, ya no solo por fuera del *foreset* de la clinoforras, sino que incluso el *foreset* de estas clinoforras no necesariamente lo sea al menos en forma íntegra resaltando el valor como herramienta predictiva las relaciones de gradientes de fajas de facies en las clinoforras de *shoreface*. Estas relaciones serán nuevamente retomadas en el Capítulo 5.

#### 3.7.4 Anchos de faja de facies y gradientes de depositación

Los gráficos de la Figura 3.11 muestra que para la relación de faja de facies y gradientes del segmento de Us las variables están inversamente relacionadas. A su vez, eso también se puede apreciar para el siguiente segmento, Ls, pero con menores gradientes y también menor variabilidad que el anterior. Además, las relaciones de Us sugieren que podría existir un rango de gradientes para los cuales un cambio de solo una décima de grado podría implicar cambios en el ancho de faja de facies del orden de kilómetros, o al menos no permitiría predicciones muy precisas si se usara al gradiente como variable de ajuste. Por ejemplo, variaciones de  $0,1^\circ$  podrían implicar incertidumbres de 3 km para “elegir” un ancho de faja de facies a reconstruir. Esta zona podría restringirse a valores menores a los  $0,5^\circ$ . Este comportamiento y la incertidumbre aparejada a él podría ser sustancialmente menor cuando se está frente a gradientes mayores a  $0,5^\circ$  pudiendo tener expresiones en anchos del orden de los cientos de metros.

Esto es interesante ya que podría ayudar a delimitar en forma cuantitativa y predictiva el rango espacial en el que ocurren determinados procesos sedimentarios, y por definición, los cambios litológicos de facies. Además, como las fajas de facies son los únicos datos directos con los que generalmente se cuenta en reconstrucciones de afloramiento permite abordar en forma tangible y cuantitativa la expresión de las variables que afectan la configuración del sistema depositacional, los gradientes que allí se expresan y los procesos sedimentarios que allí ocurrieron, todos los cuales, impactan en la expresión geométrica de las clinoforras de escala deltaica de línea de costa en sistemas de *shoreface*.

#### 3.7.5 (Paleo)batimetría del Mar Neuquino (Hauteriviano Temprano)

Un mar epicontinental es un mar situado en áreas parcialmente encerradas y someras, ubicado dentro de áreas continentales de grandes extensiones inundadas por los océanos (Johnson y Baldwin 1966). Tales condiciones son reportadas para la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano (Howell et al., 2005). A su vez, la configuración

## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

del perfil depositacional marino para ese periodo de tiempo es el de una rampa homoclinal, es decir, sin quiebre reconocible en la pendiente depositacional marina (Spalletti et al., 2011).

Si bien las estrategias de reconstrucción presentadas en este capítulo hacen foco en el sector proximal de las clinofomas *shoreface*, esto se debe a que particularmente el *foreset* de cualquier clinofoma es el segmento diagnóstico en el que se basan las clasificaciones más recientes y ampliamente aceptadas (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Sin embargo, por definición contar con la clinofoma completa permite analizar no solamente la configuración marina del perfil depositacional (por ejemplo, configuraciones de rampa homoclinal vs. plataformas) sino también el perfil batimétrico del sistema de acumulación (Patruno et al., 2015a, b, c.). En este marco, a partir de la reconstrucción de clinofomas mediante las tres estrategias de reconstrucción presentadas en este capítulo es posible hacer estimaciones de paleobatimetrías directamente a partir de las facies del registro sedimentario.

Particularmente, para el Miembro Pilmatué es comúnmente aceptado que al ser un sistema de acumulación cuyas regiones más distales están dominadas por sedimentos de grano fino (Schwarz et al., 2018; 2021; 2022), se han sugerido paleopropiedades máximas de entre 50 y 200 m (Sagasti 2005, Kietzmann et al., 2016). Sin embargo, todavía no se conocen reconstrucciones geométricas de detalle que permitan ajustar un poco más estas estimaciones u otro tipo de abordaje específico que permita sostener más robustamente estas afirmaciones. En este contexto, como primera medida de aproximación se puede remarcar que más allá de la expresión geométrica del *foreset* ninguna de las tres estrategias de reconstrucción presentadas en este capítulo ha logrado reconstruir una clinofoma cuyo perfil depositacional supere una paleobatimetría aproximada de 65 m de altura, con una extensión mínima que se ha podido reconstruir de 27 km de extensión (Figura 3.13, 3.14, 3.15).

Más aún, a partir de los gradientes de fajas de *Offshore* recopilados de la literatura es posible plantear un segundo ejercicio para delimitar algunos escenarios en los cuales la paleobatimetría del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Temprano haya podido superar los 100 m de profundidad (Figura 3.18). Por ejemplo, considerando la paleobatimetría resultante en el  $R_{0i}$  del *foreset* de la estrategia de reconstrucción por promedios (60 m) (Figura 3.13A), sería necesario una extensión del *bottomset* de 100 km con un gradiente depositacional de  $0,0267^\circ$  (#12) para alcanzar los 106,6 m de profundidad. Además, tanto para la reconstrucción que utilizó la estrategia de reconstrucción por conjuntos, como para la estrategia de reconstrucción por subconjuntos la paleobatimetría resultante en el  $R_{0i}$  del *foreset* es de 16,8 y 26,2 m,

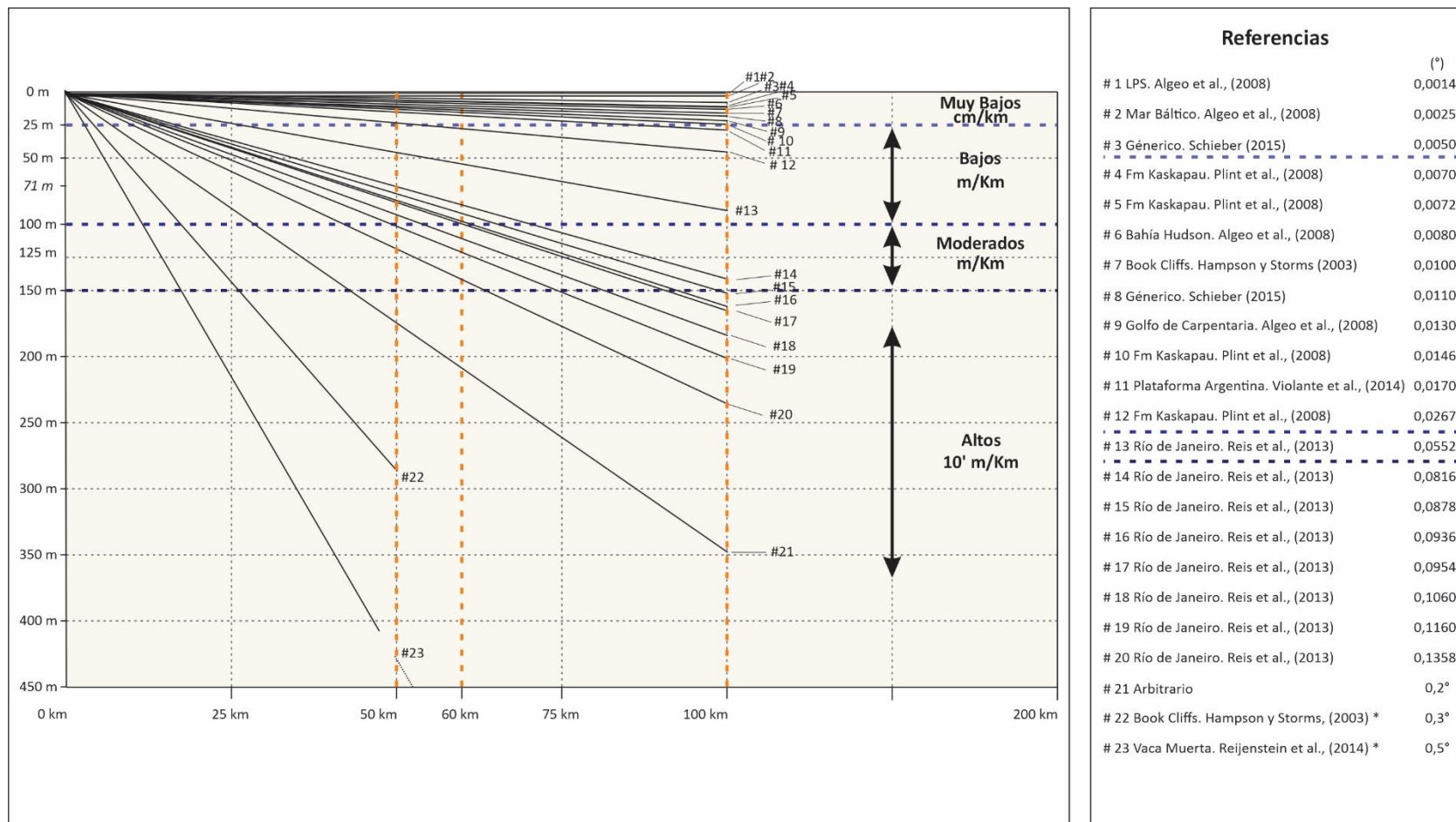


Figura 3.18. A) Expresión geométrica de reconstrucciones de fajas de facies de *offshore* las cuales son comúnmente interpretadas como segmentos de *bottomset* (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Cada gradiente graficado es mantenido constante a través de la extensión de la faja de facies de Off para evaluar el impacto de utilizar distintos anchos y gradientes en el *offshore* en la batimetría final del mar epicontinental en la Cuenca Neuquina durante el Hauteriviano temprano. Los gradientes fueron recopilados en la literatura se pueden ver en la tabla 3.2.

## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

respectivamente (Figura 3.14A, 3.15A), sería necesario una extensión *bottomset* de 100 km con un gradiente de  $0,0552^\circ$  para alcanzar los 113 y 122,5 m de profundidad respectivamente.

Sin embargo, desde la ubicación de las clinofomas de escala deltaica de línea de costa reconstruidas hasta el arco volcánico que le da el carácter de semirrestringido al Mar Neuquino, es probable que la distancia que existió posiblemente no supere los 60 km (Schwarz et al., 2022). Por lo tanto, al menos en este sector parece ser difícil que la paleobatimetría del mar epicontinental haya superado los 100 m. No obstante, tanto para la reconstrucción del segmento de *bottomset* de las clinofomas, considerando las tres estrategias de reconstrucción, como para el ejercicio recientemente planteado, siempre se asume un gradiente depositacional del *offshore* constante. Sin embargo, podrían existir quiebres de pendiente locales (p.ej. clinofomas subácueas) que incrementen sustancialmente la paleobatimetría del mar epicontinental para el Hauteriviano Temprano.

Estos resultados van en línea con otras reconstrucciones de mares epicontinentales del registro fósil que están realmente lejos de alcanzar profundidades mayores a 100 m y que incluso no superan los 50 m como son el mar del Pensilvaniano Tardío (Algeo et al., 2008) o el mar interior del Cretácico superior en Canadá que tampoco superaría los 50 m (Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009). Estas profundidades no solamente son propuestas para mares interiores fósiles, sino que también hay propuestas de paleobatimetrías de 55 y 40 m para mares restringidos como el Báltico o el Golfo de Carpentaria, respectivamente (Algeo et al., 2008) (Figura 3.18).

Por lo tanto, las reconstrucciones presentadas en este trabajo, y el conjunto de datos revisados que permite discutir un rango de paleobatimetrías de mares epicontinentales permite sugerir que el Mar Neuquino durante el Hauteriviano Temprano sería levemente más somero de lo que anteriormente ha sido planteado en forma indirecta.

## 3.8. Consideraciones finales

En este capítulo se desarrolló una metodología de trabajo innovadora que permite reconstruir la expresión geométrica de clinofomas de *shoreface* que se caracterizan por gradientes muy sutiles ( $1^\circ$  o menor). Esta metodología de trabajo que se aplicó a un ejemplo del Hauteriviano del Mar Neuquino, así como también los datos recopilados y las lecciones aprendidas, podrán ser utilizadas en el estudio y reconstrucción de clinofomas de sucesiones de otras cuencas sedimentarias.



## Reconstrucción de clinofomas de *shoreface*

Además, esta metodología se destaca por ser sumamente dinámica en la integración de un variado y amplio espectro de información dado por 92 fajas de facies de sistemas de *shoreface* y el desarrollo de 3 estrategias de reconstrucción de clinofomas que finalmente constituyen una herramienta predictiva para el análisis y toma de decisiones en el estudio más amplio de clinofomas de línea de costa.

El set de datos conformado por, anchos, altos y gradientes depositacionales de fajas de facies, integró un amplio abanico de información que involucra datos de sistemas reconstruidos en afloramiento y subsuelo, sistemas fósiles y modernos, GPR, sísmica de reflexión, coronas y perfiles de pozos de subsuelo, así como también anchos de fajas de facies de sistemas reconstruidos en planta a partir de perfiles sedimentarios de afloramiento.

El análisis de fajas de facies permitió asistir al avance en el estudio en forma cuantitativa de variables de sistemas de acumulación de sedimentos de *shoreface* y poder obtener información paleobatimétrica directamente desde estas unidades desde el registro facial. Esto es decididamente novedoso para el conocimiento actual en términos de análisis del registro sedimentario antiguo. A su vez, no solamente permitió la reconstrucción y parametrización de cada uno de los segmentos constitutivos, así como la visualización de la expresión geométrica resultante de las clinofomas reconstruidas si no también constituirse como una herramienta predictiva, por ejemplo, resultando en un espectro textural de *foresets* (tipo I y tipo II) en función de tipo I y tipo II diferenciándose a partir de la expresión geométrica en el perfil de acumulación de los procesos sedimentarios sujetos a la acción de olas de buen tiempo y tormentas.

Por último, la reconstrucción de la expresión geométrica de clinofomas de línea de costa permitió avanzar en el entendimiento de la configuración marina del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Temprano y mostrar que de asumirse la ausencia de cambios locales en la pendiente de los *bottomsets* reconstruidos para el área de estudio, muy probablemente la profundidad del Mar Neuquino no habría superado los 100 metros de profundidad. No obstante, este escenario podría cambiar en caso de reconocerse quiebres de pendiente locales p.ej. por la presencia de clinofomas subácneas pudiendo incrementar significativamente la paleobatimetría del Mar Neuquino para el Hauteriviano Temprano.

# Caracterización y análisis de clinofomas subácueas y de margen de plataforma

Capítulo 4

Jeronimo Juan Zuazo

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICET

## 4.1. Introducción

### 4.1.1 Marco Conceptual

Entender la configuración de un mar epicontinental requiere de la caracterización de clinofórmulas para poder reconstruir el perfil de acumulación desde zonas someras a profundas, incluyendo todos los cambios de pendiente y su incremento de paleobatimetría asociada (Patrino y Helland-Hansen, 2018). Las clinofórmulas pueden estar presentes a distintas escalas y en distintas posiciones respecto de una transecta proximal-distal en todo el perfil depositacional marino (ver capítulo 2). Por ejemplo, para entender la configuración en el sector costero del Mar Neuquino en el Hauteriviano Temprano se reconstruyeron clinofórmulas de *shoreface* a partir del estudio de los depósitos sedimentarios (ver capítulo 3). A través de estas reconstrucciones fue posible caracterizar la expresión geométrica de dichas clinofórmulas y estimar la paleobatimetría asociada, para un momento y configuración particular de su evolución. Las clinofórmulas abordadas en este capítulo son de mayor escala que las que se analizaron en el capítulo 3, lo cual permite observar su expresión geométrica mediante información indirecta de subsuelo (sísmica de alta resolución). Por lo tanto, en este capítulo 4 se propone una aproximación metodológica que va en el sentido opuesto del anterior. De esta manera, en primer lugar, se desarrollarán metodologías y se presentarán resultados que apuntan a la caracterización geométrica de distintos tipos de clinofórmulas. Luego se espera entender y discutir la configuración marina de gran escala, la batimetría asociada y los depósitos sedimentarios que los distintos ejemplos de clinofórmulas delimitan.

Como se introdujera en el capítulo 2 los grupos de clinofórmulas que son de mayor escala que aquellas de *shoreface* y están más distanciadas de la costa pueden ser clinofórmulas subácueas o clinofórmulas de margen de plataforma (Figura 4.1A). Los *foresets* de las clinofórmulas subácueas pueden tener entre 20 y 100 m de alto y gradientes que varían entre  $0,01^\circ$  y  $1,5^\circ$  (Patrino et al., 2015a, b; Patrino y Helland-Hansen, 2018), mientras que su *rollover* superior ( $Ro_s$ ) puede estar a una profundidad de entre 20 y 60 m (Figura 4.1B). Además, las clinofórmulas subácueas, juntamente con clinofórmulas de línea de costa, pueden conformar clinofórmulas compuestas, siendo ambas de escala deltaica (Figura 4.1B) (ver capítulo 2 para más detalles).

Por su parte, las clinofórmulas de margen de plataforma son de mayor escala que las clinofórmulas subácueas y pueden desarrollarse a decenas y hasta centenares de kilómetros de la línea de costa. Los *foresets* pueden tener alturas de entre 100 a 500 m, inclinaciones de hasta  $6^\circ$  a  $9^\circ$  y los *rollover* superiores pueden estar a una profundidad de entre 20 y 200 m (Patrino et al., 2015a, b; Patrino y Helland-Hansen, 2018) (Figura 4.1A) (ver capítulo 2 para más detalles).

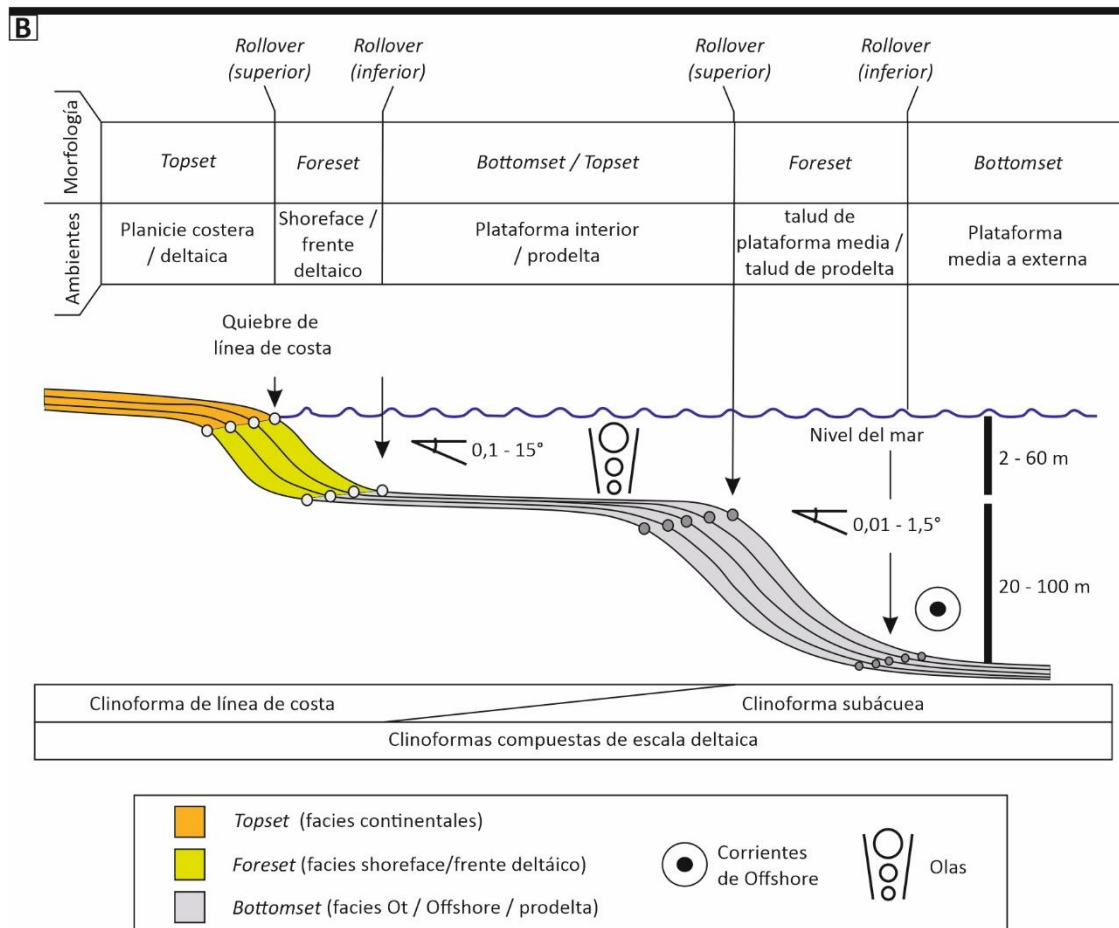
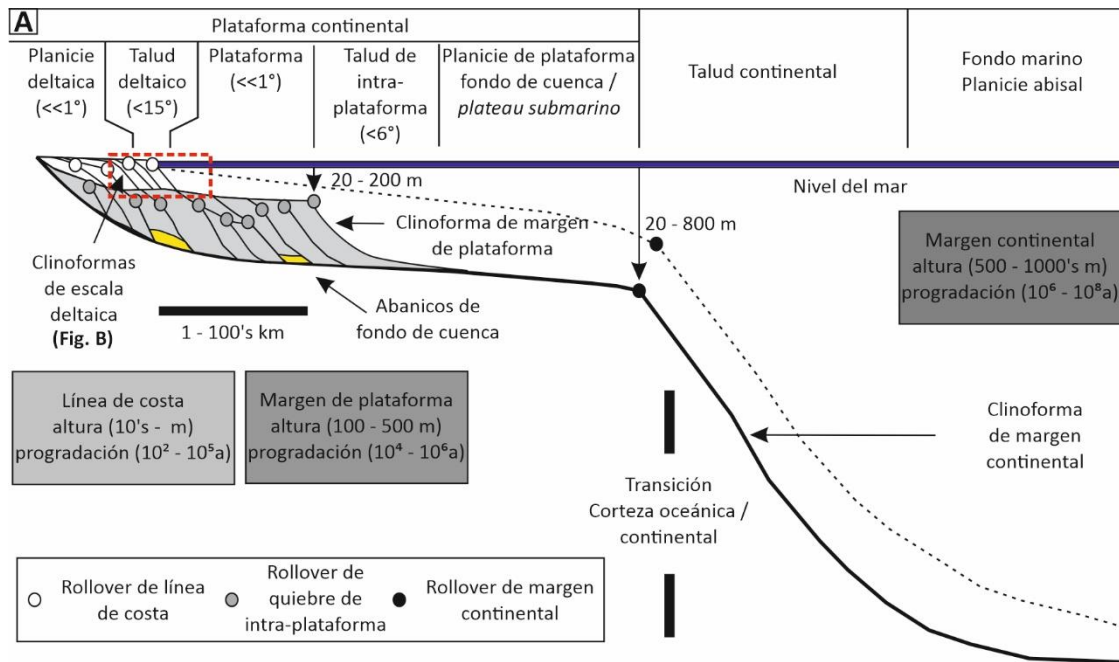


Figura 4.1. Clinofomas compuestas a distintas escalas modificado de Patruño et al. (2015a). A) Sección regional ideal paralelo al sentido depositacional mostrando 3 clinofomas activamente acretando: clinofomas de escala deltaica, clinofomas de margen de plataforma y clinofomas de margen continental. B) Clinofomas compuestas de escala deltaica (localizado en Parte A) conformada de una clinofoma de línea de costa y otra clinofoma subácuea.

#### 4.1.2 Contenidos y organización del capítulo

Como ejemplo de reconstrucción y análisis del relieve depositacional en un mar epicontinental (mediante la caracterización de clinoforras) se utilizarán dos ejemplos de distintas unidades estratigráficas dentro de la Cuenca Neuquina (Figura 2.16). Para cada uno de estos ejemplos se realizará una caracterización morfométrica de secciones sísmicas donde se medirán los atributos de *foreset* (alto, ancho y gradiente) de las clinoforras. En función de la organización de esta tesis, la cual aborda la configuración marina desde clinoforras de menor escala a clinoforras de mayor escala, se documentarán primero las de menor tamaño relativo y luego las de mayor escala.

Así, en primer lugar, se realizará una caracterización de clinoforras documentadas en depósitos que actualmente se conocen como Miembro Agua de la Mula, de la Formación Agrio. Estas clinoforras han sido reconocidas en facies de sistemas marinos distales de grano fino (Brissón et al., 2000; Gutiérrez-Pleimling et al., 2011; Haring, 2021; Haring et al., 2022) en la región Suroriental de la Provincia de Mendoza y el sector Nororiental de Neuquén. Sin embargo, estas clinoforras no han sido aun caracterizadas en detalle ni en términos de su importancia en la reconstrucción del perfil depositacional del Mar Neuquino. En segundo lugar, se realizará una caracterización de clinoforras en depósitos marinos distales de grano fino de la Formación Vaca Muerta (Reijenstein et al., 2020; Domínguez et al., 2020). En este caso, si bien se ha descrito la trayectoria de los quiebres de pendientes, todavía no se ha realizado un análisis morfométrico de los *foresets* de estas clinoforras para poder entender qué clinoforras son o qué paleobatimetría asociada podrían haber tenido. Hacia el final de este capítulo se discutirán las implicancias generales de los dos ejemplos y el impacto en la configuración marina del Mar Neuquino para distintas etapas de su evolución.

## 4.2. Clinoforras del Miembro Agua de la Mula

### 4.2.1 Materiales y Métodos

Para cumplir con el objetivo propuesto en la introducción de este capítulo y poder analizar el primer ejemplo mencionado se seleccionaron dos transectas de secciones sísmicas de trabajos previos que documentan la existencia de superficies marinas inclinadas con rollovers que ya han sido definidas previamente como clinoforras (Brissón et al., 2000; Gutiérrez-Pleimling et al., 2011; Haring, 2021; Haring et al., 2022). Las dos transectas corresponden al Miembro Agua de la Mula, en el sector Suroriental de la Provincia de Mendoza y Nororiental de la Provincia de Neuquén (Figura 4.2). Las secciones sísmicas atraviesan las áreas productivas de hidrocarburos Cañadón Amarillo, Puesto Molina, y las vecinas áreas Payún Oeste, CN VII/A y

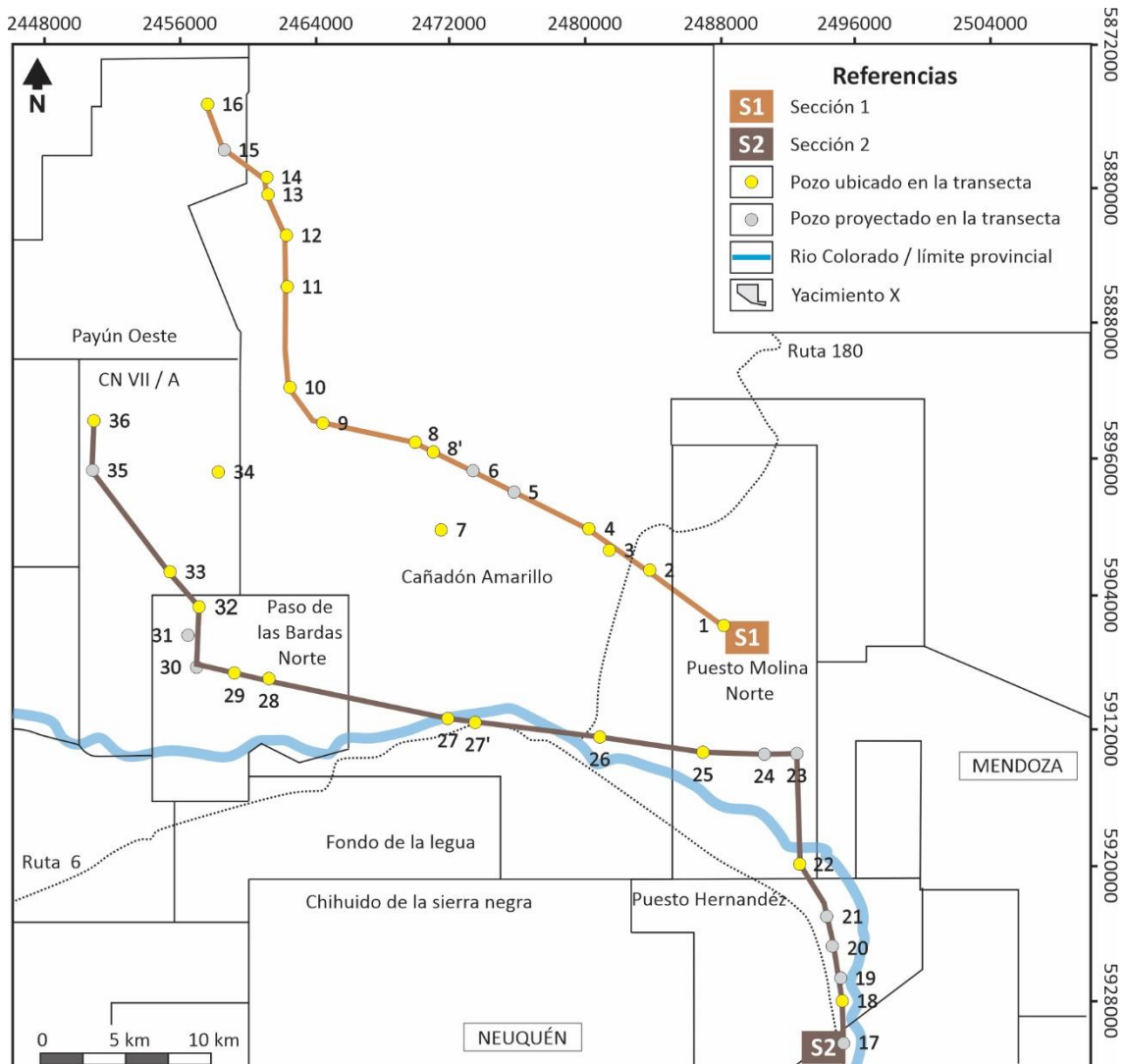


Figura 4.2. Ubicación de las dos secciones sísmicas abordadas en el primer ejemplo del presente capítulo correspondientes al Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio, en sector sureste de la Provincia de Mendoza y noroeste de la Provincia del Neuquén. Las secciones sísmicas se denominarán en este capítulo S1 y S2 ubicadas más al norte y más al sur, respectivamente, en el área de estudio.

Paso de las Bardas, hasta las proximidades del área de Puesto Hernández en el NO de la Provincia de Neuquén. Estas dos secciones sísmicas se denominarán informalmente en este capítulo S1 y S2; la primera cubre el sector norte del área considerada y la segunda el sector austral (Figura 4.2).

Las secciones sísmicas S1 y S2 fueron recientemente generadas y publicadas en el marco de un trabajo de análisis de subsuelo de esta unidad tendiente a caracterizar y comprender la evolución de los sistemas de acumulación (Haring, 2021; Haring et al., 2022). En términos generales, estas dos secciones siguen un rumbo aproximado NW-SE y son relativamente paralelas entre sí (Figura 4.2). La sección sísmica S1 (Figura 4.3A) tiene una orientación general SE-NW y cubre unos 45-50 km del área de estudio desde el bloque Puesto Molina, pasando por gran parte del centro de Cañadón Amarillo, hasta Payún Oeste (Figura 4.2). Por su parte, la información de la sección sísmica S2 (Figura 4.4A) presenta una orientación más variable, que en total cubre aproximadamente 70 km. De E a O presenta primero un tramo de unos 15 km orientada en sentido N-S que vincula al área Puesto Hernández con Puesto Molina, luego un segmento que se orienta en dirección O-E por unos 30 km atravesando el sur de Cañadón Amarillo, para finalmente desarrollar otro tramo con sentido SE-NO dentro de Paso Bardas Norte y CN VIIA de unos 20 km (Figura 4.2).

Mediante la integración de información sísmica, de pozos y de coronas, dentro de las secciones S1 y S2 se reconocieron cuatro intervalos estratigráficos entre el techo del Miembro Avilé y la base del Miembro Troncoso Inferior (Haring, 2021; Haring et al., 2022) (Figuras 4.3D y 4.4D). Los Intervalos denominados 1 a 3 poseen en su gran mayoría facies finas asignables al Miembro Agua de la Mula, y están limitados en sus techos por las superficies estratigráficas denominadas AS-01, AS-02 y AS-03 (Haring, 2021; Haring et al., 2022). El Intervalo 4 está conformado mayormente por depósitos silicoclásticos finos hasta arenosos que recibirían en esta región la denominación de Miembro Chorreado y no están incluidos en el presente análisis. Los Intervalos 1 a 3 no solo están limitados por superficies principales inclinadas, sino que internamente también tienen superficies inclinadas, aunque de menor extensión.

La metodología en este ejemplo fue la siguiente. En primer lugar, se definió la posición de los *rollovers* superior ( $Ro_s$ ) e inferior ( $Ro_i$ ) de cada superficie/reflector sísmico a partir de identificar *rollovers*, lo que permitió delimitar la extensión del segmento más conspicuo de una clinoforma, es decir el *foreset*. Luego se midieron los atributos morfológicos de cada *foreset*, es decir alto y ancho. Posteriormente, una vez obtenidos los anchos y altos de cada *foreset* se estimaron por trigonometría los gradientes de las distintas superficies. Además, se calcularon



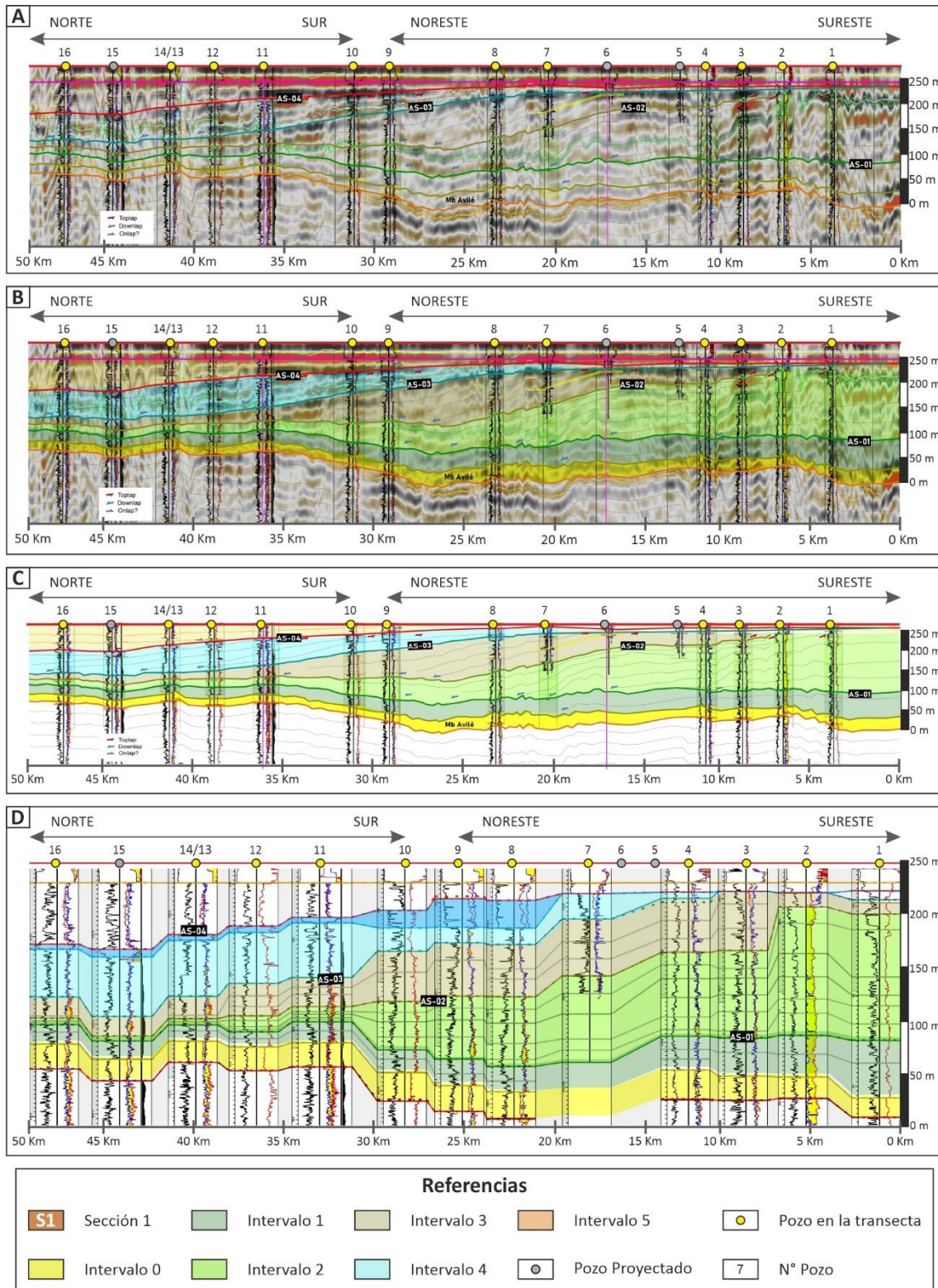


Figura 4.3. Sección sísmica S1 del Miembro Agua de la Mula, Formación Agio. Modificado de Haring et al. (2022). A) La sección sísmica tiene una orientación general SE-NO y cubre aproximadamente 45 - 50 km del área de estudio. B) Reconocimiento de cuatro intervalos estratigráficos al techo del Miembro Avilé y la base del Miembro Troncoso Inferior. C) Intervalos I a III son los intervalos analizados en este trabajo. Están delimitados en sus techos por las superficies estratigráficas denominadas AS-01, AS-02 y AS-03, respectivamente y están mayormente compuestos de facies finas asignables al Miembro Agua de la Mula, definidos en base a la integración de la información sísmica, de pozos y coronas (D).



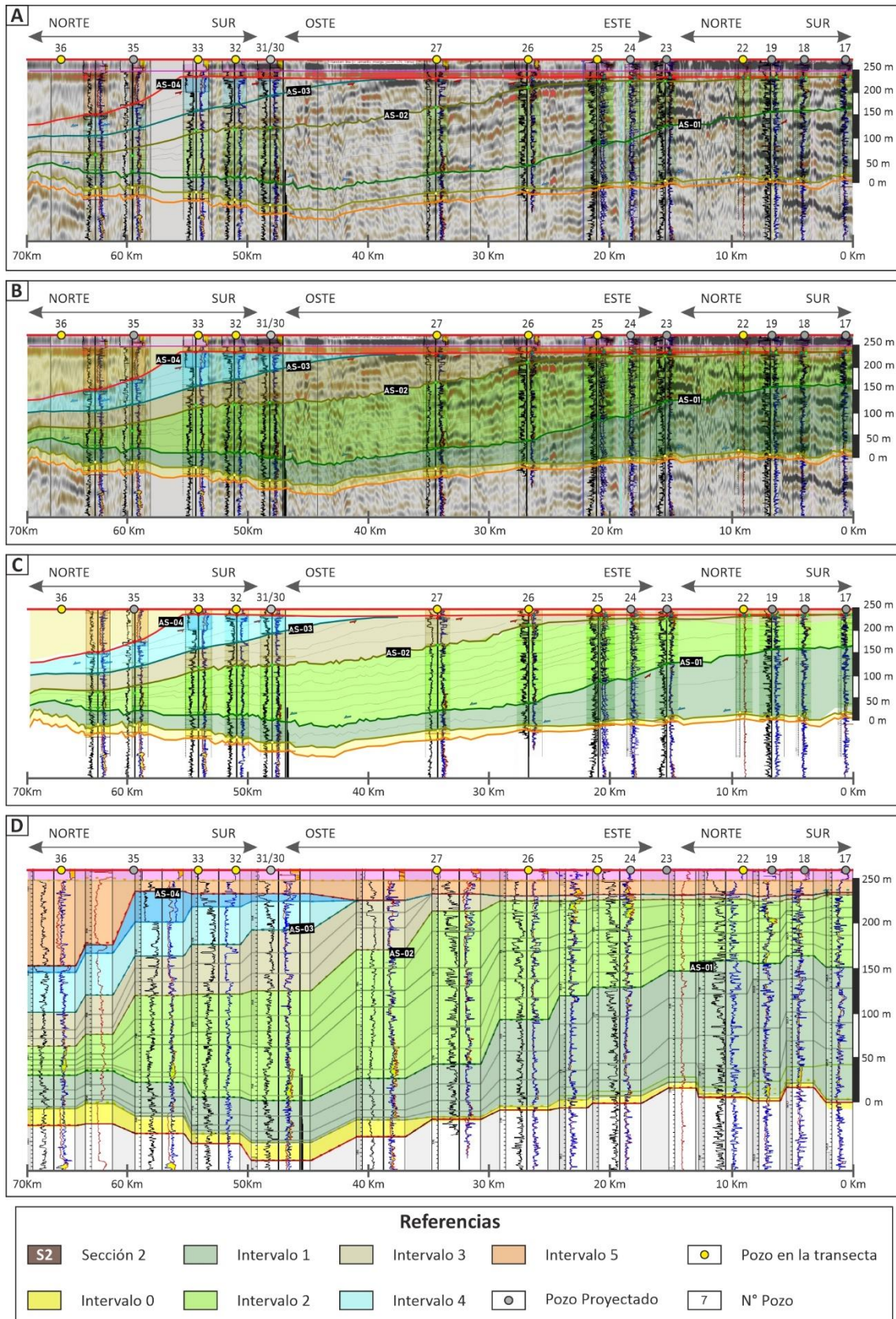


Figura 4.4 Sección sísmica S2 del Miembro Agua de la Mula, Formación Agio. Modificado de Haring et al. (2022). A) Esta sección presenta una orientación más variable que S1, en total cubre aproximadamente 70 km. B) Reconocimiento de los mismos cuatro intervalos estratigráficos presentes en la sección S1. C) Intervalos I a III analizados en ese trabajo a partir de integración de pozos y coronas de subsuelo en área de estudio (D).

estadísticos básicos para cada atributo obtenido: promedios, máximos, mínimos, mediana, desvíos y cuartiles (Q1, Q2, Q3). Por último, para poder aportar predictibilidad en el comportamiento evolutivo de los *foresets* se conformaron rectas de correlación entre pares de atributos de cada *foreset*: alto/ancho, alto/gradiente y ancho/alto.

#### 4.2.2 Marco geológico y trabajos previos

El análisis de clinofomas no solo requiere de un análisis morfométrico, sino también del contexto paleoambiental que se tenga de las unidades en cuestión. Por lo tanto, para este primer ejemplo del Miembro Agua de la Mula es necesario una introducción a sus ambientes de acumulación, así como una breve reseña de los aportes al conocimiento de esta unidad previos al desarrollo de esa contribución.

Las características sedimentológicas, paleoambientales y secuenciales de esta unidad y en el área en subsuelo considerada (Figura 4.2) fueron analizadas por Brissón et al. (2000) (Figura 4.5) y posteriormente por Gutiérrez-Pleimling et al. (2011). Estos autores analizaron información sísmica y perfiles eléctricos de pozos sobre transectas de correlación muy similares a las que se abordarán en este capítulo y proponen, para el área de estudio, un contexto facial en el cual existe una unidad litoestratigráfica a la cual han designado como Miembro Chorreado inferior a partir de interpretar facies someras en el Este que se profundizan a sectores más distales al Noroeste sugiriendo facies de prodelta hacia el Noroeste de composición predominantemente silicoclástica (Figura 4.5A). Además, los autores mencionados reconocieron que las facies que asignan al Miembro Chorreado inferior culminan mediante expresiones geométricas de *downlap* hacia el techo del Miembro Agua de la Mula (Figura 4.5B). A estas superficies inclinadas las definieron como clinofomas, pero no realizaron una caracterización geométrica de las mismas. Posteriormente, en la misma área de estudio, Haring (2021) y Haring et al. (2022), luego de hacer un análisis facial a partir de *cutting*, destacan que a pesar de haber podido constatar esa tendencia general, reconocieron solamente la presencia de facies mixtas hasta carbonáticas, pero no silicoclásticas para ese mismo intervalo. Esto motivó a Haring (2021) a proponer que el límite estratigráfico del Miembro Agua de la Mula se encuentra por encima de la superficie de *downlap*, e incorporar al Miembro Agua de la Mula a este paquete de sedimentos mixtos y denominarlo como “facies Chorreado silicoclástico” (Figura 4.6A, 4.6B)

Así, la descripción más reciente del registro considerado del Miembro Agua de la Mula para las mismas transectas abarcadas en este estudio (Figura 4.6A, 4.6B) fue generado por Haring (2021) y está basado en un análisis facial a partir de recortes de perforación o *cutting*. Este análisis siguió una propuesta metodológica de Schwarz (2015) para definir *facies por cutting*

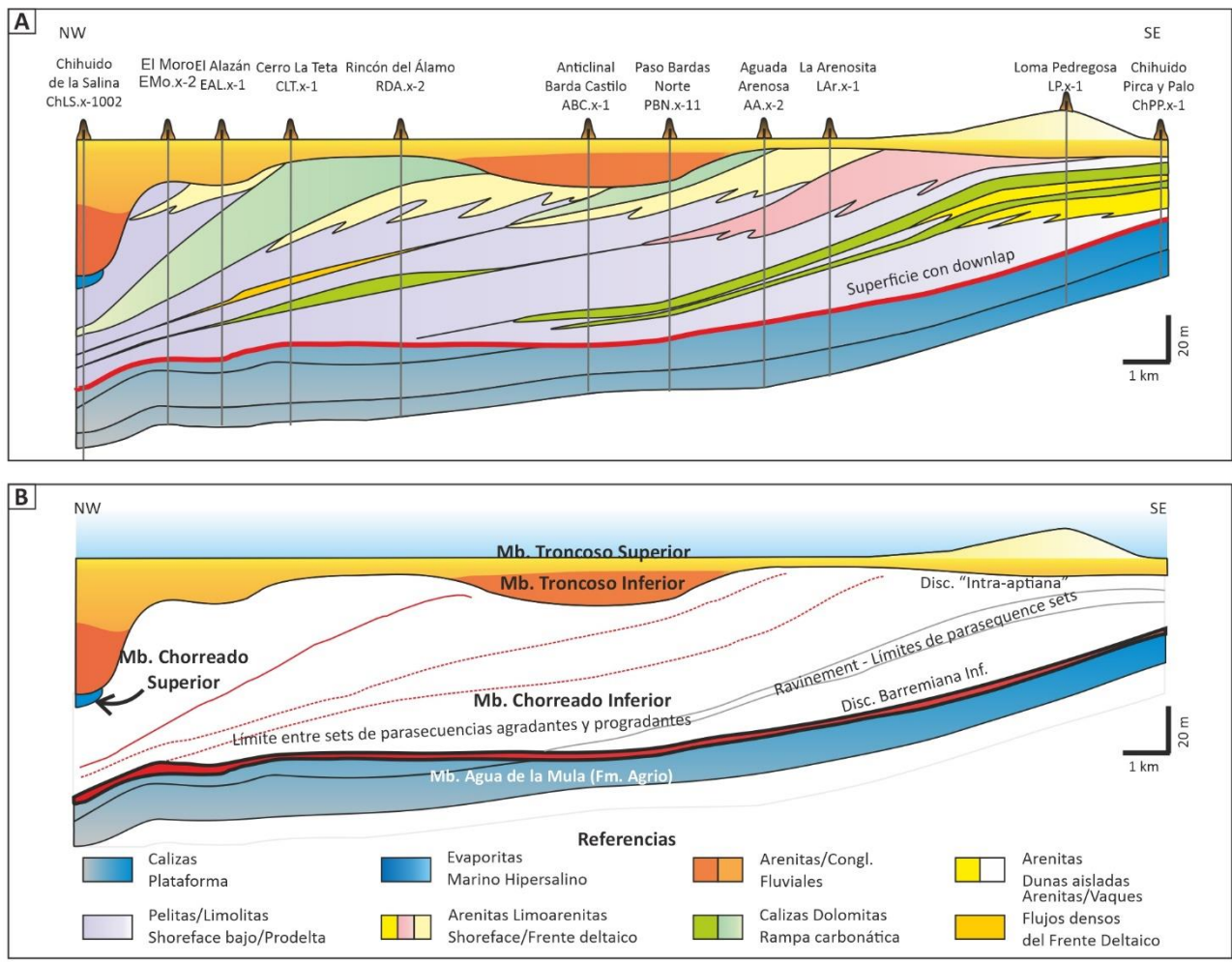


Figura 4.5. A) Clinoformas definidas por Brissón et al. (2000) en el Mbiembro Chorreado Inferior en facies de *shoreface* al SE que luego profundizan a sectores más distales al NO en facies de prodelta de composición predominantemente silicoclástica. B) Las facies mencionadas en A tienen terminaciones estratales de tipo *downlap* hacia el tope del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio.

en los que se destacan aspectos netamente litológicos, texturales y composicionales, pero que carece de estructuras sedimentarias. En este marco, Haring (2021) describió e interpretó 10 *facies de cutting* que posteriormente han sido conjugadas con información estratigráfica para delimitar 5 intervalos cronoestratigráficos (Figura 4.3, 4.4). En lo sucesivo se presenta una síntesis de la información facial (Figura 4.6A, 4.6B) específicamente de los intervalos I, II y III a modo de dar un contexto litológico sobre el cual posteriormente se analizará los atributos de las superficies inclinadas que conforman estos intervalos de interés.

### 4.2.2.1 Intervalo I

El Intervalo I se encuentra delimitado en su base por los depósitos del Miembro Avilé y en su techo por la superficie AS-01 (Figura 4.6A, 4.6B). Este intervalo cuenta con un espesor relativamente uniforme. Sin embargo, en la lateral esa variación es por sectores más marcadas. Particularmente en el sector SE, en la sección S1, el espesor es de aproximadamente 70 m disminuyendo progresivamente hasta unos escasos 25 m en el sector NW (Figura 4.3). Sin embargo, considerando la sección S2, el Intervalo I cuenta con espesores de aproximadamente 150 m en el sector S y que se reducen bruscamente hasta aproximadamente los 50 m de espesor hacia el sector central de la sección S2 en sentido hacia el N (Figura 4.4). Este intervalo está compuesto principalmente por facies de calizas arcillosas o margosas en el sector SE (Figura 4.6A, 4.6B), mientras que hacia el NW las facies son predominantemente de limoarcilitas calcáreas (o margas) a calizas puras de grano fino (Figura 4.6A, 4.6B).

### 4.2.2.2 Intervalo II

El Intervalo II se encuentra delimitado por las superficies AS-01 y AS-02 (Figura 4.3; 4.4). Este intervalo cuenta con una distribución ininterrumpida dentro de las secciones S1 y S2. Sin embargo, su expresión no es constante. En la sección S1 muestra un potente espesor del orden de los 140 m en el sector SE (observado en pozo 1) reduciendo su espesor hasta los 10 m en el sector NW (observados en el pozo 16) (Figura 4.3). Por su parte, en la sección S2 el espesor máximo es de unos 180 m, se concentra en el sector central de la sección (pozo 26), y se adelgaza hacia el NW con espesores de 40 m (pozo 36), reduciendo también su espesor hacia el E con unos 85 m de espesor (pozo 17) (Figura 4.4).

Las facies que componen a este intervalo son principalmente facies finas de calizas puras con abundante presencia de fango carbonático (mudstones y wackestones), margas o "limoarcilitas calcáreas" (Figura 4.6). La base de este intervalo es predominantemente carbonática y hacia el techo dominan los componentes silicoclásticos limoarcillosos. Llamativamente, en sentido lateral la tendencia a aumentar el contenido de material silicoclástico se ve favorecida hacia el NE conformando depósitos mixtos con dominio carbonático y algo que es evidente en



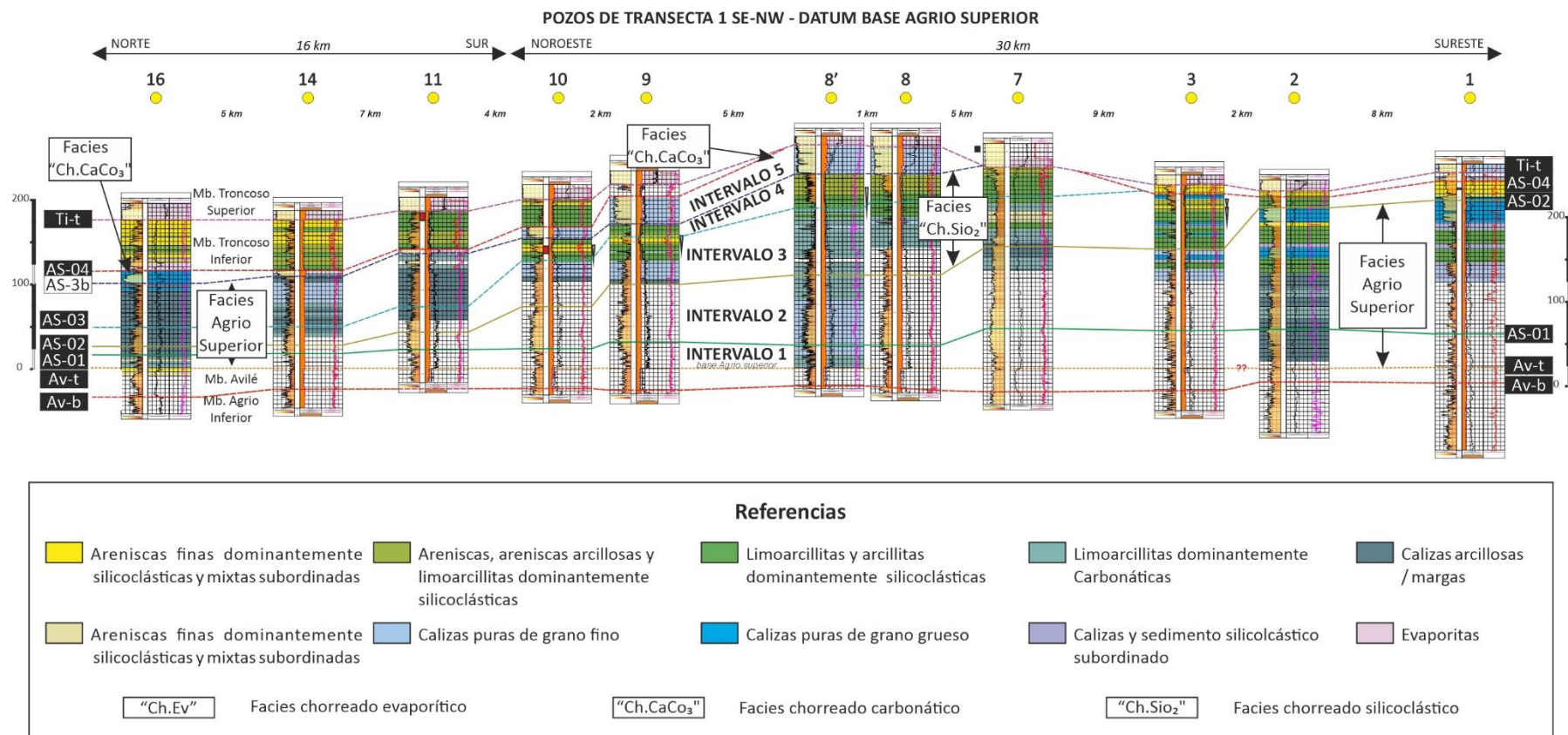


Figura 4.6A. Registro facial a partir de análisis de perfiles eléctricos de pozos y facies de *cutting* en el área Suroriental de la Provincia de Mendoza y Nororiental de la Provincia de Neuquén, modificado de Haring et al. (2022). Los intervalos de interés en este trabajo son el I, II y III. El intervalo I, compuesto principalmente por facies de calizas arcillosas a limoarcillitas calcáreas en el SE que pasan a margas y calizas puras de grano fino al NO. El intervalo II compuesto predominantemente por facies de calizas puras de grano fino con abundante fango carbonático y margas, aumentando el contenido de material silicoclástico hacia el NO conformando depósitos mixtos-carbonáticos dominados. El intervalo III conformado por intervalos de margas y calizas de grano fino con una variación composicional de SE a NO de silicoclástica/ mixta a carbonática/mixta, respectivamente.

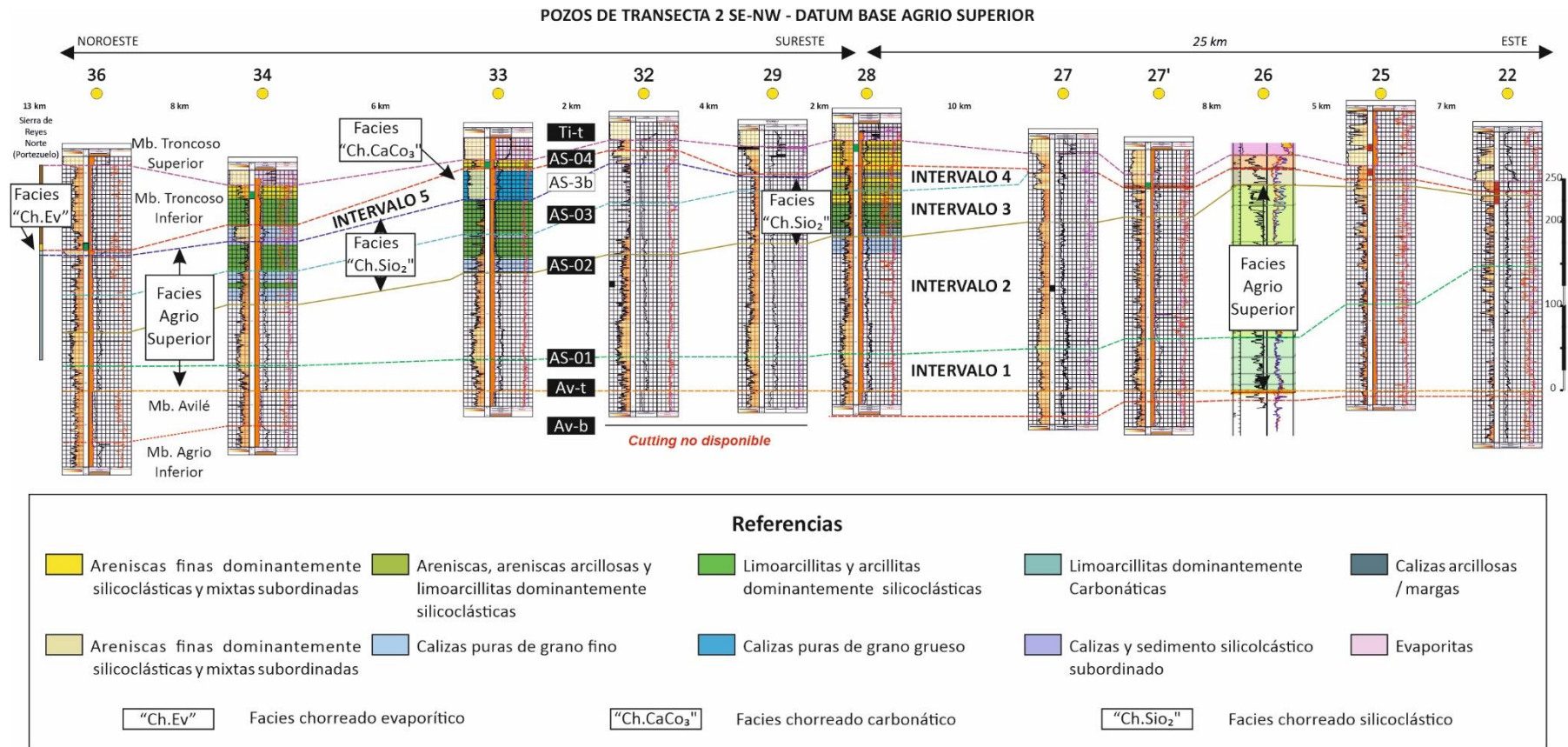


Figura 4.6B. Registro facial a partir de análisis de perfiles eléctricos de pozos y facies de *cutting* en el área Suroriental de la Provincia de Mendoza y Nororiental de la Provincia de Neuquén, modificado de Haring et al. (2022). Los intervalos de interés en este trabajo son el I, II y III. El intervalo I, compuesto principalmente por facies de calizas arcillosas a limoarcillitas calcáreas en el SE que pasan a margas y calizas puras de grano fino al NO. El intervalo II compuesto predominantemente por facies de calizas puras de grano fino en el SE y centro de la sección, que se enriquecen abundantemente en fango carbonático y margas, aumentando el contenido de material silicoclástico hacia el NO conformando depósitos mixtos-carbonáticos dominados. El intervalo III conformado por intervalos de depósitos de arenas finas mixtas en el SE a margas y calizas de grano fino en el centro de la sección, pasando a depósitos carbonáticos finos hacia el NO, respectivamente.

los pozos 8 y 10 de la sección S1 (Figura 4.3). Si bien al ser fragmentos de *cutting* su interpretación puede no ser tan segura como con otras metodologías, estas facies podrían sugerir un ambiente de baja energía con mezcla de componentes detríticos silicoclásticos y carbonáticos, con una tendencia de base a techo, carbonática a silicoclástica.

### 4.2.2.3 Intervalo III

El Intervalo III se encuentra delimitado entre las superficies AS-02 y AS-03. En términos de variaciones geométricas de espesor, todo este intervalo alcanza su máximo espesor en la zona central de la sección S1 con espesores de 80 m perdiendo bruscamente potencia hacia el NW y SE hasta los 20-30 m de espesor (Figura 4.3). Por su parte, en sección S2 este intervalo muestra espesores sutiles, en el orden de los 10 m, en el SE de la sección aumentando conspicuamente al orden de los 60 m en la zona central de la sección, luego del cual no se ve una marcada disminución del espesor.

Facialmente este intervalo está conformado principalmente por limoarcilitas calcáreas o margas, calizas puras de grano fino (mudstones y wackestones) y limoarcilitas silicoclásticas (Figura 4.6). Sin embargo, facialmente el Intervalo III muestra arreglos con significativa variación en sentido lateral. Particularmente de NE a SE. En el sector N las facies son en su totalidad de litologías finas principalmente mixtas, y en menor medida calizas puras de grano fino. Esta variación se puede apreciar en las dos secciones, en la sección S1 en los pozos 16, 14 y 10 (Figura 4.3), mientras que en la sección S2 se puede observar en el pozo 36 (Figura 4.4). Sin embargo, en el sector central de ambas secciones esta tendencia se va perdiendo debido al aumento de la participación silicoclástica con la presencia de limos y arcilitas en las partes basal y media del intervalo, que hacia el techo pasan a granulometrías tamaño arena (Figura 4.6). Por último, hacia el sector SE las facies son predominantemente silicoclásticas como sucede, por ejemplo, en el pozo 2 de la sección S1 (Figura 4.3) y en los pozos 27 y 28 de la sección S2 (Figura 4.4).

Como parte de este un nuevo análisis llevado adelante para la construcción del presente capítulo se han podido reconocer 14 superficies inclinadas en la sección S1 y 15 en la sección S2. A partir de la caracterización morfológica de las mencionadas superficies se han podido identificar *rollovers* que delimitan segmentos de *foreset* de clinofomas. A continuación, se presentan los parámetros resultantes de la caracterización morfológica de las expresiones geométricas de *foresets* identificados en las secciones S1 y S2.

### 4.2.3 Caracterización morfométrica de los *foresets* de clinofomas subácueas

Como se discutiera en el Capítulo 2, en cualquier caracterización morfológica es fundamental poder definir el alto del *foreset* ya que es un atributo diagnóstico para una

clasificación por tamaños (Figuras 2.1, 2.2) (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Sin embargo, también es necesario conocer el ancho y el gradiente depositacional del *foreset* para poder caracterizar en forma completa el segmento más importante de una clinofoma y eventualmente poder construir modelos predictivos de los depósitos que componen a una sucesión con clinofomas (Figura 2.1, 2.2). A continuación, se presentan los principales atributos (alto, ancho y gradiente) que se han podido caracterizar en los *foresets* de las clinofomas presentes en el Miembro Agua de la Mula, primero en la sección S1 y luego en la sección S2. La caracterización sistemática se detalla en las tablas 4.1 y 4.2 para las secciones S1 y S2, respectivamente. Por último, se describe la relación entre pares de atributos (alto/ancho, alto/gradiente, ancho/gradiente) y se compara brevemente cada sección en función de las caracterizaciones de *foreset* de las clinofomas presentes en el Miembro Agua de la Mula en subsuelo.

### 4.2.3.1 Sección S1

El análisis morfométrico se aplicó en las 14 superficies de la Sección S1 en las que se pudieron identificar *rollovers* superior ( $Ro_s$ ) e inferior ( $Ro_i$ ) y delimitar así la extensión del *foreset* correspondiente para luego estimar el alto, el ancho y el gradiente (Figura 4.7A; 4,9; Tabla 4.1).

La altura del *foreset* fue medida a partir de la diferencia vertical entre el  $Ro_s$  y el  $Ro_i$ . La altura promedio de los *foresets* de esta sección es de 66 m (Figura 4.7B). Sin embargo, la altura varía dentro de rangos de altura. Por ejemplo, la altura máxima es de 109 m, y la mínima, de 20 m, mientras que cuentan con una mediana de 62 m y un desvío de 29 m (Tabla 4.3, Figura 4.9A). Por su parte, los anchos medidos como la distancia horizontal entre  $Ro_s$  y  $Ro_i$  es en promedio de 10,9 km (Figura 4.7B). El ancho de *foreset* también oscila fuertemente entre extensiones máximas de 26 km y mínimas de 1,4 km, con una mediana de 9,4 km y un desvío de 6,3 km (Tabla 4.3, Figura 4.9B). Finalmente, el gradiente promedio de *foreset* se ubica en  $0,44^\circ$  (Figura 4.7B) y varía desde un gradiente máximo de  $0,85^\circ$  hasta gradientes extremadamente suaves de  $0,08^\circ$  contando una mediana de  $0,4^\circ$  y un desvío de  $0,22^\circ$  (Tabla 4.3, Figura 4.9C).

Con el objetivo de entender cuál es el comportamiento de los atributos de *foreset* en una sucesión de clinofomas y así poder obtener una herramienta más para la construcción de mejores modelos se estudiaron las relaciones entre los atributos de *foreset*. Se compararon para cada uno de los 14 *foresets* registrados alto/ancho, alto/gradiente y ancho/gradiente (Figura 4.10). Se puede observar que la relación alto/ancho de *foreset* para estas clinofomas muestra un comportamiento lineal y directo en el cual un mayor alto se corresponde con un mayor ancho de *foreset*, con un factor de correlación  $R^2 = 0,1335$  conformando una correlación débil (Figura 4.10A). Sin embargo, si solamente son consideradas las superficies del Intervalo II esa



<b>Sección S1 Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio</b>				
<b># N°</b>	<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
1	AS-01	34,78	26.008	0,08
2	AS-02_01	36,17	8.824	0,23
3	AS-02_02	64,35	9.317	0,40
4	AS-02_03	53,57	4.104	0,75
5	AS-02_04	20,94	1.417	0,85
6	AS-02_05	77,08	9.671	0,46
7	AS-02_06	60,80	4.332	0,80
8	AS-02_07	87,93	9.836	0,51
9	AS-02_08	104,42	16.121	0,37
10	AS-02	96,14	16.890	0,33
11	AS-03_01	109,43	14.835	0,42
12	AS-03_02	98,78	14.972	0,38
13	AS-03_03	56,83	8.029	0,41
14	AS-03	31,72	8.679	0,21

Tabla 4.1. Atributos resultantes de caracterización morfométrica de *foresets* de la Sección S1.

<b>Sección S2 Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio</b>				
<b># N°</b>	<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
1	AS-01_01	59,34	6.422	0,53
2	AS-01_02	54,33	10.121	0,31
3	AS-01	102,26	15.380	0,38
4	AS-02_01	83,20	12.889	0,37
5	AS-02_02	130,85	18.432	0,41
6	AS-02_03	125,22	22.599	0,32
7	AS-02_04	114,43	22.973	0,29
8	AS-02_05	132,38	27.747	0,27
9	AS-02_06	134,96	27.838	0,28
10	AS-02_07	123,76	29.394	0,24
11	AS-02	96,83	25.564	0,22
12	AS-03_01	74,57	18.982	0,23
13	AS-03_02	49,67	7.126	0,40
14	AS-03_03	40,63	6.929	0,34
15	AS-03	30,33	6.929	0,25

Tabla 4.2. Atributos resultantes de caracterización morfométrica de *foresets* de la Sección S2.

<b>Sección S1 Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	66,64	10.931,21	0,44
<b>Máximo</b>	109,43	26.008,27	0,85
<b>Mínimo</b>	20,94	1.416,56	0,08
<b>Mediana</b>	62,57	9.494,09	0,40
<b>Desvío</b>	29,46	6.356,95	0,22
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	35,83	7.104,89	0,30
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	62,57	9.494,09	0,40
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	96,80	15.259,37	0,57

Tabla 4.3. Estadísticos básicos de atributos de *foresets* de la Sección S1

<b>Sección S2 Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	90,18	17.288,30	0,32
<b>Máximo</b>	134,96	29.394,33	0,53
<b>Mínimo</b>	30,33	6.421,55	0,22
<b>Mediana</b>	96,83	18.432,38	0,31
<b>Desvío</b>	36,63	8.497,01	0,08
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	54,33	7.125,55	0,25
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	96,83	18.432,38	0,31
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	125,22	25.563,63	0,38

Tabla 4.4. Estadísticos básicos de atributos de *foresets* de la Sección S2

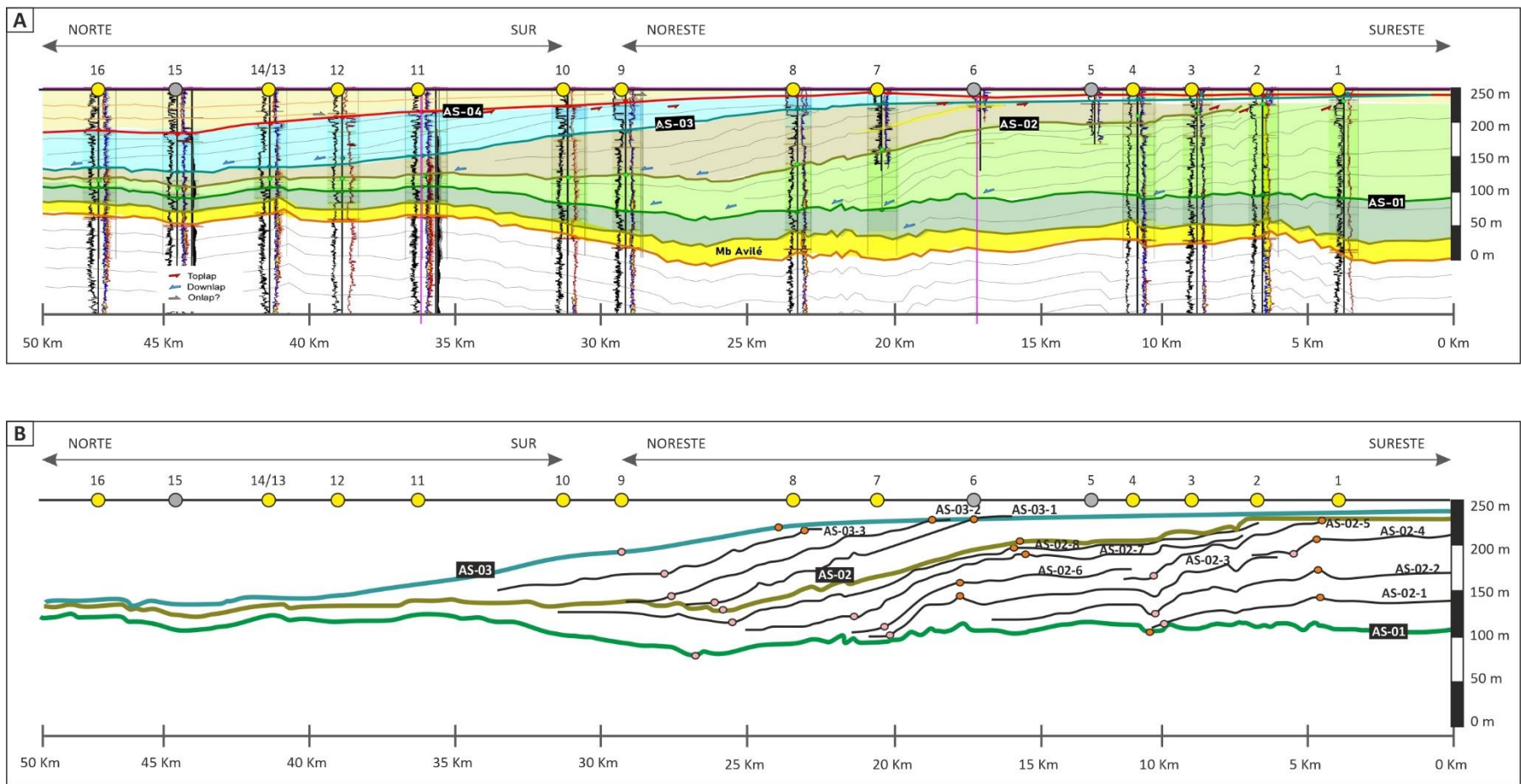


Figura 4.7. Sección S1 utilizada para la caracterización morfológica de los *foresets* de las cliniformes del Miembro Agua de la Mula en el sector Suroriental de la Provincia de Mendoza y Nororiental de la Provincia de Neuquén. A) Mapeo de superficies en la sección sísmica y relación con las facies eléctricas de pozo. B) Las cliniformes mapeadas con sus respectivos *rollovers*.

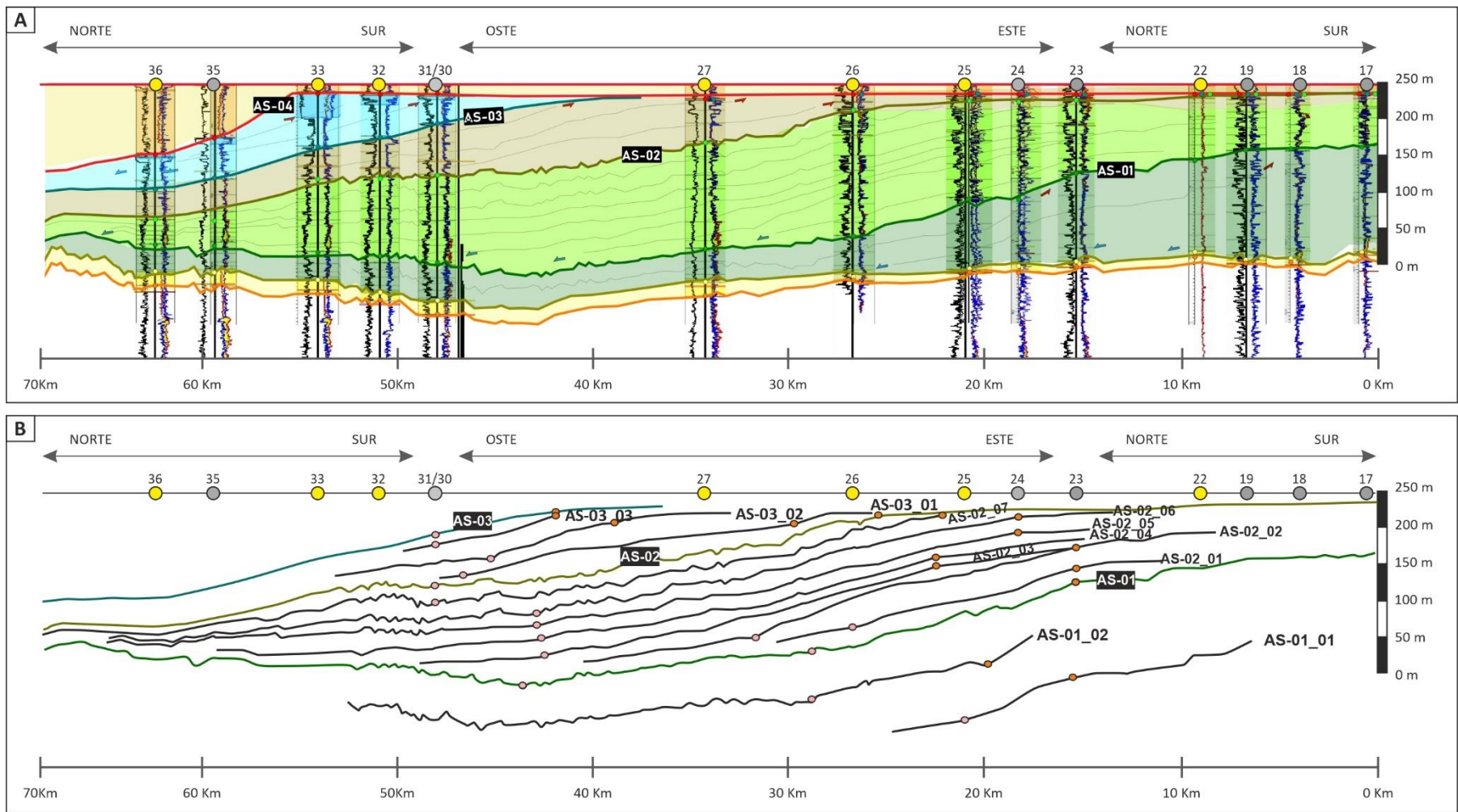


Figura 4.8. Sección S2 utilizada para la caracterización morfológica de los *foresets* de las clinofomas del Miembro Agua de la Mula en el sector Suroriental de la Provincia de Mendoza y Nororiental de la Provincia de Neuquén. A) Mapeo de superficies en la sección sísmica y relación con las facies eléctricas de pozo. B) Las clinofomas mapeadas con sus respectivos *rollovers*.

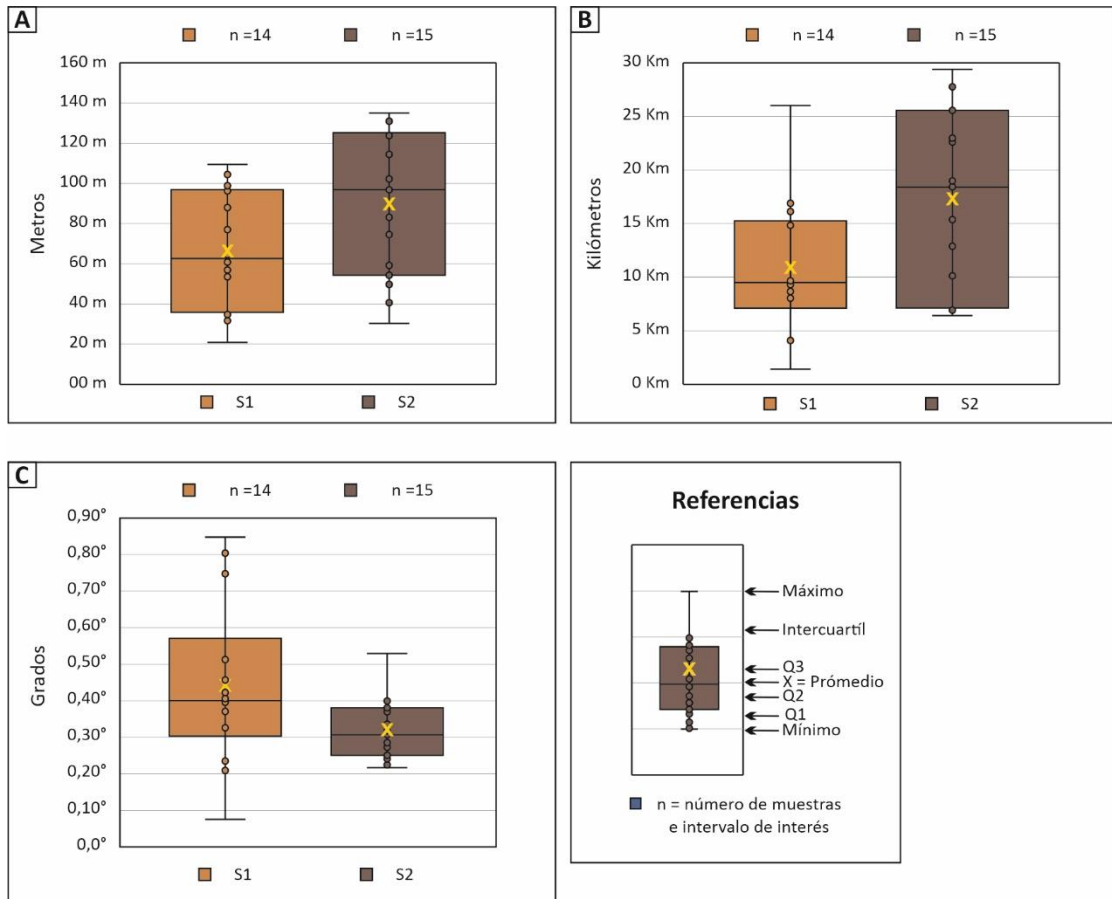


Figura 4.9. Parámetros estadísticos básicos de los atributos de *foreset* de las cliniformas del Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio, que corresponden al primero de los dos ejemplos presentados en este capítulo: A) Altos de *foreset*. B) Anchos de *foreset*. C) Gradientes de *foreset*, caracterizados a partir del análisis morfométrico de las secciones sísmicas S1 y S2. Se pudieron medir atributos de 14 y 15 *foresets* en la sección S1 y S2, respectivamente. Como se puede observar en los gráficos de caja y bigotes, parece razonable sugerir que los *foresets* de las cliniformas de la sección S1, son menos altas, menos anchas, pero más empinadas que en la sección S2.



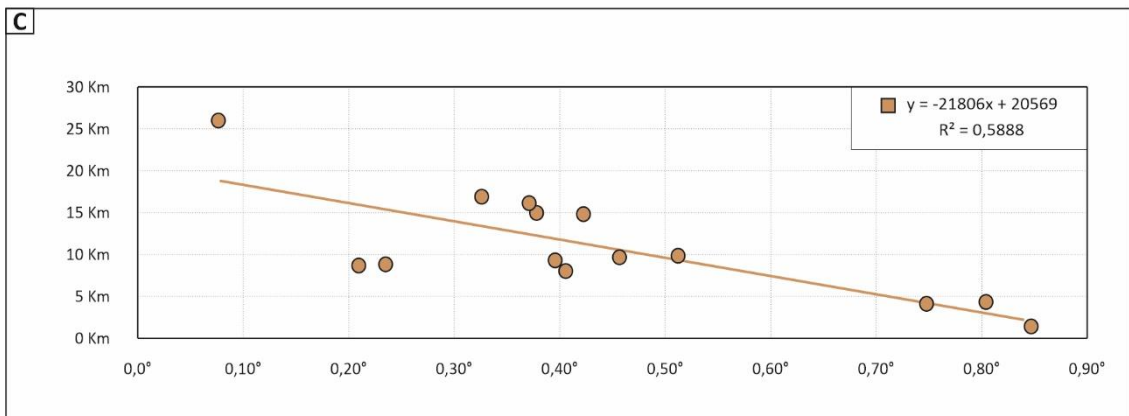
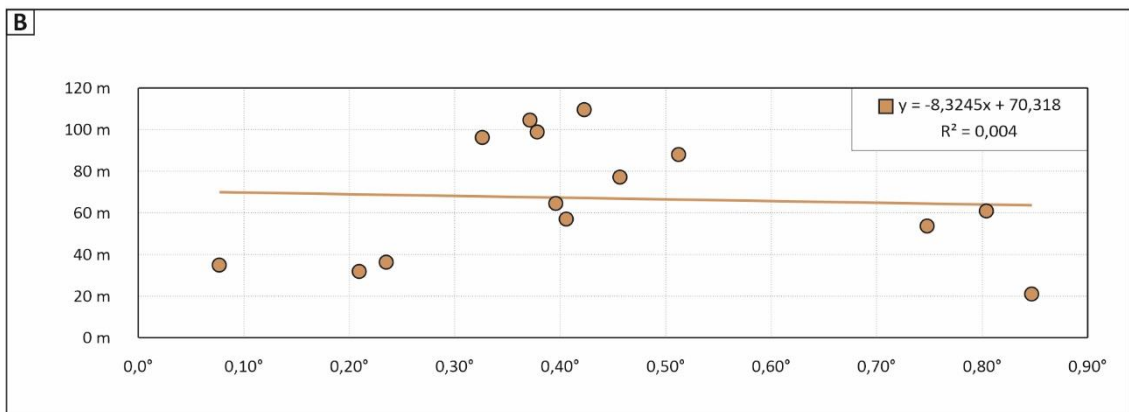
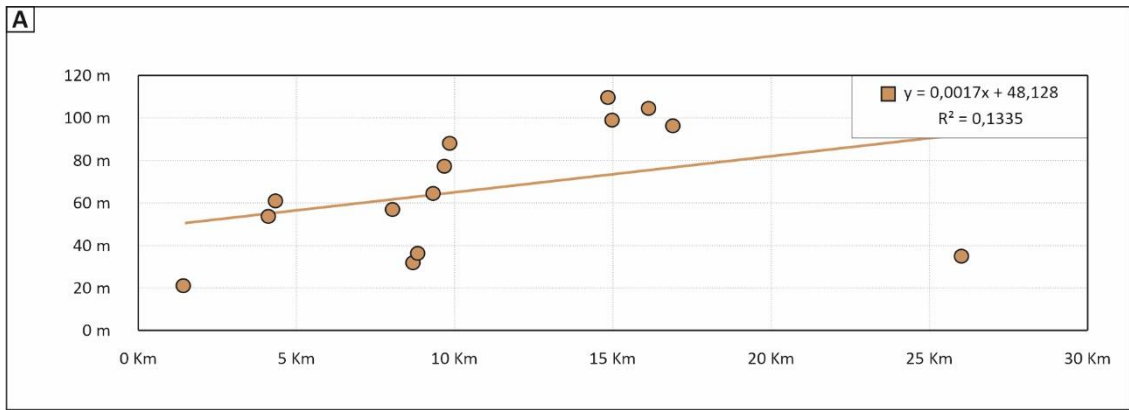


Figura 4.10. Relación de atributos de cada uno de los 14 *foresets* de las clinofomas de la sección S1. A) Para la relación alto/ancho la relación podría interpretarse como directa, aunque con una correlación débil si se consideran todos los intervalos de la sección por lo cual es arriesgado extraer un comportamiento claro de estos atributos. Sin embargo, solamente considerando el Intervalo II, la correlación es fuerte (ver texto) sugiriendo que en algunos intervalos de la sección podría darse una relación en la cual a mayor alto de *foreset* se podría esperar un mayor alto. B) Para las clinofomas de la sección S1 no se observa una relación entre los atributos de alto y gradiente de *foreset*. C) La relación ancho/gradiente, muestra una relación inversa con una correlación moderada a fuerte lo cual podría sugerir que es de esperar un aumento del gradiente cuando el ancho se sea menor.

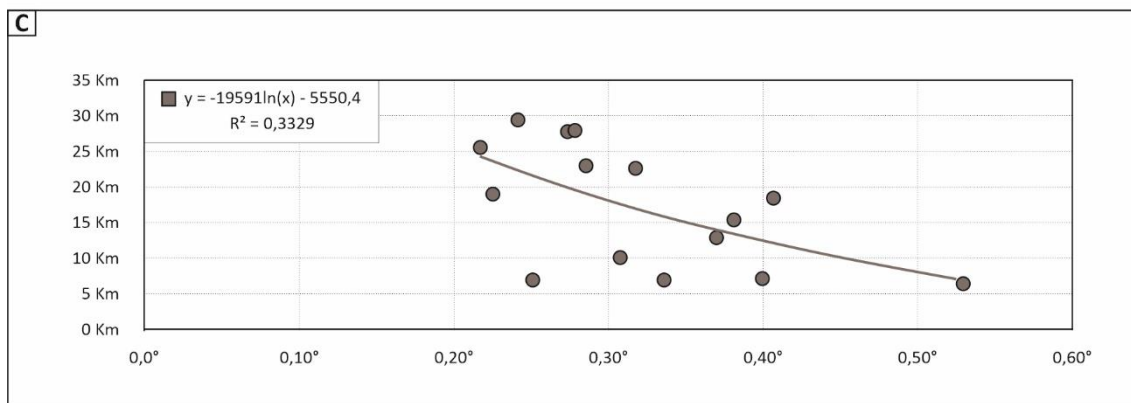
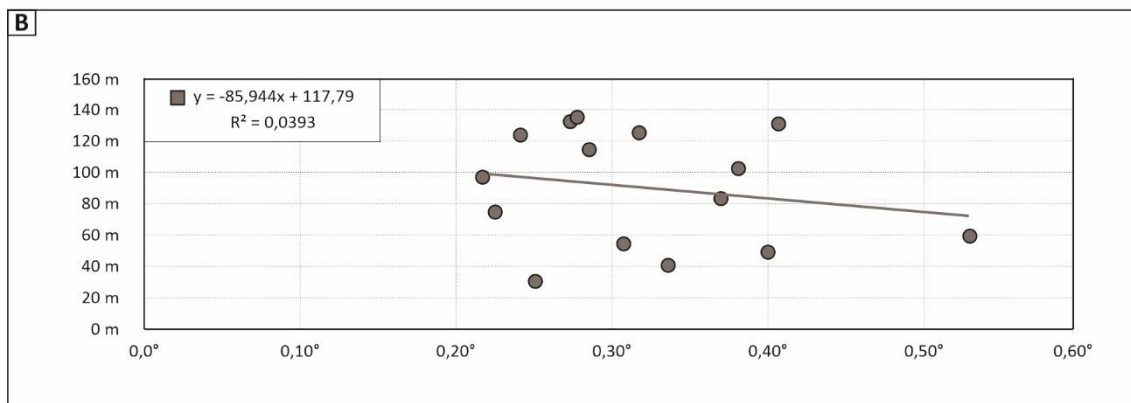
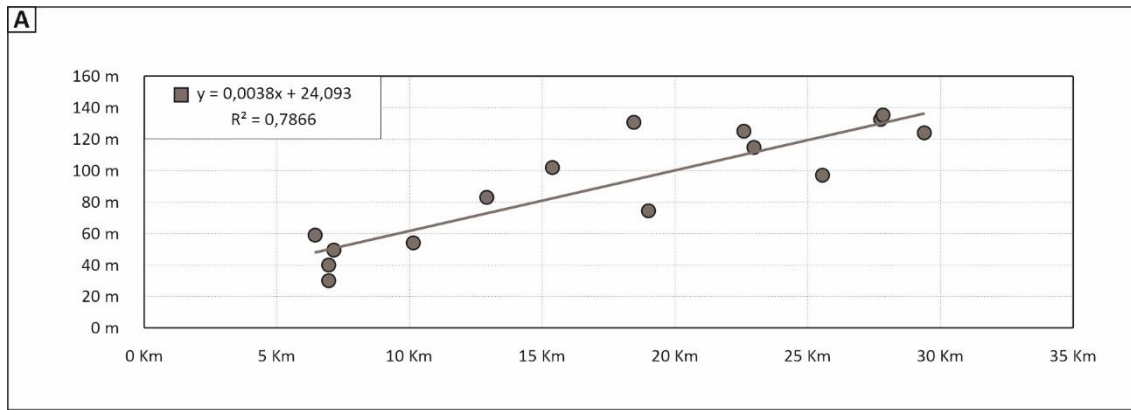


Figura 4.11. Relación de atributos de cada uno de los 15 *foresets* de las cliniformas de la sección S2. A) Para la relación alto/ancho se puede observar una relación directa que muestra que a mayor alto es de esperar un mayor ancho con una correlación fuerte. B) Para las cliniformas de la sección S2, no se observa una relación entre los atributos de alto y gradiente de *foreset*. C) La relación ancho/gradiente, muestra una relación inversa con una correlación débil, que pasa a fuerte si solo se consideran los *foresets* del intervalo II (ver texto), lo cual podría sugerir que al menos para el intervalo II es de esperar un aumento del gradiente cuando el ancho sea menor.

correlación se hace fuerte con un  $R^2 = 0,7095$ . Respecto de la relación alto/gradiente de *foresets*, no se observa un patrón en los valores que permita analizar su relación (Figura 4.10B). Por último, la relación ancho/gradiente muestra que a menor ancho mayor es el gradiente del *foreset* (Figura 4.10C). Esta relación inversa, es considerada como una correlación moderada a fuerte ya que su  $R^2 = 0,5888$ , que cuando solo se consideran los datos del intervalo II el factor  $R^2$  aumenta hasta  $R^2 = 0,6548$  (Figura 4.10C).

#### 4.2.3.2 Sección S2

Por su parte, en la sección S2 analizada para el Miembro Agua de la Mula se pudieron reconocer 15 superficies inclinadas delimitadas geoméricamente por quiebres de pendiente (Figura 4.8A; Tabla 4.2). El análisis morfométrico arrojó una altura de *foresets* promedio de 90 m (Figura 4.8B), con valores extremos que pueden ir desde máximos de 135 m hasta mínimos de 30 m de altura, mientras que su mediana es de 96 m y su desvío 36 m (Tabla 4.4, Figura 4.9A). Por su parte, el ancho promedio se ubica en 17 km (Figura 4.8B), y varía entre un máximo de 29 km y un mínimo de 6 km de ancho, con una mediana de 18,4 km y un desvío de 8,4 km de ancho (Tabla 4.4, Figura 4.9B). Finalmente, los gradientes obtenidos muestran un promedio de  $0,32^\circ$  (Figura 4.8B), oscilando entre un valor máximo de  $0,53^\circ$  y un mínimo de  $0,22^\circ$ . En este caso el valor de mediana es de  $0,31^\circ$  y el desvío de tan solo  $0,08^\circ$  (Tabla 4.4, Figura 4.9C).

Con el mismo objetivo que para los *foresets* de las clinofomas registradas en la sección S1, para la sección S2 también se analizó el comportamiento de a pares de atributos de *foreset*. En esta sección se analizaron las relaciones de a pares de atributos (alto/ancho, alto/gradiente y ancho/gradiente) en cada uno de los 15 *foreset* reconocidos (Figura 4.11).

La relación alto/ancho de *foreset* muestra que a mayor alto de *foreset* es de esperar un mayor ancho de *foreset* (Figura 4.11A). Esta relación directa arroja un valor de  $R^2 = 0,7866$  que se interpreta como una correlación fuerte. Mientras tanto, la relación alto/gradiente no muestra un patrón de valores que permita reconocer una tendencia (Figura 4.11B). Finalmente, la relación ancho/gradiente muestra que a menor ancho se espera un mayor gradiente conformando una relación inversa (Figura 4.11C). Esta relación inversa resultó en un valor de  $R^2 = 0,3329$  que se interpreta como una correlación débil. Sin embargo, cuando se consideran solamente las superficies del Intervalo II el factor de correlación aumenta marcadamente a valor de  $R^2 = 0,6685$  conformando una correlación fuerte.

#### 4.2.3.3 Comparación entre secciones y lecciones resultantes

Con el objetivo de identificar potenciales diferencias en la caracterización morfológica de los *foresets* de las clinofomas de las secciones S1 y S2 realizada anteriormente y poder



extraer lecciones que aporten valor predictivo del comportamiento de *foreset* se presenta aquí una comparación entre los análisis individuales realizados sobre las secciones S1 y S2.

En primer lugar, la altura de los *foresets* de clinofomas analizadas en la sección S1 (ubicada en el sector N del área de estudio, Figura 4.2) registran valores de alto promedio que son consistentemente menores que los obtenidos para el conjunto de *foresets* de clinofomas analizadas en la sección S2 (ubicada en el sector S del área de estudio, Figura 4.2) (66 m y 90 m, respectivamente) (Figura 4.9A). Incluso, en términos de altos máximos se mantiene esta relación ya que en sector N se registran valores de poco más de 100 m mientras que en el sector S pueden alcanzar altos máximos de 135 m. Estas relaciones se siguen cumpliendo cuando se revisan los altos mínimos los cuales en la sección S1 son nuevamente menores que en la sección S2 (21 m y 30 m, respectivamente).

En cuanto a los anchos estimados de las secciones sísmicas, se puede observar que las clinofomas analizadas en la sección S1 resultan en anchos promedios menores que en la sección S2 (11 km vs 17 km, respectivamente) (Figura 4.9B). Sin embargo, las dos secciones (S1 y S2) cuentan con anchos máximos que son muy semejantes (26 km vs 29 km, respectivamente). En cambio, los valores de mediana son bien diferentes ya que el 50% de los anchos de los 14 *foresets* de las clinofomas caracterizadas en la sección S1 se ubican en torno a los 9 km, mientras que en los 15 *foresets* caracterizados en la sección S2 ese mismo parámetro está más próximo a los 19 km (9,4 km vs 18,7 km, respectivamente). Por su parte, los desvíos resultaron presentar un valor similar para ambos conjuntos de datos (6,3 km en el primer caso y 8,4 km en el segundo).

Respecto de los gradientes de *foreset* calculados para las clinofomas, la comparación se comporta de manera distinta que hasta aquí siendo que los valores de promedios de gradientes son mayores en el conjunto de datos de la sección S1, respecto de los obtenidos para sección S2 (0,44° y 0,32°, respectivamente) (Figura 4.9B). Esta diferencia es aún más conspicua cuando se analizan los valores máximos en cada conjunto de datos, acercándose al doble del gradiente a favor de la sección S1 (0,85° y 0,53°, respectivamente).

Sobre la base de estas comparaciones entre ambos conjuntos de datos se puede apreciar que los *foresets* de las clinofomas de la sección S1, ubicadas más al N en el área de estudio (Figura 4.2) son menos altas, más angostas, pero más empinadas que en la sección S2 (Figura 4.9). Este cambio en la morfometría de los *foresets* podría sugerir que las transecta de la sección S2 muestra una sección que atraviesa con más precisión en el sentido proximal distal perpendicular al rumbo depositacional de las clinofomas ya que muestran los *foresets* con

mayor alto y ancho, conformando expresiones más claras y más fácilmente identificables a pesar de tener gradientes depositacionales levemente más suaves.

A modo de consideraciones finales de la revisión y comparación de la caracterización de *foresets* de las clinoforras presentes en las secciones sísmicas S1 y S2 del Miembro Agua de la Mula se puede mencionar algunas lecciones respecto del comportamiento de las variables consideradas de a pares a partir del factor de correlación  $R^2$  (Figura 4.10; 4.11).

El comportamiento del alto con respecto del ancho del *foreset* (Figura 4.10A; 4.11A) en las dos secciones muestra una relación directa tanto para la sección S1 como para la sección S2. Para el conjunto de datos de la sección S1, cuando se consideran todas las superficies, el factor  $R^2$  sugiere una correlación débil pero que pasa a fuerte ( $R^2 = 0,7095$ ) si sólo se consideran los *foresets* del intervalo II que cuenta, para las dos secciones con el mayor número de muestras (Tablas 4.1, 4.2). Esto mismo sucede para la sección S2 ( $R^2 = 0,7866$ ). Por lo tanto, podría sugerirse que estas variables muestran correlaciones fuertes y que son consistentes con sets de datos publicados en la literatura reciente (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

Por otra parte, para la relación de alto/gradiente (Figura 4.10B; 4.11B), no se observa ninguna distribución que permita reconocer una correlación registrándose un valor de  $R^2$  en ninguna de las 2 secciones. Por último, la relación ancho/gradiente (Figura 4.10C; 4.11C) muestra una relación inversa, donde a mayor ancho, se espera obtener un menor gradiente. Para la sección S1 la correlación es considerada fuerte ( $R^2 = 0,5888$ , el cual asciende a  $R^2 = 0,5964$  cuando solamente son considerados los *foresets* del intervalo II). Algo similar sucede con la sección S2 ( $R^2 = 0,3329$ ), que aumenta a fuerte ( $R^2 = 0,6685$ ) cuando se consideran solo las superficies del intervalo II que es el que tiene, en ambas secciones, mayor número de muestras (Tabla 4.1, 4.2). Este comportamiento está dentro de lo que se ha registrado en otros sets de datos recientes en la literatura (Patruno y Helland-Hansen, 2018).

### 4.2.4 Implicancias

#### 4.2.4.1 Implicancias para su clasificación por tamaños

Trabajos previos en el área de estudio han reconocido para el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio la presencia de delgadas capas arenosas asociadas a depósitos costeros de *shoreface*/frente deltaico, especialmente en el subsuelo de las áreas de Puesto Molina Norte, Cañadón Amarillo y Puesto Hernández (Brissón et al., 2000; Gutiérrez-Pleimling et al., 2011, Barrionuevo, 2003; Vergani, 2001) (Figura 4.5). Estos depósitos marinos someros están, además, próximos a los depósitos que Haring et al. (2022) describen en el subsuelo del área de estudio a partir de información de coronas y facies de *cutting* (Figura 4.6). Considerando la presencia de

estos depósitos someros, y que en el Capítulo 3 se ha desarrollado una metodología de reconstrucción de clinoformas de *shoreface* a partir de los depósitos sedimentarios marinos de dichos sistemas, luce razonable sugerir que posiblemente en estos depósitos existan clinoformas de línea de costa, aunque no hayan sido caracterizadas sus expresiones geométricas mediante información sísmica debido a la pequeña escala.

Distalmente a las eventuales clinoformas de línea de costa, Haring et al., (2022) describieron facies marinas, composicionalmente mixtas y de grano fino (margas, calizas, mudstones, wackestones, limoarcilitas) que cuentan con expresiones geométricas con quiebres de pendiente que han sido definidas como clinoformas (Brissón et al., 2000; Gutiérrez-Pleimling et al., 2011). Como parte de este trabajo las expresiones geométricas de los depósitos descritos por Haring et al. (2022) han sido caracterizadas como *foresets* de clinoformas (Figura 4.7; 4.8). Por lo tanto, relativamente próximos a la línea de costa, (5 a 20 km) se han caracterizado 29 *foresets*, de clinoformas marinas con facies mixtas de grano fino, 14 *foresets* en la sección S1 y 15 para la sección S2 (Figura 4.7; 4.8). Los *foresets* caracterizados en la sección S1 tienen valores promedio de 66 m de alto, 10,9 km de ancho y 0,44° de gradiente depositacional (Figura 4.7). Los *foresets* de la sección S2 tiene en promedio, 90 m de alto, 17 km de ancho y 0,32° de gradiente depositacional (Figura 4.8).

La consideración de todas estas evidencias (facies marinas fangosas; altura y gradiente de *foreset*; proximidad a la línea de costa) las cuales van en concordancia con la literatura, permite proponer que las clinoformas descritas para el Miembro Agua de la Mula corresponden a clinoformas subácueas (ver Figuras 4.1B). Además, sobre todo debido a su proximidad de la línea de costa, y de las clinoformas de línea de costa que podrían reconocerse en sus depósitos, se podría proponer la presencia de un sistema de clinoformas compuestas, de escala deltaica. Este sistema estaría conformado por una clinoforma de línea de costa y más distalmente una clinoforma subácuea según las definiciones analizadas en el Capítulo 2 (Figura 2.10A) (4.1A) (Cattaneo et al., 2003, 2007; Walsh y Nittrouer, 2009; Hampson, 2010; Patruno et al., 2015a, b; Patruno y Helland-Hansen, 2018; Pellegrini et al., 2019; La Croix y Gingras, 2021).

#### 4.2.4.2 Reconstrucción paleogeográfica de clinoformas compuestas de escala deltaica

Comúnmente, en la clinoforma de línea de costa el *topset* está conformado por depósitos sedimentarios de planicie costera/deltaica (Figura 4.1B) y termina en el *rollover*, en la posición de la línea de costa (ver Capítulo 2). El *rollover* da lugar al *foreset* de la clinoforma de línea de costa y generalmente, aunque no siempre (ver Capítulo 3, *foresets* tipo I y tipo II), está conformado por depósitos de *shoreface*/frente deltaico. El *foreset* de la clinoforma de línea de costa puede tener alturas de pocas decenas de metros de alto (10-20 m) con gradiente

deposicional del orden de  $1^\circ$  que se puede extender hasta un nuevo *rollover* ubicado más distalmente en el sentido de la deposición. Este último *rollover* da comienzo al segmento de *bottomset* con un gradiente deposicional muy suave y que está muy próximo a la horizontalidad ( $<0.1$ ). Este segmento puede estar comúnmente caracterizado por depósitos de *offshore transition/offshore/prodelta* de grano fino. Sin embargo, existen escenarios en los cuales el *bottomset* de la clinoforra de escala deltaica de línea de costa cuenta, cuenta a su vez, con *rollovers* más distales que dan paso a un segundo *foreset* con depósitos de grano fino que puede tener 20-100 m de alto con gradientes deposicionales desde  $0,1^\circ$  a  $1,5^\circ$  (Figura 4.1B). Por lo tanto, el *bottomset* de la clinoforra de línea de costa conforma el *topset* de una clinoforra subácuca. En lo sucesivo, se proponen reconstrucciones paleogeográficas para los intervalos I, II y III de las clinoforras compuestas de escala deltaica reconocidas en el Miembro Agua de la Mula a partir de la caracterización morfométrica realizada en las superficies AS-01 (techo Intervalo I) (Figura 4.12), AS-02 (techo Intervalo II) (Figura 4.13) y AS-03 (techo Intervalo III) (Figura 4.14).

Para proponer reconstrucciones de clinoforras compuestas de escala deltaica, utilizando las caracterizaciones morfométricas de *foresets* realizados en este capítulo, en el próximo ejercicio se asumen los siguientes parámetros: 1) la línea de costa en el área de estudio cuenta con una clinoforra de línea de costa, 2) esa clinoforra de línea de costa cuenta con un  $R_o$ , ubicado en la línea de costa que da paso a un *foreset*, 3) el *foreset*, en consonancia con lo realizado en el Capítulo 3 para la reconstrucción de clinoforras de línea de costa en depósitos de *shoreface*, en este ejercicio tendrá una altura de 25 m, 5 km de ancho y un gradiente deposicional de  $1^\circ$  hasta el  $R_o$ , 4) el *bottomset* de la clinoforra de línea de costa tendrá un ancho de 10 km y el gradiente deposicional del segmento será de  $0,005^\circ$  (gradiente #3, en Tabla 3.2 Capítulo 3; Figura 3.18 en Capítulo 3) que es conceptualmente propuesto como un gradiente promedio de mares epicontinentales (Schieber, 2016) y que también fuera utilizado para reconstruir el *bottomset* de clinoforras de *shoreface* en el Capítulo 3.

Las superficies delimitantes de los intervalos de interés para estas clinoforras, que son las superficies AS-01, AS-02 y AS-03 indican distintos escenarios de ancho, alto y gradiente de *foresets* que se pueden asociar a depósitos de sedimentos predominantemente fangosos, por lo cual, se reconstruyeron 3 escenarios. Por lo tanto, a partir de la caracterización morfométrica realizada en este capítulo (sumado a los supuestos mencionados en el párrafo anterior) es posible, por lo tanto, caracterizar el perfil deposicional marino para el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrío.

La primera de las tres reconstrucciones de clinoformas compuestas de escala deltaica, se realiza a partir de la información extraída de la superficie AS-01 de las secciones S1 y S2 (Figura 4.12). Esta primera reconstrucción da cuenta de una clinoforma de línea de costa con un *topset* de 2 km que en su culminación distal tiene un  $Ro_s$  que marca la posición de la línea de costa. Para que sean clinoformas de línea de costa consistentes con reconstrucciones propuestas en el Capítulo 3 (ver Capítulo 3, Figura 3.15), al *foreset* se le asignan valores de 25 m de alto, 5 km de ancho y  $1^\circ$  de inclinación hasta el  $Ro_i$  (Figura 4.12). Luego del quiebre de pendiente más distal y profundo del *foreset* de la clinoforma de línea de costa comienza el *bottomset* (que a su vez constituiría el *topset* de la clinoforma subácuea). Utilizando el gradiente mencionado de  $0,005^\circ$  y el ancho de 10 km considerado en este escenario, se produce una profundización de tan solo 0,9 m a lo largo de este *bottomset* (Figura 4.12). La configuración de esta clinoforma de línea de costa (*topset-foreset-bottomset*) es la misma que se utiliza en las siguientes dos reconstrucciones.

El *bottomset* de la clinoforma de línea de costa se extiende hasta un nuevo quiebre de pendiente, en este caso el  $Ro_s$  de una clinoforma subácuea a una profundidad de 25,9 m, donde comienza un *foreset* que ha sido caracterizado en este capítulo a partir de información sísmica. Este segundo *foreset* de la clinoforma compuesta de escala deltaica, tiene 34 m de alto, 26 km de ancho y tan solo  $0,08^\circ$  de inclinación para la sección S1 (Figura 4.12). Esta expresión geométrica de clinoforma compuesta alcanzaría una profundidad, medida hasta el  $Ro_i$  del *foreset* de la clinoforma subácuea, de tan solo 59,9 m (Figura 4.12). Por otra parte, en la sección S2 si bien los parámetros de la clinoforma de línea de costa son los mismos que para la sección S1, los parámetros de la clinoforma subácuea son diferentes. El *foreset* de la clinoforma subácuea parametrizado en la sección S2 es de 102 m de alto, 15,3 km de ancho y  $0,38^\circ$  de inclinación hasta el  $Ro_i$  (Figura 4.12). Por lo tanto, en sentido E-O, la clinoforma compuesta alcanzaría una profundidad final de 127,9 m medidos hasta el  $Ro_i$  de la clinoforma subácuea (Figura 4.12). Es posible que la diferencia en los parámetros de *foreset* entre la sección S1 y S2 reconstruidos para la superficie AS-01 puedan estar vinculados con el cambio en la orientación de la transecta. Siendo que el *foreset* de la clinoforma de escala deltaica subácuea en la sección S2 es más alto, con mayor gradiente y más angosto que en la sección S1, podría sugerirse que en la sección S1 se esté observando una orientación que no es perpendicular al rumbo de la clinoforma, o, dicho de otra manera, no es paralelo al sentido de la depositación del *foreset*.

El segundo escenario fue reconstruido considerando los parámetros de la superficie AS-02 y utilizando como punto de partida la misma reconstrucción de clinoforma de línea de costa (Figura 4.13). En este caso, para la sección S1 la caracterización morfológica permitió definir un

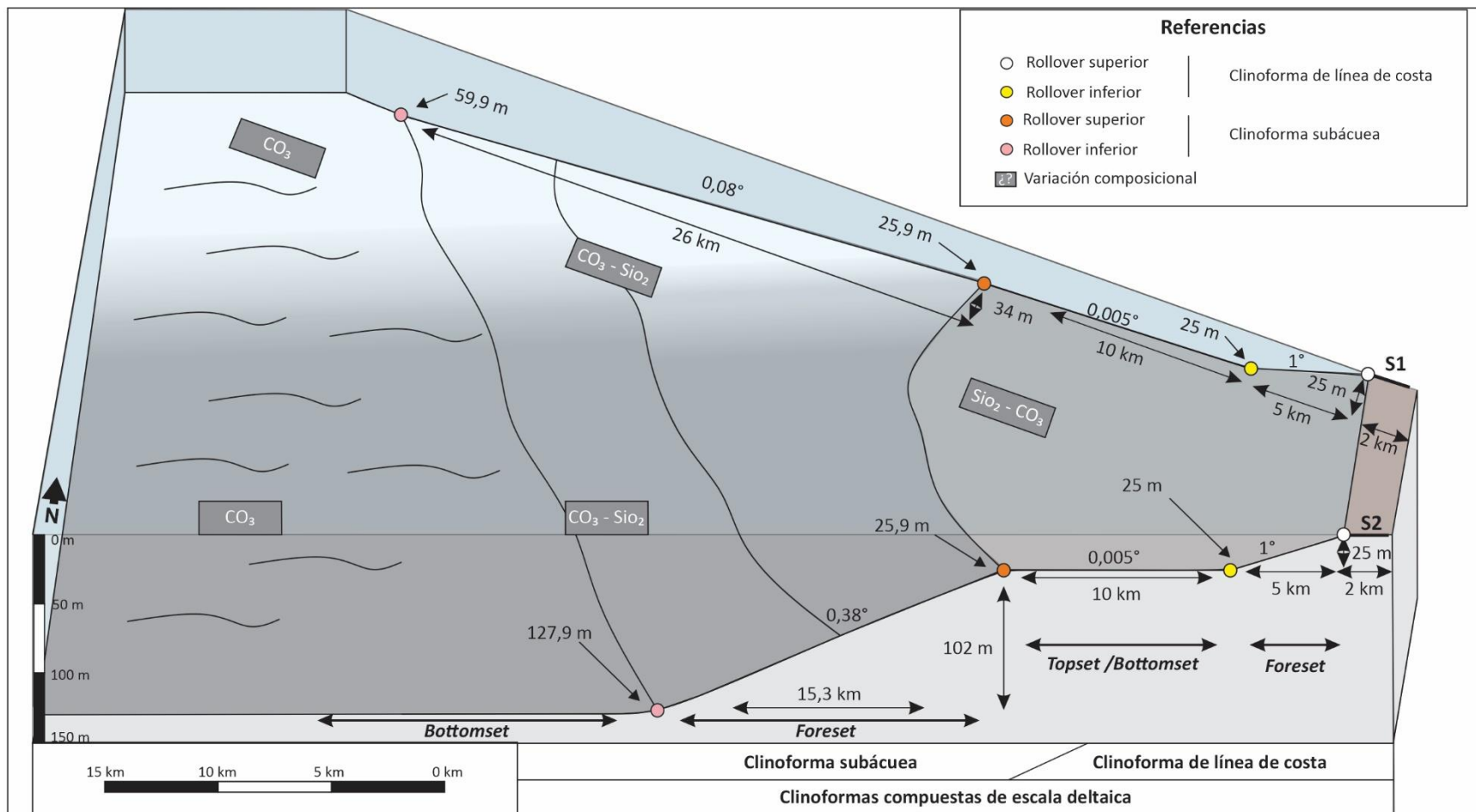


Figura 4.12 Reconstrucción de clinoforma compuesta de escala deltaica (clinoforma de línea de costa y clinoforma subaquea) en la superficie AS-01 (Intervalo I) del Miembro Agua de la Mula. La presencia y caracterización de la clinoforma de línea de costa es una reconstrucción que se asume a partir de observar en subsuelo depósitos de sistemas costeros y parámetros de clinoformas caracterizadas en el Miembro Pilmatué (Capítulo 3). La clinoforma subaquea es reconstruida a partir de una caracterización morfométrica de la sección sísmica S1 y S2 realizada en este capítulo. Notar la profundización del sistema hacia el sector sur. En facies de *cutting* se puede observar una variación composicional del sistema (Figura 4.6).

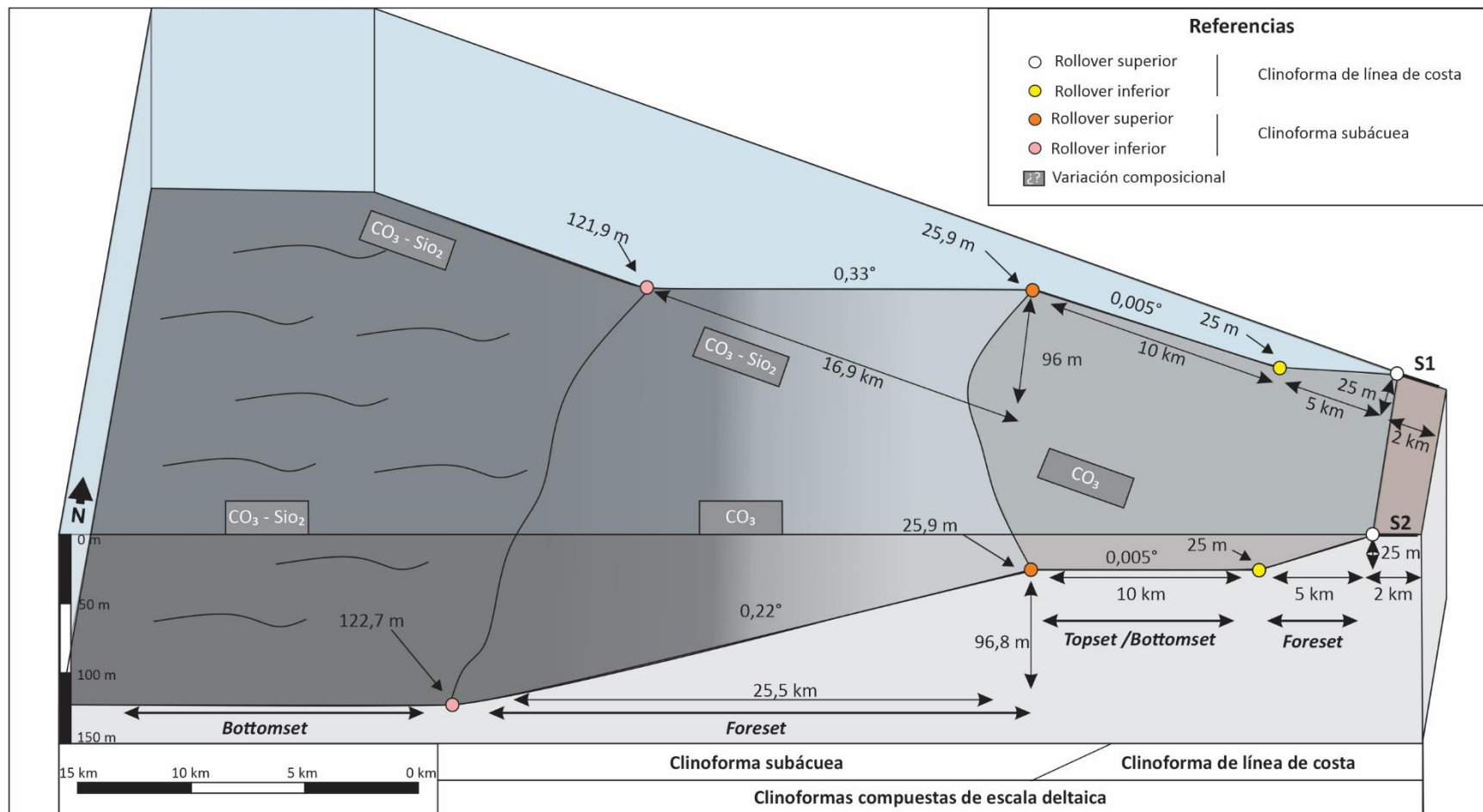


Figura 4.13 Reconstrucción de clinoforma compuesta de escala deltaica (clinoforma de línea de costa y clinoforma subácuea) en la superficie AS-02 (Intervalo II) del Miembro Agua de la Mula. La presencia y caracterización de la clinoforma de línea de costa es una reconstrucción que se asume a partir de observar en subsuelo depósitos de sistemas costeros y parámetros de clinoformas caracterizadas en el Miembro Pilmatué (Capítulo 3). La clinoforma subácuea es reconstruida a partir de una caracterización morfométrica de la sección sísmica S1 y S2 realizada en este capítulo. Notar la profundización acumulada del sistema hasta el  $\text{Ro}_i$ . En facies de *cutting* se puede observar una variación composicional del sistema (Figura 4.6).

## Caracterización de clinoforras subácneas y de margen de plataforma

*foreset* de clinoforra subácnea de 96 m de alto, 16,9 km de ancho y  $0,33^\circ$  de gradiente depositacional hasta el  $Ro_i$  alcanzando una profundidad hasta este quiebre en la pendiente de 121,9 m. A su vez, en la Sección S2 el *foreset* mantiene su altura (96,8 m) pero se ensancha y suaviza su gradiente depositacional con 25,5 km de ancho y  $0,22^\circ$ , llegando a una profundidad de 122,7 m en el  $Ro_i$ .

Finalmente, para el tercer escenario se seleccionaron los parámetros obtenidos para la superficie AS-03 y partiendo de la misma reconstrucción de la clinoforra de línea de costa. (Figura 4.14). En este caso el *foreset* en la sección S1 tiene un alto de tan solo 31 m de alto con una extensión de 8,6 km y un gradiente depositacional de  $0,21^\circ$  grados que le permite alcanzar una paleoprofundidad acumulada desde la línea de costa hasta el  $Ro_i$  del *foreset* de la clinoforra subácnea de 56,9 m. Por su parte, en la sección S2 el *foreset* mantiene una altura muy similar (30 m), pero se angosta levemente respecto de su contraparte en la sección S1 (6,9 km). El resultado final es un gradiente del *foreset* ligeramente mayor ( $0,25^\circ$ ) y una paleoprofundidad acumulada hasta el  $Ro_i$  de 55,9 m.

Si bien la caracterización morfométrica de las secciones sísmicas S1 y S2 (Figura 4.7; 4.8) permite reconstruir escenarios del sistema depositacional a lo largo de estas transectas contar con información litológica de subsuelo de fragmentos de *cutting* es una gran ventaja ya que aumenta el grado de conocimiento respecto del control litológico (Figura 4.6). Por ejemplo, se puede contar con información composicional y de tamaño de grano, lo cual es información valiosa, pero poco dice esto desde el punto de vista de los procesos sedimentarios a partir de no contar con información de las estructuras sedimentarias presentes. En función de la variación composicional que se desprende del trabajo previamente realizado por Haring et al. (2022), conjugada con la caracterización morfométrica de las clinoforras que se desprende de este trabajo, se pueden avanzar hacia reconstrucciones en tres dimensiones de las clinoforras.

Por ejemplo, en el sector norte, para la superficie AS-01 (Figura 4.12) el sistema pasa de E a O con un dominio composicionalmente mixto y de grano fino (calizas arcillosas y margas), aunque predominantemente silicoclástico en el sector proximal del sistema a una zona central donde el sistema mixto se hace cada vez más rico en componentes carbonáticos con calizas puras de grano fino (mudstones) hasta que para la zona distal del sistema ya dominan las composiciones carbonáticas cada vez más puras. En el sector sur, se mantiene la misma tendencia. Para la superficie AS-02 (Figura 4.13) el sector proximal, tanto al N como al S, es predominantemente carbonático y de grano grueso que hacia el sector central del sistema se enriquece en material silicoclástico dominado por limoarcilitas predominantemente



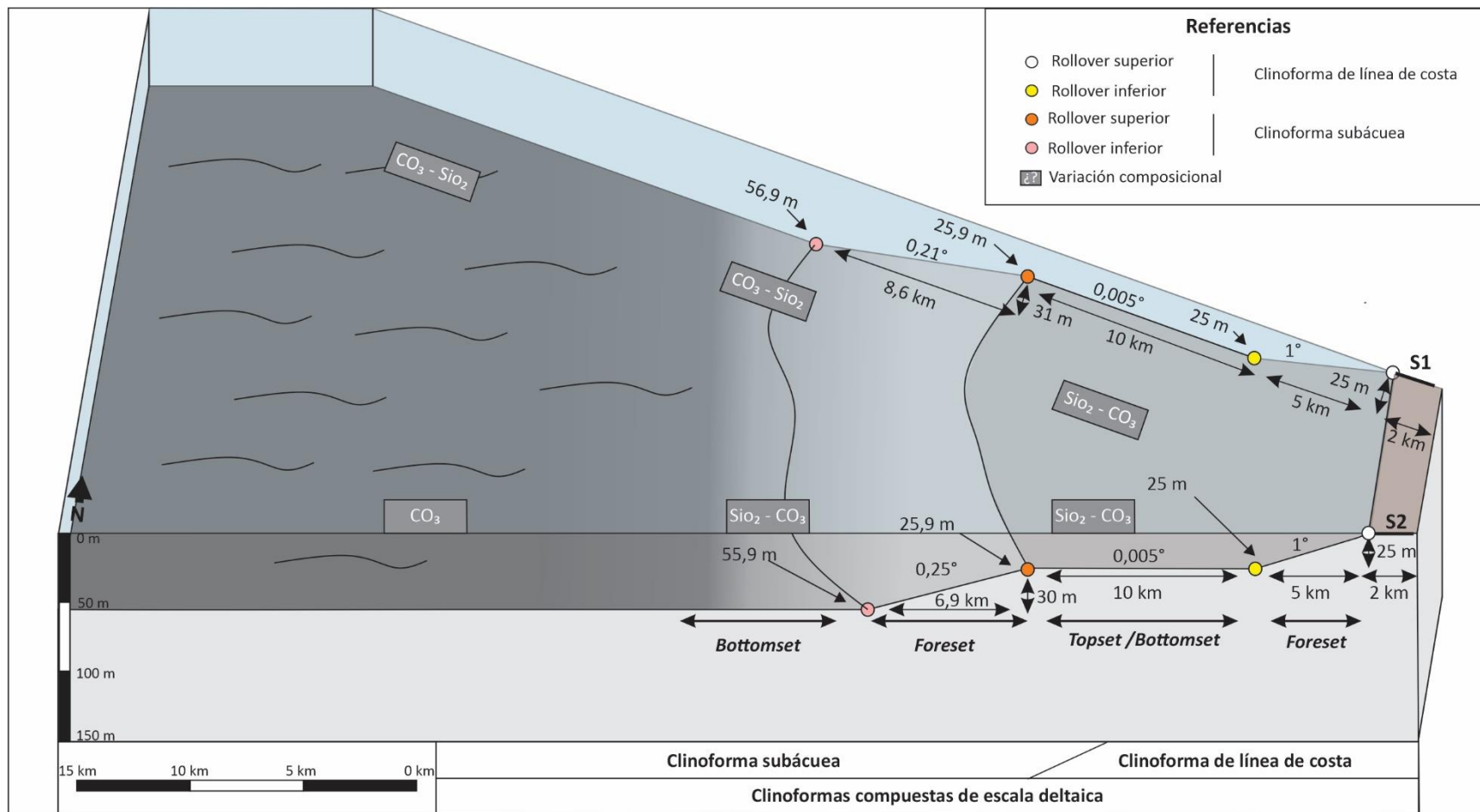


Figura 4.14 Reconstrucción de clinoforma compuesta de escala deltaica (clinoforma de línea de costa y clinoforma subálcua) en la superficie AS-03 (Intervalo III) del Miembro Agua de la Mula. La presencia y caracterización de la clinoforma de línea de costa es una reconstrucción que se asume a partir de observar en subsuelo depósitos de sistemas costeros y parámetros de clinoformas caracterizadas en el Miembro Pilmatué (Capítulo 3). La clinoforma subálcua es reconstruida a partir de una caracterización morfométrica de la sección sísmica S1 y S2 realizada en este capítulo. Notar la profundización acumulada del sistema hasta el Ro<sub>1</sub>. En facies de *cutting* se puede observar una variación composicional del sistema (Figura 4.6).

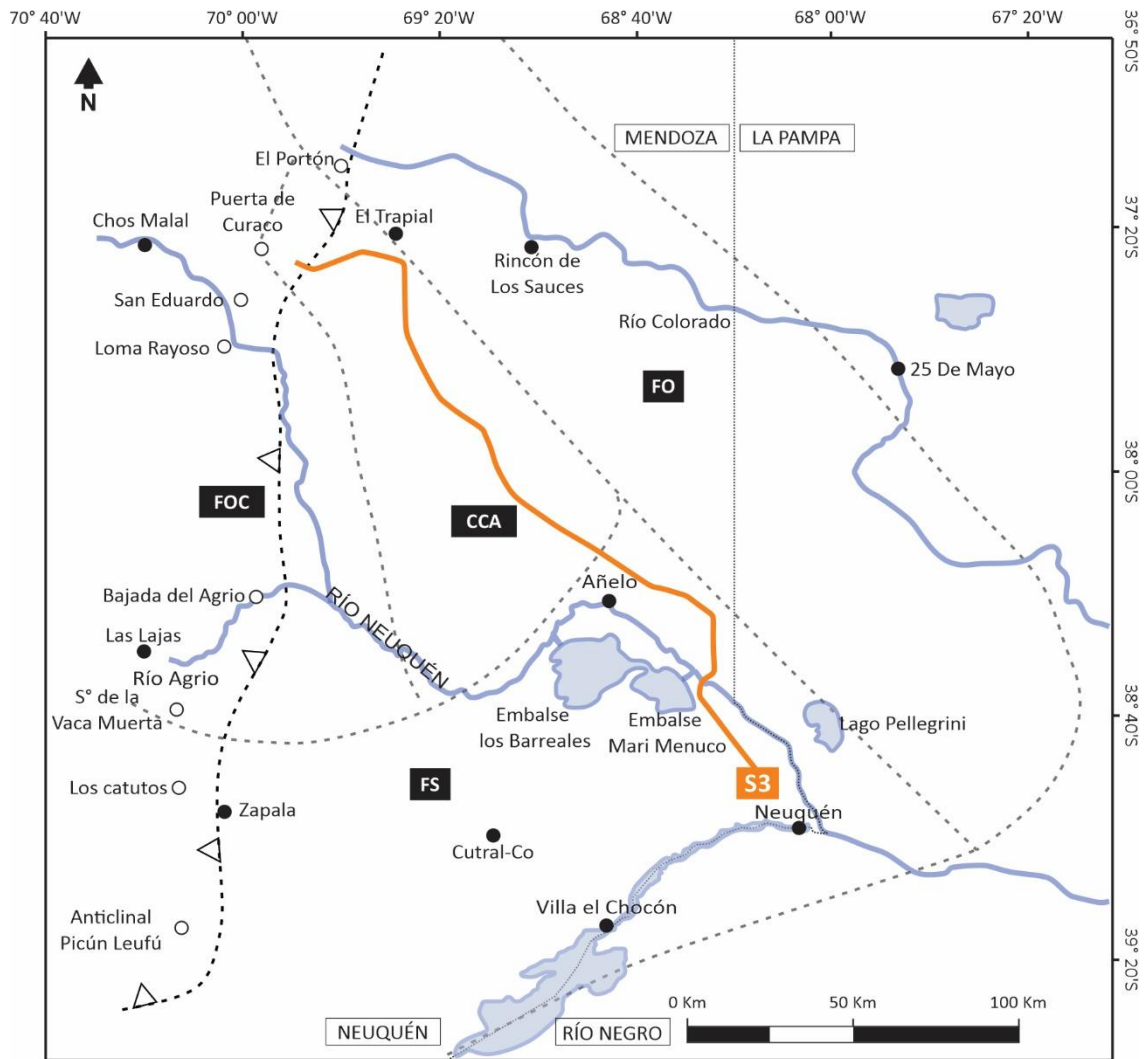
carbonáticas. En la porción distal del sistema el material es carbonático mixto con calizas arcillosas/margas. A diferencia de AS-02, la parte proximal del sistema en la superficie AS-03 (Figura 4.14), es composicionalmente mixta, aunque predominantemente silicoclástica con limoarcilitas y arcilitas, manteniendo esta tendencia hacia la zona central del sistema hasta la parte distal donde dominan el material mixto carbonático dominante con calizas arcillosas y margas.

### 4.3. Clinofomas de la Formación Vaca Muerta

#### 4.3.1 Materiales y métodos

Para entender la configuración marina del Mar Neuquino durante el periodo Titoniano-Valanginiano y evaluar, si la hubiera, diferencias significativas en la paleobatimetría del mismo mar durante el Hauteriviano Tardío, se cuenta con información sísmica de subsuelo de extensión regional de la Formación Vaca Muerta y que conforma el segundo ejemplo de este capítulo. La sección sísmica de subsuelo que se utiliza en este ejemplo ha sido publicada en trabajos previos en los cuales se han definido clinofomas y particularmente se ha mapeado la posición de los *rollovers* (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020) (Figuras 4.15, 4.16). Sin embargo, no se han caracterizado geométricamente y sobre todo sistemáticamente, los *foresets* de estas clinofomas, que además de ser el segmento más conspicuo de una clinofoma, también es el segmento que permite discriminar el tipo de clinofoma. Discriminar el tipo de clinofoma es fundamental para la elaboración de modelos predictivos en etapas de exploración y desarrollo ya que conceptualmente existe una vinculación entre la distribución espacial de los procesos sedimentarios, las variaciones litológicas y la expresión geométrica de las clinofomas resultantes (Helland-Hansen y Hampson, 2009).

El desarrollo de un marco estratigráfico del subsuelo en la Formación Vaca Muerta originalmente involucró los trabajos pioneros de Mitchum y Uliana (1982, 1985, 1988) quienes llevaron a cabo el primer estudio basado en el modelo estratigráfico secuencial de Vail et al. (1977) y determinaron 9 secuencias datadas sobre la base de zonaciones de ammonites identificados en afloramientos por Leanza y Hugo (1977). A su vez, con la emergencia del interés en la Formación Vaca Muerta como un objetivo o *play* no convencional, el número de estudios estratigráficos se expandió rápidamente tanto en subsuelo como en afloramiento (p.ej. Desjardins et al., 2014; Domínguez et al., 2014, 2016, 2017; Fantín y González, 2014; Fantín et al., 2014; González-Tomassini et al., 2014; Kietzmann et al., 2014a, b, 2015, 2016; Massafiero et al., 2014; Pose et al., 2014; Reijenstein et al., 2014, 2015, 2017; Sagasti et al., 2014, entre otros). Sin embargo, los múltiples esquemas estratigráficos desarrollados para el sistema Vaca Muerta-



Referencias	
Fm Vaca Muerta	<b>S3</b> Sección 3
Dominio Morfo-estructural	FO: Flanco Oriental
	FOC: Flanco Sur
	FS: Flanco Sur
	CCA: Centro de Cuenca
	Límite de la cuenca
	Faja Plegada y Corrida
	Límite Provincial
	Provincia
	Ciudad
	Localidad

Figura 4.15. Distribución regional de la transecta de sección sísmica publicada en “Sección regional de la Formación Vaca Muerta” (Desjardins et al., 2016, 2018; González et al., 2016, 2018), modificado de Domínguez et al. (2020). En este trabajo, esta transecta de sección sísmica de subsuelo se denominará sección S3. Esta sección se extiende a través de aproximadamente 280 km en sentido SE-NO desde la localidad de Neuquén, en el borde Suroriental de la cuenca, hasta la localidad de Puerta de Curaco en la porción Central del norte de la Cuenca Neuquina.

## Caracterización de clinoforras subácueas y de margen de plataforma

Quintuco crearon la necesidad de tener un único, simple y práctico modelo estratigráfico para ser usado como referencia. Esa necesidad fue cubierta en el marco del trabajo colaborativo entre agentes de la academia y la industria de los hidrocarburos y resultó en la conformación de una gran transecta que corre en sentido SE-NO desde la localidad de Neuquén, en el borde Suroriental de la cuenca, hasta la localidad de Puerta de Curaco en la porción central del N de la Cuenca Neuquina (Figura 4.15). Esta transecta de subsuelo confeccionada para la publicación especial “Sección Regional de la Formación Vaca Muerta” (Desjardins et al., 2016; Domínguez et al., 2020) utilizó un gran volumen de información sísmica, de perfiles de pozos de subsuelo y de afloramientos (Figura 4.16A). Esto permitió conformar una sección sísmica regional definiendo un criterio práctico para la delimitación del techo de la Formación Vaca Muerta a la posición de los Ro<sub>s</sub> de las clinoforras (Figura 4.16B). Además, el trabajo colaborativo de la academia y la industria pudo sintetizar el marco estratigráfico de carácter regional de manera práctica e integrada a partir de utilizar biozonas de organismos fósiles reconocidas en afloramiento y subsuelo para la Formación Vaca Muerta (Leanza et al., 2020) que definen intervalos (Figura 4.16B).

Como parte de este trabajo se realizará un análisis morfométrico de los segmentos de *foreset* de las clinoforras de la transecta regional mencionada en el párrafo anterior a la cual en lo sucesivo se denominará sección S3 (Figura 4.16A). La sección S3 tiene una extensión aproximada de 280 km en sentido SE-NO atravesando los yacimientos de Lindero Atravesado, Coirón Amargo sur, Sierras Blancas, Loma Campana, Bandurria sur, Bajada de Añelo, San Roque, Sierra Chata, Los Toldos I y el Trapial (Figura 4.16A). La sección S3 además fue abordada por Domínguez et al. (2020) quienes realizaron un análisis de las terminaciones estratales de los reflectores sísmicos con las principales superficies bioestratigrafías (Figura 4.16B) para conformar un marco estratigráfico-secuencial. Como parte de un nuevo análisis realizado en este trabajo se delimitaron 3 intervalos estratigráficos limitados por superficies que representan horizontes clave en el análisis regional (Desjardins et al., 2016) (Figura 4.16B). El Intervalo I está delimitado en su base por la superficie T1 y en su techo por la superficie B2. El Intervalo II comienza desde la superficie B2 y queda delimitado en su techo por la superficie B4. Por último, el Intervalo III inicia su base desde la superficie B2 y queda delimitado en su techo por la superficie V4 (Figura 4.16B). Para cada intervalo se definieron un determinado número de clinoforras y se identificó en cada una de ellas la ubicación de quiebres de pendiente que delimitan las zonas de talud de intraplataforma (en un contexto paleoambiental) o los *rollovers* superior e inferior de segmentos de *foreset* en el contexto geométrico de esta tesis. Una vez delimitados los segmentos de *foreset* se procedió a medir el alto y el ancho y estimar por



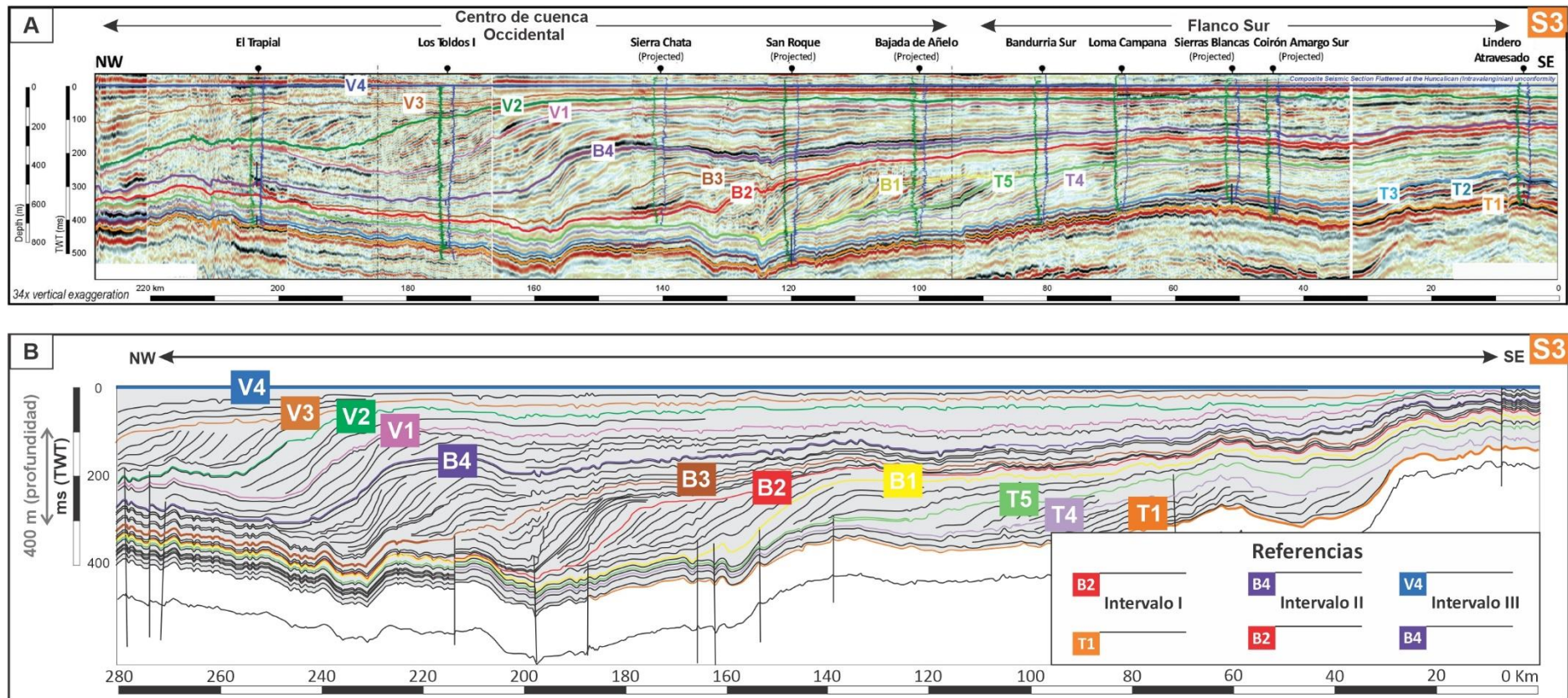


Figura 4.16. En esta sección sísmica trabajos previos han definido cliniformas en la Formación Vaca Muerta, pero no han caracterizado sus *foresets* que son el segmento diagnóstico de una cliniforma, modificado de Domínguez et al. (2020). Sección sísmica de subsuelo y superficies estratigráficas de extensión regional integrando información sísmica de subsuelo, perfiles de pozos de subsuelo y afloramiento a partir del registro fósil de la Formación Vaca Muerta Leanza et al. (2020). B) Como parte de un nuevo análisis realizado en este trabajo se delimitaron 3 intervalos estratigráficos limitados por superficies que representan horizontes clave en el análisis regional. El intervalo I está delimitado en su base por la superficie T1 y en su techo por la superficie B2. El intervalo II comienza desde la superficie B2 y queda delimitado en su techo por la superficie B4. Por último y el intervalo III inicia su base desde la superficie B4 y queda delimitado en su techo por la superficie V4.

trigonometría el gradiente depositacional del *foreset*. El total de *foresets* analizados es de 83, distribuidos de manera más o menos equitativa entre los tres intervalos estratigráficos delimitados.

Además, al igual que para el ejemplo de la Formación Agrio, con los parámetros mencionados anteriormente se estimaron para cada atributo de *foreset* obtenido: promedios, máximos, mínimos, mediana, desvíos y cuartiles (Q1, Q2, Q3). Asimismo, para cada intervalo también se analizó la relación entre dos variables (alto/ancho, alto/gradiente y ancho/gradiente) con el objetivo de registrar observaciones que permitan aportar predictibilidad al comportamiento del *foreset* de clinoforras.

### 4.3.2 Marco geológico y trabajos previos en la Formación Vaca Muerta

Las clinoforras presentes en el sistema Vaca Muerta-Quintuco fueron identificadas tempranamente aún con información sísmica de relativa baja calidad por Mitchum y Uliana (1982, 1985, 1988). Estudios recientes han reanalizado a dichas clinoforras en un contexto paleoambiental y de evolución general del sistema (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). A modo de brindar un contexto general al análisis morfométrico que se desarrolla seguidamente en este capítulo de dichas clinoforras, aquí se brinda una breve síntesis del conocimiento actual de las mismas en función del marco general de acumulación. Para ello se comentan estudios desarrollados principalmente por Domínguez et al. (2020) y Reijenstein et al. (2020), quienes abordaron oportunamente el análisis de elementos depositacionales interpretados a partir de información sísmica de subsuelo, coronas, perfiles eléctricos de pozos e información sedimentológica.

En líneas generales, todos estos trabajos concuerdan que pueden reconocerse cuatro elementos principales dentro de estas clinoforras: a) un *topset* representado por facies asignables a la Formación Quintuco, b) un *rollover* asumido como un quiebre de plataforma para la mayoría de los autores, c) un segmento inclinado que constituye el *foreset* de la clinoforra, y d) un *bottomset* con disposición subhorizontal, representados estos últimos dos por las sedimentitas asignables a la Formación Vaca Muerta (Figura 4.17).

Dentro de los *topsets* se desarrollan dos tipos principales de depósitos sedimentarios: las bioconstrucciones de ostras y los bancos de grainstones oolíticos-bioclásticos (Reijenstein et al., 2020). Las bioconstrucciones están conformadas por construcciones o montículos carbonáticos (*carbonate build-ups*) mayormente conformados por ostras y fango carbonático y han sido documentadas tanto en planta como en sección (Reijenstein et al., 2020). En general, las construcciones carbonáticas ocurren a unos 5 a 8 km hacia la costa del *rollover* superior (Ro<sub>3</sub>)

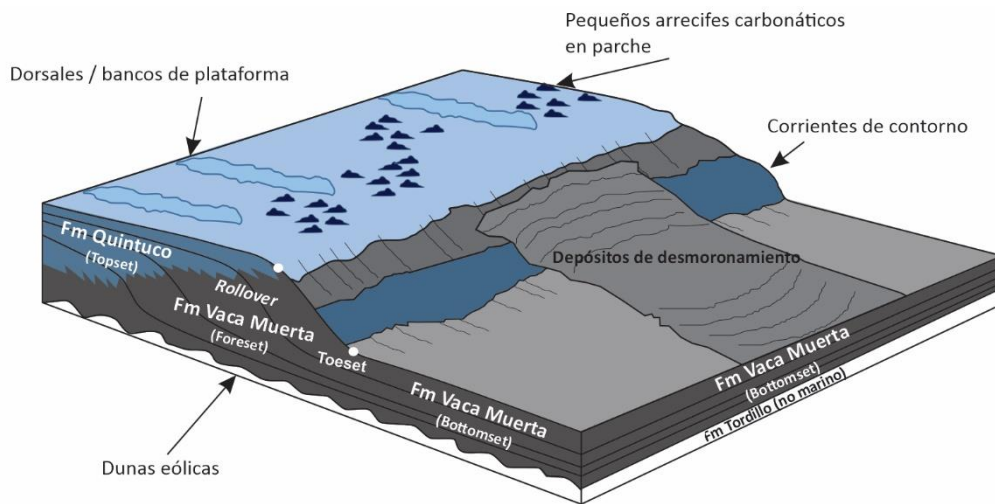


Figura 4.17. Modelo de acumulación compuesta de cuatro elementos principales dentro de las cliniformas: a) *topset* representado por facies asignables a la Formación Quintuco con dos tipos principales de depósitos (bioconstrucciones de ostras y bancos de grainstones oolíticos. b) *Rollovers* asumidos como quiebre de plataforma, ya asignables a la Formación Vaca Muerta, c) *Foreset* compuesto por sedimentitas de talud, corrientes de contorno y desmoronamiento y por último, d) *Bottomset* conformado por sedimentos de grano fino con alto contenido de materia orgánica y material silicoclástico de fondo de cuenca. Modificado de Reijenstein et al. (2020).

y se alinean paralelos al mismo, es decir al quiebre de plataforma (Figura 4.17). Las bioconstrucciones decrecen gradualmente en densidad hacia el continente y hacia el centro de cuenca muestran un abrupto límite. Este límite, junto con la falta de evidencia de fuentes puntuales e individuales de entrada o aporte de sedimento (deltas y/o deltas de borde de plataforma) es lo que hace a Reijenstein et al. (2020) sugerir la presencia de corrientes paralelas al quiebre de plataforma, hacia el centro de cuenca, respecto de las construcciones carbonáticas. El otro tipo de acumulación que predomina en los *topsets* de las clinoforras está conformado por bancos de grainstones oolíticos y/o bioclásticos (Fernández et al., 2003; Reijenstein et al., 2020). Estos depósitos se disponen como cuerpos elongados perpendiculares al quiebre de pendiente contemporáneo (eje con orientación SE-NO), y poseen hasta 22 km de largo y menos de 5 km de ancho. Se identifican en sección sísmica por una reflexión de media a alta amplitud asociada con mínimos relieves observables sísmicamente y se disponen dentro del *topset* a una distancia promedio de 10 a 25 km desde el margen de plataforma (Figura 4.17). Reijenstein et al. (2020) sostienen que la orientación y la forma de estos bancos sugiere la depositación bajo la influencia de fuertes corrientes de mareas fluyendo costa adentro y costa afuera. Hurley et al. (1995), por su parte, habían identificado bancos de grainstones oolíticos más hacia el sector continental (50-75 km hacia el SE) donde la presunta plataforma oolítica-bioclástica (Formación Quintuco) gradualmente pasa en forma transicional a las facies de *sabkha* de la Formación Loma Montosa (Carozzi et al., 1993). En conjunto, toda esta información permite estimar una extensión de los *topsets*, es decir la extensión entre el *rollover* en el techo de la Formación Vaca Muerta y su potencial línea de costa (Figura 4.17), para el sistema Vaca Muerta-Quintuco-Loma Montosa de entre 80 y 100 km (Reijenstein et al., 2019).

A partir del *rollover* superior ubicado en el quiebre de plataforma comienza el segmento de *foreset* o talud. El gradiente de este segmento ha sido estimado en valores de entre 0,25° y 2,5° (Reijenstein et al., 2014; Zeller et al., 2015), con variaciones tanto en el tiempo como en el espacio. El ancho del *foreset* varía según Reijenstein et al. (2020) entre valores de 5 a 10 km, dependiendo de la inclinación del talud. Tanto las pendientes como los anchos de los *foreset* de este sistema se analizan en este capítulo sistemáticamente.

Las condiciones de sedimentación y facies resultantes varían rápidamente desde la plataforma rica en carbonatos y alta energía (*topset* exterior), dominada por corrientes mareales, a las condiciones del talud (Figura 4.17). Allí, las relativas altas pendientes dominantes habrían favorecido condiciones de inestabilidad y el desarrollo de desmoronamientos y flujos gravitacionales de sedimentos, lo que habría dado lugar a depósitos transportados en masa y turbiditas (Marchal et al., 2016; Kietzmann et al., 2016) (Figura 4.17). Además, Reijenstein et al.



(2020) reconocieron fallas de talud, estrías y depósitos de desmoronamiento en la parte inferior del *foreset* que pueden llegar hasta 10 km de ancho e incluso destacan la presencia de deformación sinsedimentaria “blanda” en ese sector, asociada principalmente a fangolitas ricas en carbonato y materia orgánica. En forma adicional, en el segmento de talud o *foreset* se han registrado intervalos de margas con laminación paralela, óndulas, capas gradadas y bases erosiva, así como capas portadoras de una diversa ichnofauna. Estos intervalos han sido vinculados con fondos bien oxigenados y el desarrollo de corrientes de fondo o corrientes de contorno paralelas a la base del talud (Paz et al., 2019, 2022; Reijenstein et al., 2020). Estas corrientes y las condiciones ambientales resultantes podrían haber condicionado la preservación de materia orgánica en el talud y ser responsables de superficies erosivas que ocasionalmente se observan en el registro sedimentario.

Finalmente, luego del  $R_{o_i}$ , donde termina el segmento de *foreset*, comienza el segmento de *bottomset*. En este segmento dominan facies de grano fino, alto contenido en materia orgánica y material silicoclástico de fondo de cuenca (Domínguez et al., 2020, Kietzmann et al., 2016, 2020) (Figura 4.17), lo cual suele traducirse en un bajo contraste de impedancias acústicas que dificulta una buena visualización en secciones sísmicas (Reijenstein et al., 2020). Con todo, en el sector más proximal del *bottomset* (es decir hacia el pie de talud o *rollover* inferior) es posible encontrar evidencias de depósitos transportados en masa con fallas en la pendiente distal del *foreset* o en el quiebre de pendiente. Sobre la base de información proveniente de testigos corona, Marchal et al. (2016) mostraron evidencias de deformación sinsedimentaria y fracturas naturales consistentes con procesos de transporte en masa.

### 4.3.3 Caracterización morfométrica de *foresets* de clinoforras de la Formación Vaca Muerta

A continuación, se presenta una síntesis de la caracterización morfométrica realizada como parte de este trabajo de los *foresets* de las clinoforras presentes en cada uno de los intervalos analizados de la sección S3 (Figuras 4.18). En cada caso, en primer lugar, se brinda la descripción de los parámetros obtenidos (alto, ancho y gradiente) (Figuras 4.19), y luego de las relaciones entre estos parámetros (alto/ancho, alto/gradiente, ancho/gradiente) (Figuras 4.20, 4.21, 4.22). La caracterización sistemática se detalla en las tablas 4.5 a 4.12. Por último, se presenta una breve comparación entre los distintos intervalos en función de las caracterizaciones de *foreset* de las clinoforras presentes en el subsuelo de la Formación Vaca Muerta.

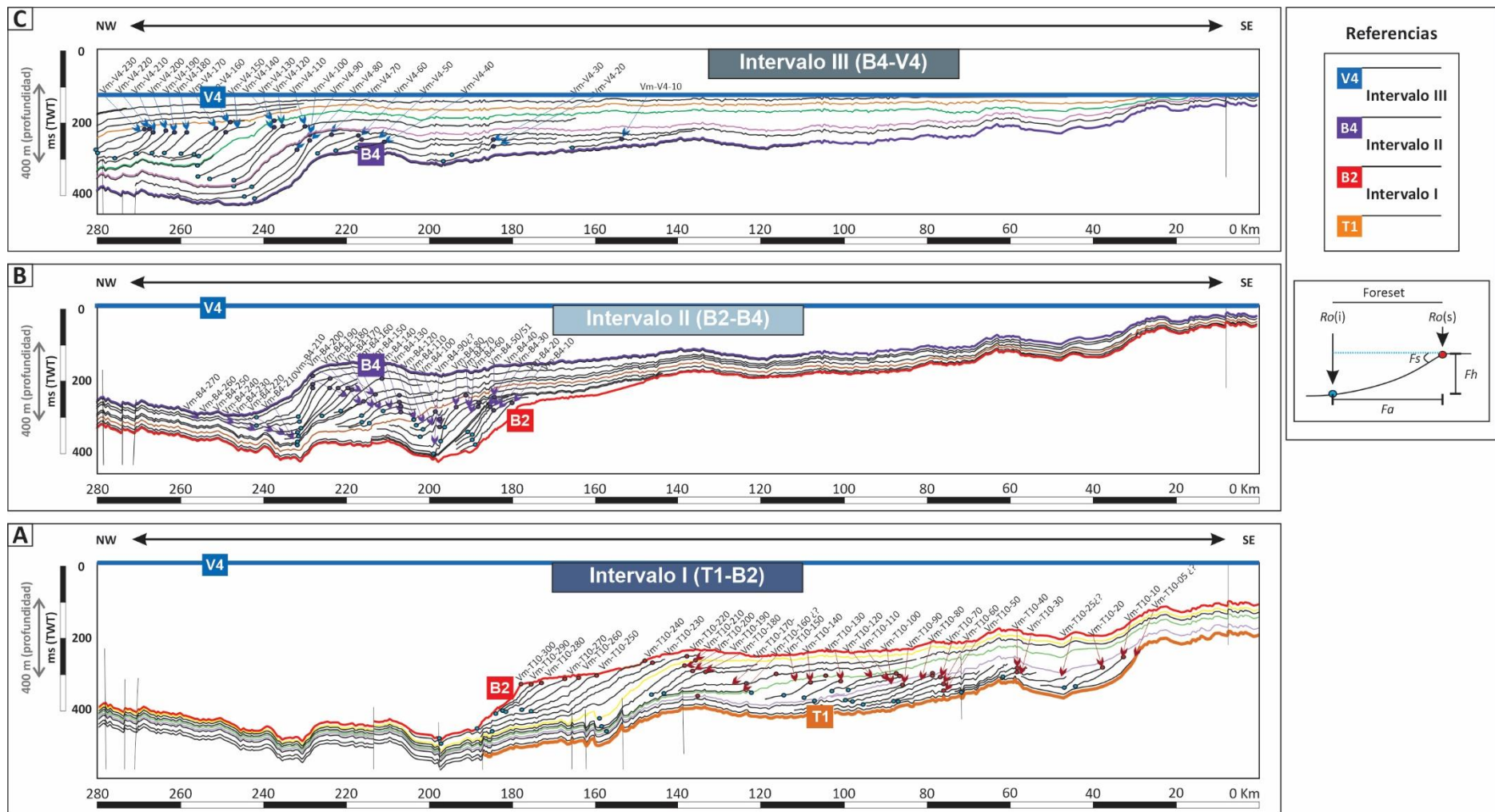


Figura 4.18. Caracterización morfométrica realizada en cada uno de los *foresets* de las clinofomas documentadas en la sección S3 de la Formación Vaca Muerta. La caracterización sistemática se detalla en las tablas 4.5 a 4.12 (Figura 4.19). Además, se analizó la relación entre pares de atributos (alto/ancho, alto/gradiente, ancho/gradiente) (Figuras 4.20, 4.21, 4.22). Se reconocieron 30 *foresets* en el Intervalo I, 29, y 23 en los intervalos II y III, respectivamente.

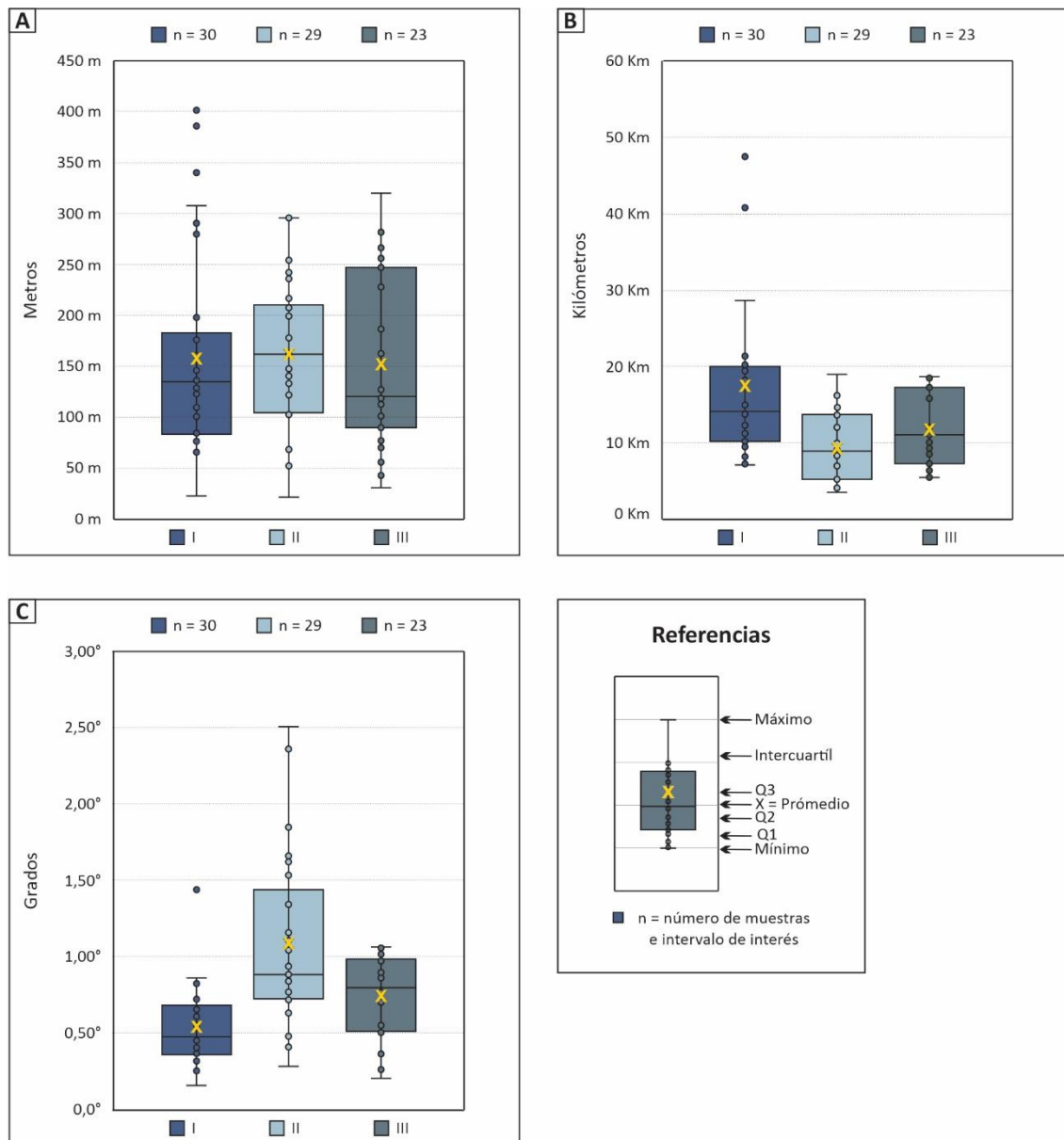


Figura 4.19. Parámetros estadísticos básicos de los atributos de *foreset* de las clinofomas de la Formación Vaca Muerta, que corresponden al segundo de los dos ejemplos presentados en este capítulo: A) Altos de *foreset*. B) Anchos de *foreset*. C) Gradientes de *foreset*, caracterizados a partir del análisis morfométrico de la secciones sísmica S3. Se pudieron medir atributos de 30, 29 y 23 *foresets* en la sección S3 en los intervalos I, II y III, respectivamente. Las valores de promedio de altura de *foreset* son mayores en el Intervalo II (162 m), seguidas por el intervalo I y por último el intervalo III (157 m, 151 m, respectivamente). A) En cuanto a los anchos, el ancho promedio más ancho es el del intervalo I (17,4 km) seguidas de los intervalos III y II (11,6 km y 9,2 km, respectivamente). B) Por último, los valores promedio más empinados se reconocieron en el Intervalo II (1,09°), seguidas del III y el I (0,74° y 0,54°, respectivamente). C) Por lo tanto, podría sugerirse que las clinofomas del intervalo II cuentan con los *foresets* más altos, más angostas y más empinados de toda la sección. Seguidamente, los *foresets* del intervalo I son los de altura intermedia, pero cuentan con los mayores anchos y gradientes más suaves de toda la sección. Finalmente, los *foreset* del intervalo III son los de menor altura y ancho, y de gradientes intermedios respecto de los intervalos I y II en la sección analizada.

#### 4.3.3.1 Intervalo I

El Intervalo I se encuentra delimitado por las superficies regionales T1 y B2 y comprende la sección más antigua de las 3 consideradas en este trabajo. El desarrollo de sus *foresets* se extiende desde prácticamente el extremo SE de la región considerada hasta unos 200 km al NO a través de la región (Figura 4.18A). Los datos obtenidos para las superficies parametrizadas en este intervalo (Vm-T10-10 a Vm-T10-300) se presentan en la tabla 4.5.

Dentro de este intervalo se definieron un total de 30 clinofomas (Tabla 4.5, Figura 4.18A). Este intervalo muestra un amplio espectro de valores de alto de *foreset*, el promedio es 157 m con valores máximos de 400 m y valores mínimos de tan solo 22 m (Tabla 4.8, Figura 4.19A). Los valores de mediana y desvío estándar para el alto de *foreset* resultaron 134 m y 101 m, respectivamente. Por su parte, los valores de ancho de *foreset* también muestran una amplia dispersión, con un promedio de 17,4 km, valores máximos de 51 km y mínimos de 7 km (Tabla 4.8, Figura 4.19B). En este caso la mediana arrojó 14,1 km y el desvío resultó ser de 11 km. Por último, los gradientes calculados para este conjunto de 30 *foresets* presenta valores promedio de 0,54°, valores máximos en 1,4° y valores mínimos de tan solo 0,16° (Tabla 4.8). En este caso la mediana arrojó un valor de 0,47° y el desvío standard de 0,26° (Tabla 4.8, Figura 4.19C).

Para poder identificar la existencia de relaciones entre atributos de *foreset* se confeccionaron análisis de correlación entre pares de atributos con el objetivo de obtener una herramienta más para la elaboración de modelos predictivos en las expresiones geométricas de *foreset*. En este caso, para el Intervalo I se analizaron las relaciones de alto/ancho, alto/gradiente y ancho/gradiente para cada uno de los 30 *foresets* identificados. Se observan algunas relaciones evidentes y otras más sutiles. En primer lugar, se aprecia claramente una relación directa en la comparación alto/ancho de *foreset*, es decir que muestra que a mayor alto de *foreset*, mayor ancho de *foreset* (Figura 4.20A). Esta relación directa muestra una correlación moderada a fuerte dada por un valor de  $R^2 = 0,6705$  y se encuentra dentro del comportamiento esperado por la bibliografía consultada (Patruno et al., 2015a). Por su parte, la relación de alto/gradiente muestra que a medida que aumentan los valores de alto de *foreset* también lo hacen los valores de gradientes como era de esperar. Sin embargo, el valor de  $R^2 = 0,1404$  es sumamente débil, posiblemente debido a los valores más elevados de alto de *foreset* de las clinofomas Vm-T10-220, 230 y 240 que de no ser considerados arrojaría un mejor grado de correlación ( $R^2 = 0,4467$ ) (Figura 4.20B). Por último, la relación de ancho/gradiente de *foreset* muestra una relación inversa en la que a medida que se incrementan los valores de gradientes disminuyen los anchos de *foreset*. Sin embargo, la correlación es sumamente débil ( $R^2 = 0,0249$ )

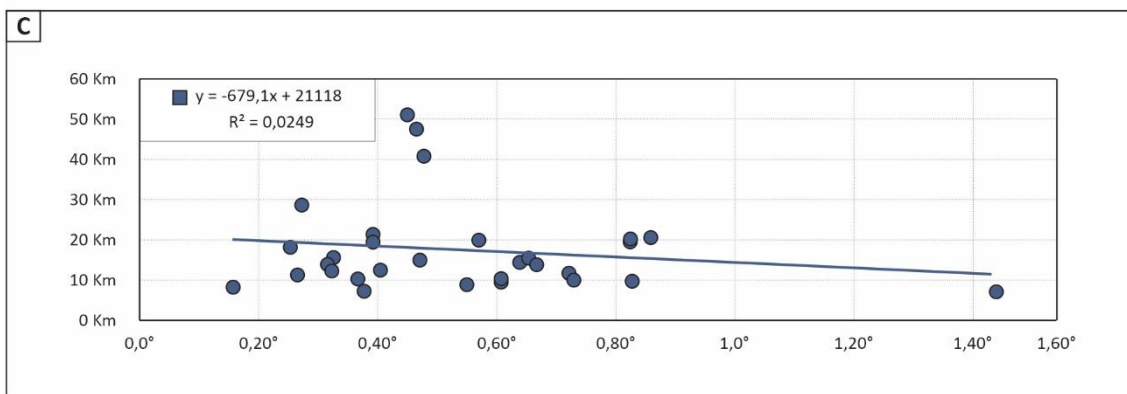
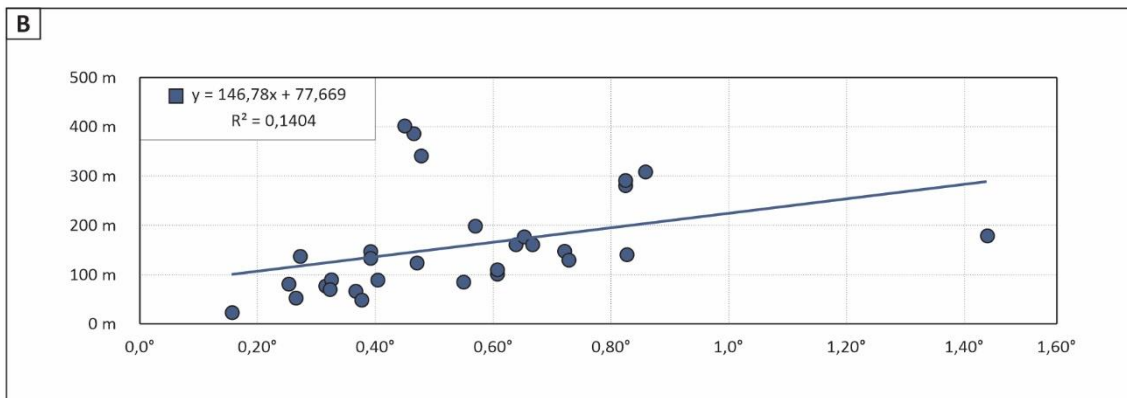
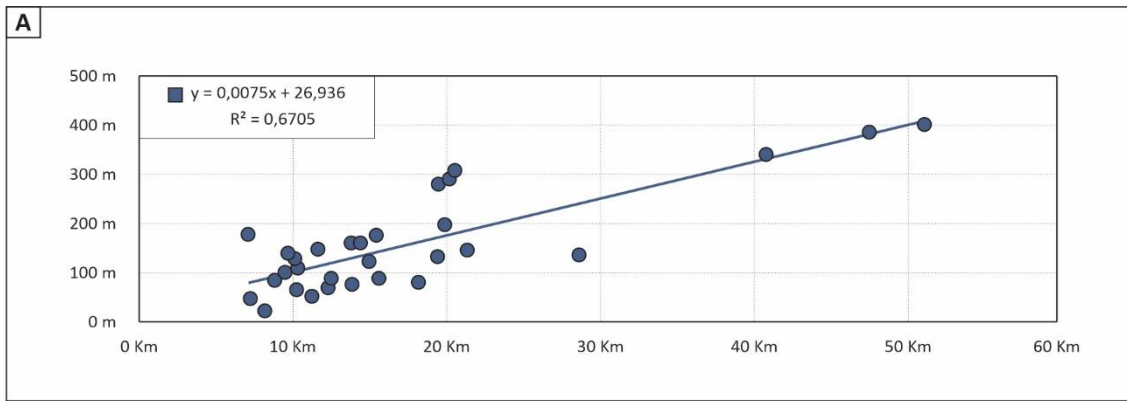


Figura 4.20. Para poder identificar la existencia de relaciones entre los atributos de *foreset* se confeccionaron análisis de correlación entre pares de atributos con el objetivo de obtener una herramienta más para la elaboración de modelos predictivos de las expresiones geométricas de *foreset*. En este análisis se estudiaron las relaciones de A) Alto/ancho, B) Alto/gradiente y C) Ancho/gradiente en cada uno de los 30 *foresets* identificados en el intervalo I de la sección S3. Para la relación alto/ancho se identificó una relación directa que muestra que a mayor alto, mayor ancho con una correlación fuerte. Para la relación alto/gradiente se puede observar también una relación directa, aunque su correlación es débil. Por último, la relación ancho/gradiente muestra una relación inversa en la que a medida que se incrementan los gradientes, disminuyen los anchos de *foreset*, sin embargo esta correlación es sumamente débil.

y en este caso no se incrementa cuando no son consideradas las clinoforras Vm-T10-220, 230 y 240 (Figura 4.20C).

#### 4.3.3.2 Intervalo II

El Intervalo II se encuentra limitado por las superficies regionales B2 y B4 y sus *foresets* se extienden por una región que comprende unos 80 km de extensión. Sin embargo, además de ocupar notoriamente una menor distribución espacial en la sección respecto del intervalo precedente, también están ubicadas conspicuamente más hacia el centro de cuenca, es decir, más hacia el NO (Figura 4.18B).

En este intervalo se identificaron un conjunto de 29 clinoforras (Vm-B4-10 a Vm-B4-280, Tabla 4.6) que resultaron en un rango de valores de altura de *foreset* de 162 m de promedio, con un valor máximo de 295 m y un mínimo de 21 m, una mediana de 161 m y un desvío de 73 m (Tabla 4.9, Figura 4.19A). Los valores de ancho muestran un promedio de 9,2 km, con valores tan anchos como 18,9 km y tan angostos como 3,5 km, mientras que cuentan con una mediana de 8,9 km y un desvío de 4,2 km (Tabla 4.9, Figura 19B). Por su parte, los valores de gradiente promedio son de 1,09° y van desde máximos de 2,5° a un mínimo de 0,28°, con una mediana de 0,88° y un desvío de 0,54° (Tabla 4.9, Figura 4.19C).

En cuanto a las relaciones entre parámetros para el Intervalo II, se puede reconocer, al igual que para el Intervalo I, un comportamiento lineal y directo para la relación alto/ancho de *foreset*, que, conforme a lo esperado, muestra que a mayor altura el ancho del *foreset* también se incrementa (Figura 4.21A). Esta correlación es interpretada como moderada debido a su valor de  $R^2 = 0,4276$ . Así mismo, y como es de esperar la relación alto/gradiente muestra que a medida que aumentan los gradientes, también aumenta la altura del *foreset* arrojando un factor de  $R^2 = 0,1902$  sugiriendo una correlación débil (Figura 4.21B). Finalmente, la relación ancho/gradiente de *foreset* muestra, de forma consistente con lo observado en otros casos, que existe una relación inversa entre los anchos y los gradientes ya que, a un aumento de ancho, se observan gradientes cada vez más suaves, aunque esta relación inversa muestra un  $R^2 = 0,1277$  sugiriendo una débil correlación (Figura 4.21C).

#### 4.3.3.3 Intervalo III

El Intervalo III considerado en este análisis se encuentra delimitado por las superficies regionales B4 y V4 y comprende la sección más joven (Figura 4.18C). El desarrollo de sus *foresets* está limitado al extremo NO de la sección sísmica y se extienden por unos 130 km. Los datos obtenidos para las 23 superficies parametrizadas en este intervalo (Vm-V4-10 a Vm-V4-230) se presentan en la Tabla 4.7.



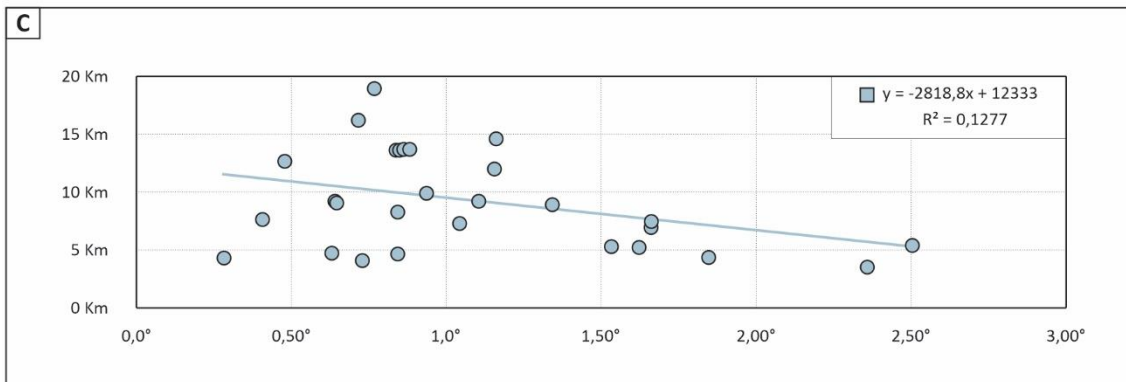
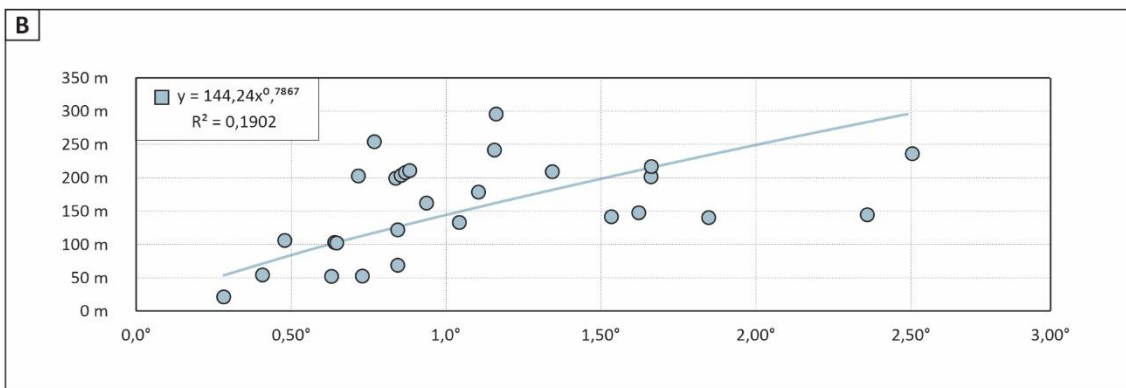
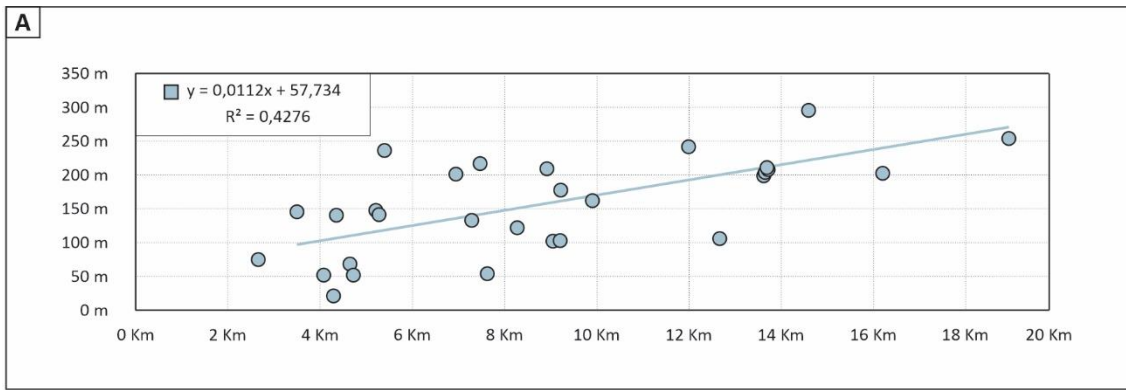


Figura 4.21. Para poder identificar la existencia de relaciones entre los atributos de *foreset* se confeccionaron análisis de correlación entre pares de atributos con el objetivo de obtener una herramienta más para la elaboración de modelos predictivos de las expresiones geométricas de *foreset*. En este análisis se estudiaron las relaciones de A) Alto/ancho, B) Alto/gradiente y C) Ancho/gradiente en cada uno de los 29 *foresets* identificados en el intervalo II de la sección S3. Para la relación alto/ancho se identificó una relación directa que muestra que a mayor alto, mayor ancho con una correlación moderada. Para la relación alto/gradiente se puede observar también una relación directa, aunque su correlación es débil. Por último, la relación ancho/gradiente muestra una relación inversa en la que a medida que se incrementan los gradientes, disminuyen los anchos de *foreset*, sin embargo esta correlación es débil.

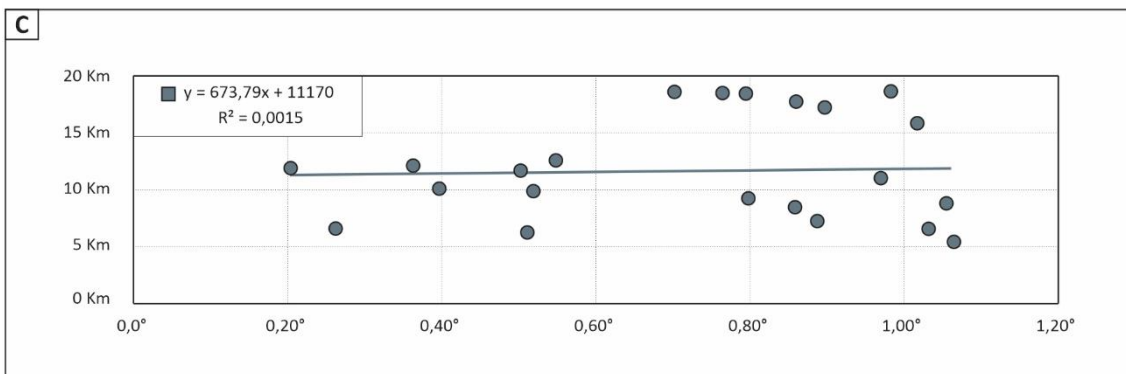
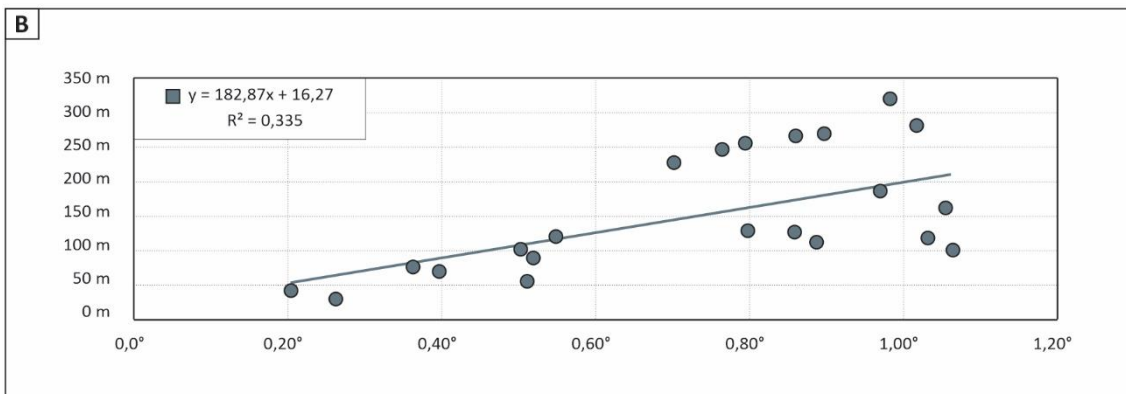
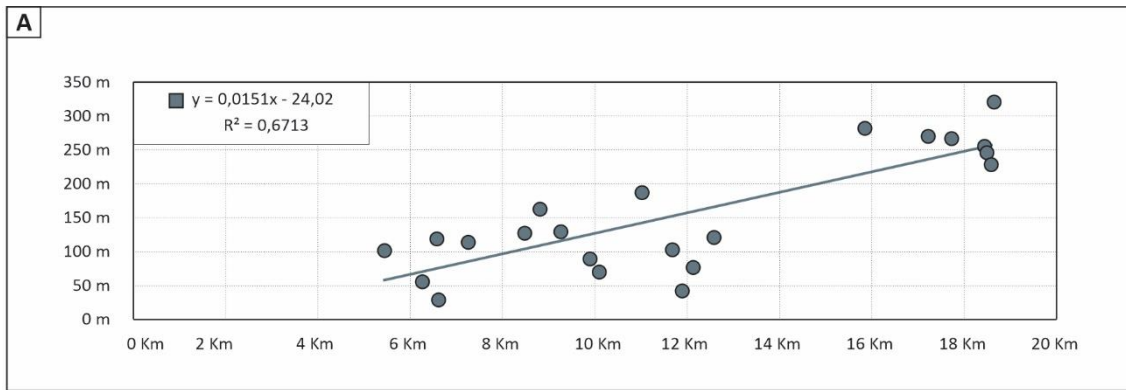


Figura 4.22. Para poder identificar la existencia de relaciones entre los atributos de *foreset* se confeccionaron análisis de correlación entre pares de atributos con el objetivo de obtener una herramienta más para la elaboración de modelos predictivos de las expresiones geométricas de *foreset*. En este análisis se estudiaron las relaciones de A) Alto/ancho, B) Alto/gradiente y C) Ancho/gradiente en cada uno de los 23 *foresets* identificados en el intervalo I de la sección S3. Para la relación alto/ancho se identificó una relación directa que muestra que a mayor alto, mayor ancho con una correlación fuerte. Para la relación alto/gradiente se puede observar también una relación directa, aunque su correlación es débil. Por último, la relación ancho/gradiente no muestra una tendencia que permita interpretar alguna relación respecto de las variables analizadas.



<b>Sección S3 Formación Vaca Muerta Intervalo I</b>				
<b># N°</b>	<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
1	T1	N/C	N/C	N/C
2	Vm-T10-0	N/C	N/C	N/C
3	Vm-T10-10	146,71	11.653	0,72
4	Vm-T10-20	100,43	9.477	0,61
5	Vm-T10-30	22,40	8.169	0,16
6	Vm-T10-40	122,83	14.946	0,47
7	Vm-T10-50	51,94	11.225	0,27
8	Vm-T10-60	88,12	12.485	0,40
9	Vm-T10-70	145,97	21.332	0,39
10	Vm-T10-80	132,68	19.394	0,39
11	Vm-T10-90	76,31	13.841	0,32
12	Vm-T10-100	136,12	28.597	0,27
13	Vm-T10-110	69,17	12.271	0,32
14	Vm-T10-120	88,62	15.589	0,33
15	Vm-T10-130	84,43	8.799	0,55
16	Vm-T10-140	65,48	10.226	0,37
17	Vm-T10-150	80,25	18.157	0,25
18	Vm-T10-160	197,66	19.869	0,57
19	Vm-T10-170	47,51	7.218	0,38
20	Vm-T10-180	109,29	10.309	0,61
21	Vm-T10-190	128,49	10.107	0,73
22	Vm-T10-200	307,45	20.511	0,86
23	Vm-T10-210	290,22	20.166	0,82
24	Vm-T10-220	385,48	47.467	0,47
25	Vm-T10-230	400,98	51.058	0,45
26	Vm-T10-240	339,94	40.761	0,48
27	Vm-T10-250	175,75	15.410	0,65
28	Vm-T10-260	160,25	13.769	0,67
29	Vm-T10-270	160,25	14.376	0,64
30	Vm-T10-280	139,57	9.667	0,83
31	Vm-T10-290	177,72	7.075	1,44
32	Vm-T10-300	279,63	19.441	0,82

Tabla 4.5. Atributos resultantes de caracterización morfométrica de *foresets* del Intervalo I de la Sección S3.

<b>Sección S3 Formación Vaca Muerta Intervalo II</b>				
<b># N°</b>	<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
1	Vm-B4-10	208,98	8.918	1,34
2	Vm-B4-20	147,45	5.208	1,62
3	Vm-B4-30	140,31	4.352	1,85
4	Vm-B4-40	141,29	5.279	1,53
5	Vm-B4-50	295,63	14.590	1,16
6	Vm-B4-51	295,63	14.590	1,16
7	Vm-B4-60	177,72	9.215	1,10
8	Vm-B4-70	121,85	8.276	0,84
9	Vm-B4-80	236,06	5.398	2,50
10	Vm-B4-90	N/C	N/C	N/C
11	Vm-B4-100	51,94	4.721	0,63
12	Vm-B4-110	51,94	4.078	0,73
13	Vm-B4-120	68,43	4.649	0,84
14	Vm-B4-130	105,85	12.663	0,48
15	Vm-B4-140	54,15	7.622	0,41
16	Vm-B4-150	21,17	4.293	0,28
17	Vm-B4-160	102,15	9.049	0,65
18	Vm-B4-170	102,89	9.203	0,64
19	Vm-B4-180	253,78	18.930	0,77
20	Vm-B4-190	202,58	16.195	0,72
21	Vm-B4-200	161,97	9.905	0,94
22	Vm-B4-210	132,68	7.289	1,04
23	Vm-B4-220	241,72	11.986	1,16
24	Vm-B4-230	201,35	6.944	1,66
25	Vm-B4-240	216,62	7.467	1,66
26	Vm-B4-250	144,49	3.508	2,36
27	Vm-B4-260	210,71	13.686	0,88
28	Vm-B4-270	207,75	13.710	0,87
29	Vm-B4-280	203,57	13.650	0,85
30	Vm-B4	199,14	13.615	0,84

Tabla 4.6. Atributos resultantes de caracterización morfométrica de *foresets* del Intervalo II de la Sección S3.

<b>Sección S3 Formación Vaca Muerta Intervalo III</b>				
<b># N°</b>	<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
1	Vm-V4-10	42,34	11.891	0,20
2	Vm-V4-20	76,80	12.128	0,36
3	Vm-V4-30	69,91	10.095	0,40
4	Vm-V4-40	30,28	6.611	0,26
5	Vm-V4-50	55,88	6.266	0,51
6	Vm-V4-60	89,60	9.893	0,52
7	Vm-V4-70	319,75	18.644	0,98
8	Vm-V4-80	281,35	15.850	1,02
9	Vm-V4-90	186,58	11.023	0,97
10	Vm-V4-100	255,75	18.442	0,79
11	Vm-V4-110	269,54	17.218	0,90
12	Vm-V4-120	266,09	17.729	0,86
13	Vm-V4-130	246,65	18.490	0,76
14	Vm-V4-140	227,69	18.585	0,70
15	Vm-V4-150	118,40	6.576	1,03
16	Vm-V4-160	162,22	8.811	1,05
17	Vm-V4-170	127,02	8.478	0,86
18	Vm-V4-180	101,17	5.446	1,06
19	Vm-V4-190	101,17	5.446	1,06
20	Vm-V4-200	112,49	7.265	0,89
21	Vm-V4-210	128,98	9.263	0,80
22	Vm-V4-220	120,37	12.580	0,55
23	Vm-V4-230	102,40	11.677	0,50

Tabla 4.7. Atributos resultantes de caracterización morfométrica de *foresets* del Intervalo III de la Sección S3.

<b>Sección S3 Formación Vaca Muerta Intervalo I</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	157,05	17.445,50	0,54
<b>Máximo</b>	400,98	51.058,26	1,44
<b>Mínimo</b>	22,40	7.074,91	0,16
<b>Mediana</b>	134,40	14.108,20	0,47
<b>Desvío</b>	101,10	11.098,99	0,26
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	83,38	10.196,20	0,36
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	134,40	14.108,20	0,47
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	182,71	19.943,52	0,68

Tabla 4.8. Estadísticos básicos de atributos de *foresets* de la Sección S3 del Intervalo I.

<b>Sección S3 Formación Vaca Muerta Intervalo II</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	162,06	9.275,49	1,09
<b>Máximo</b>	295,63	18.929,85	2,50
<b>Mínimo</b>	21,17	3.507,73	0,28
<b>Mediana</b>	161,97	8.917,95	0,88
<b>Desvío</b>	73,38	4.265,69	0,54
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	104,37	5.243,76	0,72
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	161,97	8.917,95	0,88
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	209,85	13.632,58	1,44

Tabla 4.9. Estadísticos básicos de atributos de *foresets* de la Sección S3 del Intervalo II.

<b>Sección S3 Formación Vaca Muerta Intervalo III</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	151,84	11.669,85	0,74
<b>Máximo</b>	319,75	18.644,47	1,06
<b>Mínimo</b>	30,28	5.445,90	0,20
<b>Mediana</b>	120,37	11.022,59	0,80
<b>Desvío</b>	86,16	4.684,23	0,27
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	89,60	7.265,16	0,51
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	120,37	11.022,59	0,80
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	246,65	17.217,60	0,98

Tabla 4.10. Estadísticos básicos de atributos de *foresets* de la Sección S3 del Intervalo III.

<b>Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	78,82	14.219,36	0,38
<b>Máximo</b>	134,96	29.394,33	0,85
<b>Mínimo</b>	20,94	1.416,56	0,08
<b>Mediana</b>	77,08	12.888,70	0,37
<b>Desvío</b>	34,89	8.081,66	0,17
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	51,62	7.577,31	0,26
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	77,08	12.888,70	0,37
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	106,92	20.790,94	0,41

Tabla 4.11. Estadísticos básicos de todo el conjunto de atributos de *foresets* del Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio.

<b>Formación Vaca Muerta</b>			
<b>Clinoforma</b>	<b>Alto (m)</b>	<b>Ancho (m)</b>	<b>Gradiente (°)</b>
<b>Promedio</b>	157,36	12.936,11	0,79
<b>Máximo</b>	400,98	51.058,26	2,50
<b>Mínimo</b>	21,17	3.507,73	0,16
<b>Mediana</b>	139,94	11.438,76	0,73
<b>Desvío</b>	86,91	8.314,93	0,45
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	89,35	7.583,23	0,47
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	139,94	11.438,76	0,73
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	209,42	15.653,98	0,97

Tabla 4.12. Estadísticos básicos de todo el conjunto de atributos de *foresets* de la Formación Vaca Muerta.

El conjunto de *foresets* analizados en este intervalo arrojó valores promedio de altura de 151 m, con valores extremos tan altos como 319 m y tan bajos como 30 m, con una mediana de 120 m y un desvío de 86 m (Tabla 4.10, Figura 4.19A). Por su parte, el ancho de *foreset* promedio es 11,6 km, mientras que su ancho máximo es de 18,6 km y el mínimo resultó en 5,4 km. La mediana y desvío standard en este caso es de 11 km y 4,6 km, respectivamente (Tabla 4.10, Figura 4.19A). Los gradientes de los *foresets* muestran un valor promedio de 0,74° con un valor máximo de 1,06° y otro mínimo de 0,20°. En este caso la mediana y desvío resultaron en 0,80° y 0,27°, respectivamente (Tabla 4.10, Figura 4.19A).

Respecto de las relaciones entre estos parámetros, se puede observar que para la relación alto/ancho se comporta de la misma manera que en los intervalos anteriores, es decir a mayor alto, mayor ancho (Figura 4.22A). Su correlación resulta en un factor de  $R^2 = 0,6713$  sugiere una correlación moderada a fuerte. Por su parte, la relación alto/gradiente se encuentra dentro de un comportamiento esperado en la cual se observa que a mayor gradiente se obtenga una mayor altura de *foreset*. Esto muestra una relación directa en la cual el factor  $R^2 = 0,335$  sugiere una correlación débil a moderada (Figura 4.22B). Por último, es llamativa la dispersión de los datos cuando se analiza la relación ancho/gradiente la cual se aparta completamente del comportamiento esperado (a mayor gradiente, menor ancho) al punto tal que no se ve una tendencia que permita interpretar alguna relación respecto de las variables mencionadas (Figura 4.22C).

### 4.3.3.4 Comparación entre secciones y lecciones resultantes

En este apartado, primero se presenta una breve comparación de los atributos de *foreset* considerando parámetros abstractos de cada intervalo con el objetivo de encontrar tendencias generales que permitan delimitar en forma aproximada los *foresets* de las clinofomas de la Formación Vaca Muerta. Posteriormente, producto de contar en este segundo ejemplo con una sección sísmica de gran extensión areal (aproximadamente 280 km de extensión) que permitió identificar un gran número de clinofomas siempre con la misma orientación es posible analizar un poco más detalladamente a los *foresets* dentro de cada intervalo. Este análisis permite identificar cambios bruscos en la morfometría de los *foresets* a través de cada intervalo, así como también ubicar espacial y temporalmente las variaciones morfométricas registradas (Figuras 4.23, 4.24, 4.25).

Cuando se analizan los parámetros de *foreset* en términos generales, y se comparan los altos, anchos y gradientes, es decir, sin considerar como van cambiando los atributos en el tiempo dentro de cada intervalo, se puede decir que la altura de los *foresets* es relativamente homogénea, oscilando entre los 150 m y 160 m de altura, considerando los valores promedios.

Sin embargo, los *foresets* de mayor altura promedio se registran en el intervalo II, luego en el I y por último en el Intervalo III, aunque las variaciones no son significativas (162 m vs 157m y 151 m, respectivamente) (Figura 4.19A). Mientras tanto, los anchos de *foreset* varían entre 10 y 17 km siendo que los *foresets* del Intervalo I son en promedio mayores que sus contrapartes de los intervalos III y II (17,4 km vs 11,6 km y 9,2 km, respectivamente) (Figura 4.19B). Por último, los *foresets* muestran gradientes depositacionales que en promedio pueden variar desde 1° hasta 0,5°, pero particularmente los *foresets* del Intervalo II son los más empinados en promedio, seguidos por los del Intervalo III y en último lugar, los del Intervalo I (1,09°, 0,74° y 0,54° respectivamente) (Figura 4.19C).

Por lo tanto, podría sugerirse que, en términos generales en base a los datos, las clinofomas del Intervalo II cuentan con los *foresets* más altos, más angostos y empinados de toda la sección. Seguidamente, los *foresets* del Intervalo I son los de altura intermedia, pero cuentan con los mayores anchos y gradientes más suaves de toda la sección. Finalmente, los *foreset* del Intervalo III son los de menor altura y anchos, y gradientes intermedios respecto de los intervalos I y II en la sección analizada (Figura 4.19).

#### 4.3.3.5 Análisis intraintervalo

Cuando se analizan en detalle los parámetros resultantes de la caracterización morfométrica presentada anteriormente, se puede apreciar que no solamente hay variaciones de *foresets* entre los distintos intervalos, sino que dentro de un mismo intervalo hay un amplio espectro de expresiones geométricas (Figura 4.18). Por lo tanto, a continuación, se presenta un análisis por intervalo del cambio de la expresión geométrica de los *foresets* con el objetivo de comprender con mayor precisión cuáles son los límites del espectro de distribuciones y a partir de qué momento se producen. Las lecciones resultantes del siguiente análisis pueden constituirse una herramienta más en la elaboración de modelos predictivos cuyas expresiones geométricas sean consistentes con clinofomas.

##### i. Intervalo I

Los atributos de *foreset* previamente mencionados pueden ser analizados con mayor detalle en función del tiempo dentro de cada uno de los intervalos (4.23A).

Por ejemplo, analizando el intervalo más antiguo (Intervalo I), se puede ver una gran variación en los valores de alto de *foreset* (Figura 4.23B). La sucesión de clinofomas comienza con valores de alto de *foreset* próximos a los 150 m (Vm-T10-10) descendiendo abruptamente hasta los 22 m (Vm-T10-30) que ocupan posiciones próximas al extremo SE de la Sección S3 (Figura 4.18B). Hacia el centro de cuenca la altura del *foreset*, a excepción de algunos momentos

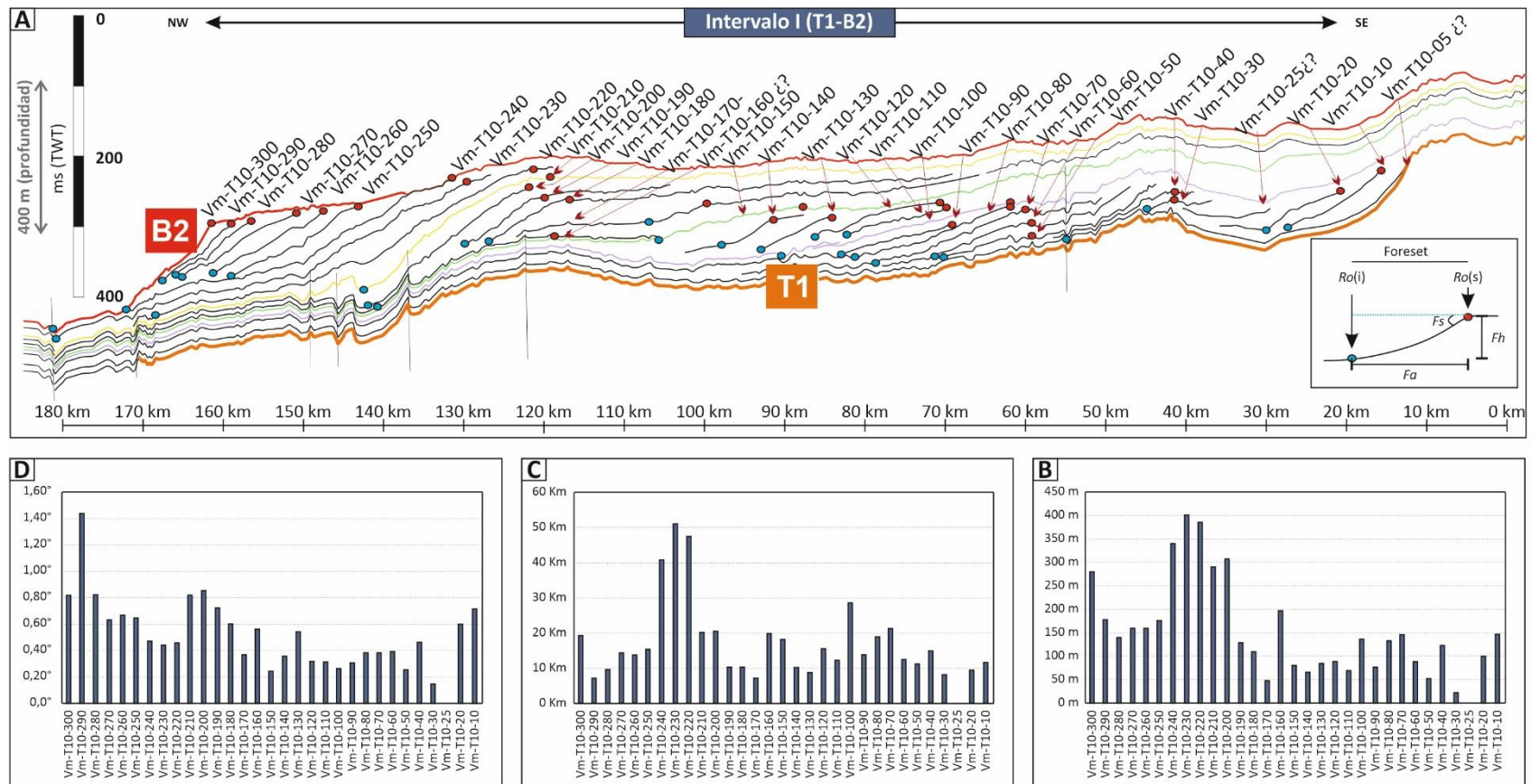


Figura 4.23. Variación temporal de atributos de *foreset*. A) Sección de intervalo analizado. B) Medición de alturas, C) Medición de anchos y D) Medición de gradientes. Se puede observar un cambio en los atributos de *foresets* iniciales con alturas que varían entre 50-100 m de altura con algunas expresiones de hasta 150 m de altura hasta Vm-T10-200. Además, hasta este momento los anchos están en el orden de los 10-20 km con algunos anchos llegando a 28 km y con gradientes que varían entre 0,3°-0,5°. Sin embargo, próximos a Vm-T10-160 y Vm-T10-200 los atributos de *foreset* cambian conspicuamente. Los *foresets* se hacen conspicuamente inclinados variando entre 200-300 m pudiendo llegar a 400 m. También aumentan los anchos manteniéndose generalmente por encima de los 20 km llegando a los 40-50 km con gradientes que superan conspicuamente los 0,6° llegando incluso a valores de 0,8°-1,4°. Esto sucede además con un marcado desplazamiento de los *rollovers* (superior e inferior) en dirección NO a través de aproximadamente 180 km.



donde llega a 150 m, se estabiliza variando entre los 50 m y 100 m. Sin embargo, a partir de Vm-T10-200 las alturas son contrastantemente las más altas de todo este intervalo llegando a variar entre los 400 y 170 m de altura (Vm-T10-250). Luego de este momento la altura se estabiliza próxima a los 150 m hasta que en el final del intervalo nuevamente aumenta llegando a los 280 m (Vm-T10-300) (Figura 4.23B).

Esta heterogeneidad en los valores de altura de *foreset* no es tan clara en los valores de ancho (Figura 4.23C). Si bien, hay variaciones en forma progresiva y creciente primero, con valores que van desde los 11 km (Vm-T10-10) hasta los 28 km (Vm-T10-100), luego se van angostando hasta los 10 km (Vm-T10-190). A partir de este momento el ancho crece marcadamente hasta los 51 km (Vm-T10-230) y luego desciende abruptamente hasta los 8 km (Vm-T10-290) (Figura 4.23C).

Finalmente, la evolución en la altura del *foreset* no solamente es acompañada de una evolución en el ancho, sino también en el gradiente depositacional del *foreset* (Figura 4.23D). Para los gradientes del *foreset* se registran primero valores fuertemente inclinados en el orden  $0,7^\circ$  (Vm-T10-10) que van haciéndose abruptamente más suaves hasta los  $0,16^\circ$  (Vm-T10-30) (Figura 4.23D). Luego oscilan entre los  $0,3^\circ$  y los  $0,5^\circ$ . Sin embargo, a partir de Vm-T10-160 la inclinación del gradiente de los *foresets* pasa a tener una marcada inclinación que generalmente está por encima de los  $0,6^\circ$  con varios *foresets* superando este umbral holgadamente pudiendo llegar a extremos de  $1,4^\circ$  de inclinación (Vm-T10-290) (Figura 4.23D).

Es interesante notar que a partir de algún momento próximo a la depositación de la clinofoma Vm-T10-160 los gradientes de *foreset* son más altos, con una tendencia a desarrollar mayores anchos y estar conspicuamente más empinados. Por lo cual, podría sugerirse que las clinofomas han construido el relieve depositacional marino haciéndolo cada vez más alto, y, por lo tanto, cada vez más profundo en términos paleobatimétricos ancho y empinado.

## ii. Intervalo II

Cuando se analizan con más detalle los atributos de los *foresets* del Intervalo II a través del tiempo se pueden observar cambios significativos en su expresión geométrica (Figura 4.24A). El escenario de *foresets* de clinofomas del Intervalo II inicialmente muestra una tendencia de decrecimiento en el alto del *foreset* que marca un contraste con la tendencia del intervalo precedente, pasando desde los 280 m en la superficie regional B2 (Vm-T10-300) hasta los 208 m al inicio de este intervalo (Vm-B4-10) (Figura 4.24B). Esta tendencia decreciente en la altura de *foreset* se ve interrumpida por algunos *foreset* con alturas de 300 m (Vm-B4-50) pero luego se acentúa marcadamente llegando a tener valores tan bajos como 50-55 m (Vm-B4-100) (Figura

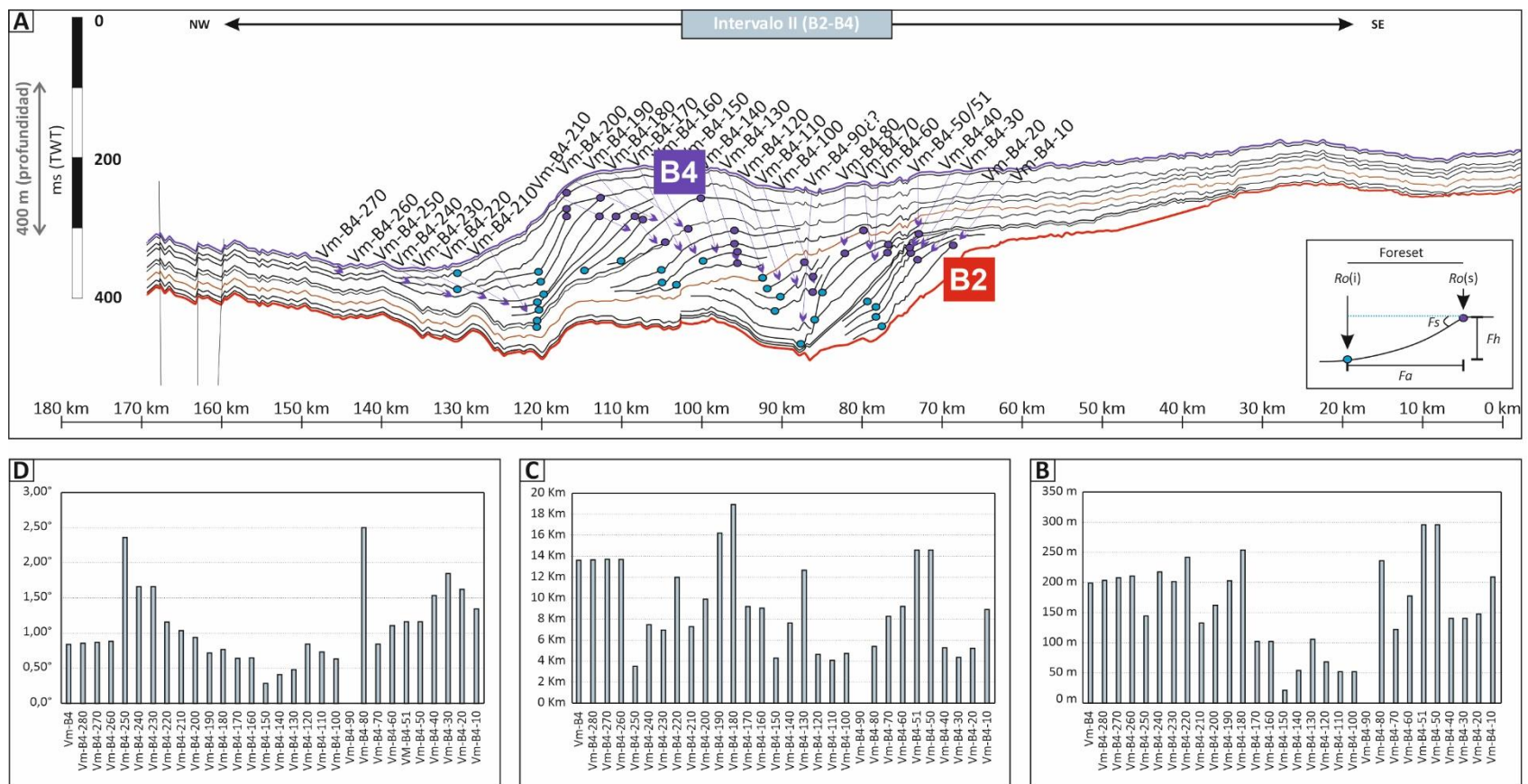


Figura 4.24. Variación temporal de atributos de *foreset*. A) Sección de intervalo analizado. B) Medición de alturas, C) Medición de anchos y D) Medición de gradientes. Al inicio del intervalo se registran grandes alturas pero que rápidamente se reducen en forma abrupta desde los 200-300 m de alto a los 50-55 m (Vm-B4-100) o menores. En el inicio del intervalo los anchos registran aproximadamente 5-10 km de ancho hasta ese mismo momento. Los gradientes desde el inicio del intervalo van disminuyendo progre desde 1,5°-0,6°. Evidentemente, a partir de algún momento relativamente próximo a Vm-B4-100 Vm-B4-170 se produce un cambio en la sedimentación que produce que próximo a este momento la altura de los *foresets* vuelva a crecer (desde 55 m a 250 m) los anchos vuelvan a ensancharse (4 km hasta 19 km) y los gradientes vuelvan a hacerse cada vez más empinados (0,6° o menores, hasta 2,3°).

4.24B). A partir de este momento la altura va incrementándose hasta valores de 250 m para mantenerse relativamente homogénea en el orden de los 200 m hasta el final del intervalo en la superficie regional B4 (Vm-B4-280) (Figura 4.24B).

Esta tendencia inicial en el decrecimiento del alto de *foreset*, se ve acompañada con una reducción del ancho que pasa de 19 km en la superficie regional B2 (Vm-T10-300) hasta los 9 km al comienzo del intervalo II (Vm-B4-10) (Figura 4.24C). Así como la tendencia decreciente en la altura de *foreset* se ve pausada por algunos ejemplos de *foreset* que tiene alturas de hasta 300 m (Vm-B4-50) estos mismos *foreset* también marcan una pausa en la tendencia mostrando anchos que pueden llegar a los 14 km aproximadamente (Figura 4.24C). Sin embargo, a la par de la pérdida en altura también van reduciendo su ancho hasta llegar a *foresets* tan angostos como 4 km (Vm-B4-100) hasta Vm-B4-170. De igual forma que con la altura, el ancho de los *foresets* comienza a crecer a partir de este momento para llegar a los valores más anchos de todo el intervalo próximos a los 19 km (Vm-B4-180) (Figura 4.24C). Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre con la altura de *foreset* donde los altos se estabilizan, los anchos empiezan a reducirse en forma progresiva y notable hasta tan solo los 3 km (Vm-B4-250). Finalmente se estabilizan en el orden de los 13 km (Vm-B4-280) (Figura 4.24C).

Por su parte, el gradiente de los *foresets* muestra un comportamiento no tan brusco en los cambios de gradiente, aunque son marcadamente más empinados (inclinaciones en el orden de  $1^\circ$  a  $1,8^\circ$ ) que en el intervalo precedente el cual terminaba con inclinaciones del orden de  $0,80^\circ$  en la superficie regional B2 (Vm-T10-300). Los cambios que se observan muestran variaciones progresivas. Primero con un aumento del gradiente depositacional desde la base del intervalo desde los  $1,34^\circ$  (Vm-B4-10) hasta los  $1,85^\circ$  (Vm-B4-30) para luego decrecer progresivamente donde se ven las inclinaciones más suaves de todo el intervalo ( $0,28^\circ$ , Vm-B4-150) hasta Vm-B4-170 (Figura 4.24D). No obstante, hay una clinofoma que se destaca por sobre el resto, pues inclina  $2,5^\circ$  (Vm-B4-80). Aproximadamente a partir de este momento (Vm-B4-170) se puede reconocer un aumento progresivo de la inclinación del *foreset* hasta valores muy fuertemente inclinados de  $2,36^\circ$  (Vm-B4-250) (Figura 4.24D). Sin embargo, al igual que con los anchos, donde se registró un marcado cambio desde Vm-B4-250 en adelante, aumentando fuertemente el ancho, aquí se registra un descenso del gradiente que se estabiliza en el orden de los  $0,8^\circ$  (Figura 4.24D).

Es interesante notar que desde la base de este intervalo hasta algún momento próximo a Vm-B4-170 los *foresets* de este intervalo van disminuyendo altura, ancho y gradiente. Luego de este momento los *foresets* desarrollan alturas que son más homogéneas y relativamente

mayores, con mayores anchos, y a pesar de que inicialmente logran recuperar alturas e inclinaciones en sus *foresets*, culminan más suavemente inclinados hacia el final del intervalo (Figura 4.24A). Por lo tanto, podría sugerirse que el sistema luego de Vm-B4-170 retoman la potencial intención de construir un relieve depositacional marino más empinado, y luego (Vm-B4-250 en adelante) esa intención va descreyendo para mantener una construcción de un relieve marino constante.

iii. Intervalo III

Observando con detalle el escenario de los atributos de *foreset* del intervalo III (Figura 4.25A) se pueden notar algunos cambios en el desarrollo de los altos, anchos y gradientes a través del tiempo. Por ejemplo, luego de la superficie regional B4 que delimita el techo del Intervalo II, donde el alto de los *foresets* de las clinofomas de ese intervalo había logrado estabilizarse en alturas en el orden de los 200 m, se pueden apreciar dos aspectos destacables. Por un lado, los *foresets* de las clinofomas del tercer intervalo (Figura 4.25A), además de variar en la altura respecto de las clinofoma precedentes, también cambian su posición respecto del centro de cuenca. Tanto en el Intervalo I, como en el Intervalo II, las clinofomas van acretándose (evaluando una componente de desplazamiento en el eje horizontal) cada vez más hacia el centro de cuenca. Ese desplazamiento es más notorio en el Intervalo I (Figura 4.23A) y tiene menor desarrollo en el Intervalo II (Figura 4.24A). Sin embargo, en el Intervalo III hay un retroceso en la posición de los *foresets* puesto que, al inicio del intervalo, el primer *foreset* (Vm-V4-10) ocupa una posición de prácticamente 80 km más hacia el sector continental respecto de la última clinofoma del Intervalo II. Recién desde este punto, los sucesivos *foresets* empiezan nuevamente a desplazarse sucesivamente hacia el centro de cuenca.

El segundo aspecto para destacar se puede notar en la altura de los *foresets*, los cuales disminuyen notablemente su desarrollo vertical, pasando de 200 m de alto (fin del Intervalo II) a tan solo 30-80 m de alto en los *foresets* iniciales del Intervalo III (Vm-V4-60) (Figura 4.25B). Esta disminución abrupta de la altura en los *foresets* viene además acompañada de las clinofomas ocupando posiciones proximales hasta que vuelve a registrarse un nuevo incremento que puede superar los 320 m de alto (Vm-V4-70) en posiciones más próximas al centro de cuenca en dirección NO (Figura 4.25B). A partir de este momento, se registra un progresivo descenso en la altura de los *foresets* hasta el fin del intervalo donde se estabilizan en alturas del orden de los 150 m a 100 m (Vm-V4-150 a Vm-V4-230) (Figura 4.25A).

La variación en la altura y la posición también se expresa en el ancho de los *foresets* (Figura 4.25C). Los anchos de *foreset* hacia el fin del Intervalo II lograron estabilizarse próximos

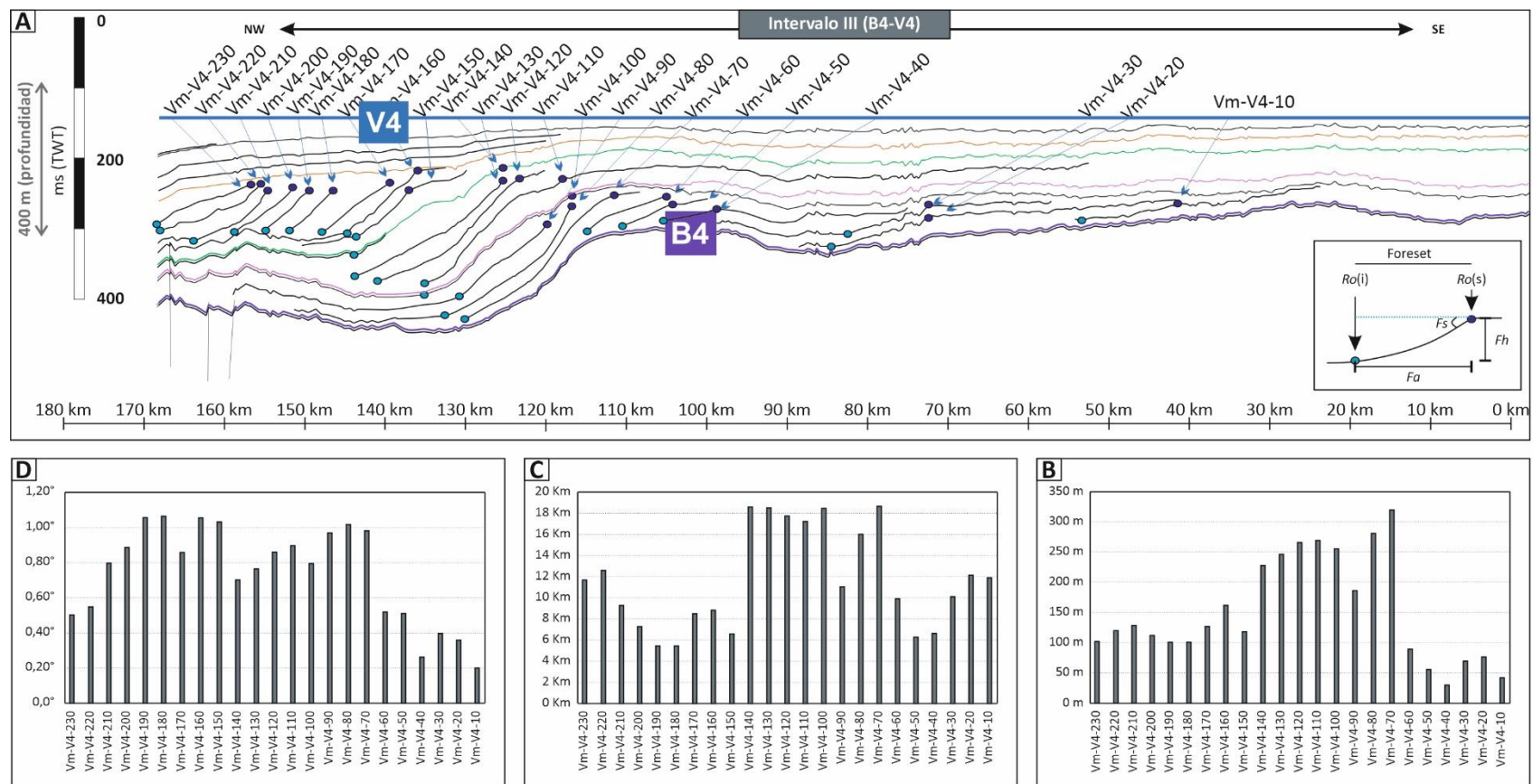


Figura 4.25. Variación temporal de atributos de *foreset* en el Intervalo III. A) Sección de intervalo analizado. B) medición de alturas, C) medición de anchos y D) medición de gradientes. El último y más joven de los tres intervalos también registra conspicuos cambios de expresiones geométricas de *foresets* de las clinoformas de la Formación Vaca Muerta incluso no solamente hay un aumento sustancial en la altura, ancho y gradiente de *foreset* (30 a 70 m de alto, 6 a 12 km de ancho y 0,2° a 0,4° de inclinación) sino también un cambio en la posición en la transecta. Las clinoformas más jóvenes del intervalo III (Vm-V4-10 a Vm-V4-60) se ubican en posiciones más hacia el sector continental de la sección (SE), lo cual es una diferencia bien distintiva respecto al comportamiento de los intervalos precedentes. Luego, en algún momento próximo a la depositación de las clinoformas Vm-V4-70 se puede notar una gran evolución en la altura (300 m), el ancho (18 km) y el gradiente (1°) así como también en su posición más próxima al centro de cuenca en sentido NW.

a los 14 km. Sin embargo, en el inicio del Intervalo III empiezan a angostarse progresivamente desde los 12 km hasta los 6 km (Vm-V4-60). Nuevamente, ya en posiciones más hacia el centro de cuenca empiezan a desarrollarse los mayores anchos de todo el intervalo con valores de entre 16 y 18 km (Vm-V4-70 a Vm-V4-150) (Figura 4.25B). A partir de este momento nuevamente empiezan a ensancharse en forma progresiva hasta finalizar aproximadamente en los 12 km hacia el final del intervalo (Vm-V4-230).

Finalmente, este comportamiento en la altura y la posición de los *foresets* es también acompañado por un comportamiento del gradiente, el cual hacia el final del Intervalo II estaba en el orden de los  $0,8^\circ$  y que hacia el inicio del Intervalo III es bastante más suave, variando entre  $0,2^\circ$  y  $0,52^\circ$  (Vm-V4-60) (Figura 4.25D). Al igual que en la altura, los gradientes se hacen marcadamente empinados en el momento que las clinoforras nuevamente vuelve a ocupar posiciones más hacia el centro de cuenca (en el orden de  $1^\circ$ , Vm-V4-70). Posteriormente, se registra un descenso progresivo hasta los  $0,75^\circ$  (Vm-V4-140) a partir del cual nuevamente los *foresets* vuelven a empinarse hasta alcanzar valores próximos a  $1^\circ$  para comenzar a perder inclinación progresivamente hasta el final del intervalo (Figura 4.25A).

Como observación final de las variaciones en los atributos de *foreset* de este intervalo podría sugerirse que hay un claro contraste en el alto, ancho y gradiente de los *foresets* acompañados de un cambio en la posición de la cuenca en las clinoforras basales de este intervalo (hasta Vm-V4-60) donde las clinoforras no superan los 100 m de alto, y que a medida que empiezan a ocupar posiciones más próximas al centro de cuenca desarrollan mayor altura, mayor ancho y empinamiento del *foreset*. Sin embargo, la tendencia aparenta ser la pérdida de altura, y gradiente hacia el final del intervalo, por lo tanto, podría sugerirse que inicialmente estas clinoforras fueron asistidas por el desarrollo de una topografía previa para la construcción del perfil paleobatimétrico.

### 4.3.4 Implicancias

#### 4.3.4.1 Implicancias para su clasificación por tamaños

Los estudios exhaustivos de la última década en el subsuelo en la Formación Vaca Muerta han incrementado sustancialmente la calidad y cantidad de información disponible (Desjardins et al., 2016, 2018, González et al., 2016, 2018; Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020; Leanza et al., 2020). Sin embargo, a pesar del rápido y pronunciado crecimiento en la curva de aprendizaje todavía permanecen preguntas sin responder, cuyas respuestas puede ser clave en la correcta comprensión del sistema Vaca Muerta-Quintuco. Por ejemplo, pese a la existencia de una extensa transecta de información de subsuelo de gran calidad y extensión, donde se han definido en trabajos previos la presencia de clinoforras, hasta la fecha no se



habían caracterizado desde sus atributos geométricos sus respectivos *foresets* que son lo que permite clasificar a las clinoformas y eventualmente, comprender el sistema de acumulación en términos predictivos.

Como sugieren trabajos previos (Reijnenstein et al., 2020) la línea de costa del sistema de acumulación de la Formación Vaca Muerta puede estar a una distancia de entre 80 y 100 km respecto de los *rollovers* superiores que se identificaron en sección sísmica de subsuelo (Sección S3-Figura 4.16) y que han sido utilizados para marcar el límite entre los depósitos de la Formación Vaca Muerta y la Formación Quintuco (Domínguez et al., 2020). Bioconstrucciones de ostras y bancos de grainstones oolíticos de la Formación Quintuco han sido identificados en los *topsets* de las clinoformas de la Formación Vaca Muerta (Figura 4.17), particularmente cerca de los cambios de pendiente (Domínguez et al., 2020, Reijnenstein et al., 2020). Esos *rollovers* dan lugar a *foresets* que han sido caracterizados sistemáticamente en este trabajo, y resultaron en alturas que en promedio rondan los 150 a 170 m pero que pueden llegar hasta los 300 o 400 m hasta un nuevo e inferior *rollover*, conformando un conspicuo relieve en el perfil depositacional marino (Figura 4.23, 4.24, 4.25). Los sedimentos de *foreset* han sido caracterizados en trabajos previos como mayormente generados por desmoronamientos y flujos gravitacionales (Marchal et al., 2016; Kietzmann et al., 2016). La caracterización de *foresets* realizada en este trabajo resultaron en inclinaciones que en promedio pueden ir desde 0,5° a 1° pero que en distintos momentos se establece en el orden del 1,5 y hasta 2,5 ° dependiendo del intervalo de estudio (Intervalo I, II o III en este capítulo).

Estos depósitos sedimentarios, las expresiones geométricas y los parámetros resultantes de la caracterización de los *foresets* de las clinoformas presentes en la sección S3 (4.18) son consistentes con interpretaciones de clinoformas de escala de margen de plataforma (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Las clinoformas de margen de plataforma, se caracterizan por tener *foresets* del orden de los 100' m de alto, y ubicarse a varias de decenas e incluso cientos de kilómetros de distancia respecto de la línea de costa conformando *rollovers* que pueden tener menos de 6° grados de inclinación (Patruno et al., 2015a; Hodgson et al., 2018; Cosgrove, et al., 2018; Patruno y Helland-Hansen, 2018; Poyatos et al., 2019; Cosgrove et al., 2020; Giacomone et al., 2022) (Figura 4.1A). Además, las clinoformas de margen de plataforma son uno de los más grandes causantes de la construcción de una plataforma (Helland-Hansen et al., 2012), y como se ha discutido, estos depósitos también son denominados como prismas de plataforma (Patruno y Helland-Hansen, 2018), plataformas sedimentarias (Helland-Hansen et al., 2012) o clinoformas de intraplataformas (Hodgson et al., 2018), ya que comúnmente no alcanzan el fin

de la plataforma continental (Helland-Hansen et al., 2012; Patruno et al., 2015a, b, c; Patruno y Helland-Hansen, 2018).

#### 4.3.4.2 Implicancias en la exploración y desarrollo de hidrocarburos de la variación de la expresión geométrica del *foreset*

La caracterización de los *foresets* de las clinoforras de la Formación Vaca Muerta resultó en un amplio espectro de parámetros no solo en términos generales, es decir analizando los parámetros resultantes en términos de atributos promedio (alto, ancho, gradiente promedio) sino también internamente a cada intervalo. Por ejemplo, en el Intervalo I (Figura 4.23A) se puede observar un cambio en los atributos de *foresets* iniciales con alturas que varían entre 50 m y 100 m de altura con algunas expresiones de hasta 150 m de altura hasta Vm-T10-200 (Figura 4.23B). Además, hasta este momento los anchos están en el orden de los 15 km con algunos anchos llegando a 28 km (Figura 4.23C) y con gradientes que varían entre 0,3° y 0,5° y generalmente menores a 0,6° (Figura 4.23D). Sin embargo, en algún momento entre Vm-T10-160 y Vm-T10-200 los atributos de *foreset* cambian significativamente. Los *foresets* se hacen conspicuamente más altos variando entre 200 y 300 m pudiendo llegar a 400 m. También aumentan los anchos manteniéndose generalmente por encima de los 15 km llegando a los 40 y 50 km con gradientes que superan ampliamente los 0,6° llegando incluso a valores de 0,8° y 1,4°. Esto sucede además con un marcado desplazamiento de los *rollovers* (superior e inferior) en dirección NW a través de aproximadamente 180 km. Algo similar sucede en el intervalo II (Figura 24A) donde al inicio del intervalo se registran grandes alturas pero que rápidamente se reducen en forma abrupta desde los 200 - 300 m de alto a los 50/55 m (Vm-B4-100) o menores (Figura 24B). En el inicio del intervalo los anchos registran aproximadamente 5-10 km de ancho hasta ese mismo momento (Figura 24C). Los gradientes desde el inicio del intervalo van disminuyendo progresivamente desde 1,5° hasta 0,6° (Figura 24D). Evidentemente, a partir de algún momento relativamente próximo a Vm-B4-100 Vm-B4-170 se produce un cambio en la sedimentación que produce que próximo a este momento la altura de los *foresets* vuelva a crecer (desde 55 m a 250 m), los anchos vuelvan a incrementarse (4 km hasta 19 km) y los gradientes vuelvan a hacerse cada vez más empinados (0,6° o menores, hasta 2,3°). Estos notables cambios en la expresión geométrica de los *foresets* de las clinoforras de la Formación Vaca Muerta también suceden en el último y más joven de los 3 intervalos en el cual, no solamente hay un aumento sustancial en la altura, ancho y gradiente de *foreset* (30 a 70 m de alto, 6 a 12 km de ancho y 0,2° a 0,4° de inclinación) sino también un cambio en la posición en la transecta (Figura 4.25A). Las clinoforras más jóvenes de este intervalo (Vm-V4-10 a Vm-V4-60) se ubican en posiciones más hacia el sector continental de la sección (SE) lo cual es un comportamiento distintivo respecto de los intervalos precedentes y cuentan con expresiones de



*foresets* de poca altura (< 150 m) (Figura 4.25B) con moderados anchos (< 15 km) (Figura 4.25C) y suavemente inclinados (> 0,6°) (Figura 4.25D). Luego, en algún momento próximo a la depositación de las clinoforras Vm-V4-70 se puede notar un incremento en la altura (300 m), el ancho (18 km) y el gradiente (1°) así como también en su posición más próxima al centro de cuenca en sentido NO.

La expresión litológica de los depósitos sedimentarios de los sucesivos *foresets* de las clinoforras de la Formación Vaca Muerta, han sido descriptos en subsuelo (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020; Paz et al., 2022) a lo largo de la transecta regional de sección sísmica analizada en esta misma contribución, y afloramiento en posiciones del sur de cuenca en el margen occidental de la misma (Paz et al., 2019). En estos trabajos, se destaca la presencia de depósitos de grano fino, mixtos (carbonáticos -silicoclástico) con distinta participación de depósitos de desmoronamiento (de mayor tamaño de grano) y estrías de fallas, así también como depósitos generados por corrientes paralelas al talud o depósitos transportados en masa. Por otra parte, la expresión geométrica de una clinoforra está directamente vinculada con los procesos sedimentarios que originaron los depósitos sedimentarios que a través de ella ocurrieron (Helland-Hansen y Hampson, 2009). Por lo tanto, el amplio espectro de modelos de acumulación propuestos para la Formación Vaca Muerta, particularmente los que hacen referencia a los depósitos de *foreset*, sumadas a las claras variaciones en los atributos de *foreset* resultantes del análisis morfométrico realizado en este trabajo, permite sugerir que es posible que las variaciones en los atributos de *foreset* estén vinculadas con el distinto grado de participación de procesos sedimentarios, que se expresan en distintas proporciones de facies (Paz et al., 2019; Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020; Paz et al., 2022) (Figura 4.26). Por lo tanto, *foresets* con un mayor desarrollo de alto, y gradiente potencialmente podrían tener una mayor proporción de depósitos asociados a flujos gravitacionales, desmoronamientos y estrías de falla (Figura 4.26A). Generalmente las expresiones geométricas de *foreset* potencialmente asociadas a estos depósitos podrían desarrollar *foresets* con alturas mayores a 300 m, anchos mayores a 10 km y gradientes depositacionales mayores a 0,6° - 0,8° considerando el espectro de 82 clinoforras analizadas en este capítulo. A este tipo de *foresets* de expresiones geométricas conspicuas destacables desarrollos de alto, ancho y gradiente, arbitrariamente se lo denominaría *foreset tipo A* (Figura 4.26A). Por otra parte, expresiones geométricas de *foreset* con un menor desarrollo de alto, ancho y gradiente podrían estar asociadas, potencialmente, a mayor participación de depósitos asociados a corrientes de contorno o corrientes de turbidez (Figura 4.27B). Estas clinoforras podrían desarrollar *foresets* con alturas generalmente menores a 150 m de altura, anchos menores a 15 km y gradientes

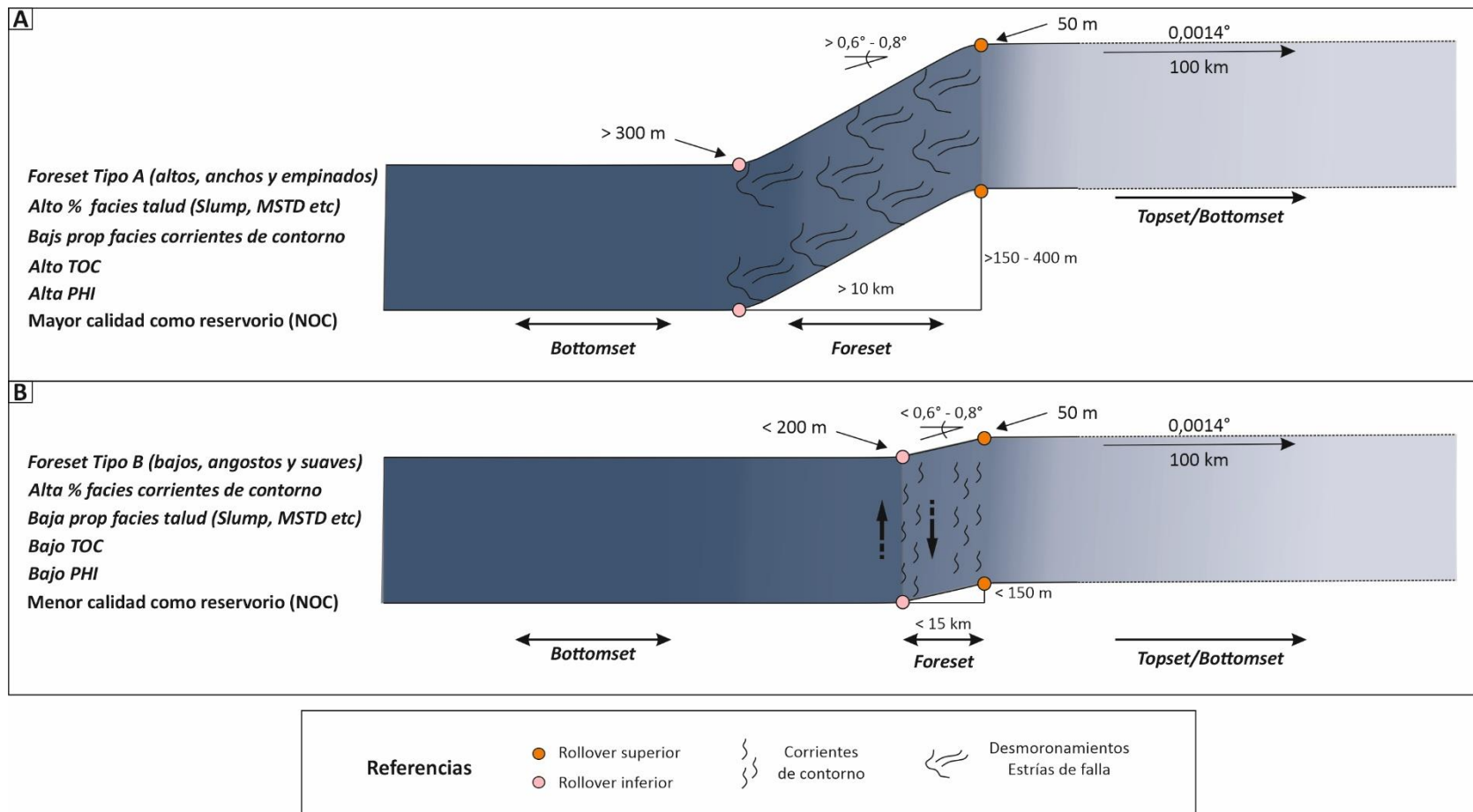


Figura 4.26. Representación conceptual de la variabilidad de expresiones geométricas de *foresets* y sus potenciales implicancias faciales y calidad de reservorio en función de la caracterización morfológica de *foresets* del segundo de los dos ejemplos presentados en este capítulo (Formación Vaca Muerta) conjugado con información recopilada de la literatura (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). A) *Foresets tipo A*, tienen expresiones conspicuas y potencialmente constituyen buenos reservorios de hidrocarburos no convencionales B) *Foresets tipo B*, tienen expresiones geométricas menos desarrolladas y potencialmente podrían constituir reservorios de hidrocarburos no convencionales de menor calidad los *foresets tipo A*.

depositacionales menores a los  $0,6^\circ - 0,8^\circ$  (Figura 4.27B). A este tipo de *foresets* de expresiones geométricas menos destacables con un menor desarrollo de alto, ancho y gradiente, arbitrariamente se lo denominaría en esta tesis *foreset tipo B* (Figura 4.26A) (Patruno et al., 2015a, Pellegrini et al., 2017; Cosgrove et al., 2018; Hodgson et al., 2018; Patruno y Helland-Hansen, 2018; Poyatos et al., 2019).

Las variaciones de atributos de *foreset* como producto de distintos procesos sedimentarios que dieron origen a distintos depósitos sedimentarios no solamente es posible inferirlas desde datos directos (coronas, afloramiento), sino que también es posible plantear este escenario a partir de datos indirectos, como por ejemplo secciones sísmicas de subsuelo enfocadas a identificar contrastes de impedancias acústicas (Reijenstein et al., 2020). Particularmente, las secciones de sísmica de subsuelo enfocadas a discriminar contrastes de impedancias acústicas han resultado ser una probada metodología de exploración de reservorios no convencionales en escenarios con poco control litológico (Reijenstein et al., 2020; Minsini et al., 2020, Ortiz et al., 2020). La impedancia acústica es la relación entre la velocidad de transmisión de una onda sísmica y la densidad de la roca. Por lo tanto, la impedancia acústica resulta en una relación comúnmente utilizada en la exploración de subsuelo en escenarios con poco control litológico ya que permite tener una aproximación indirecta de la litología a partir de las propiedades de roca en subsuelo y a su vez estimar propiedades petrofísicas como contenido de materia orgánica (TOC) y porosidad (PHI) (Reijenstein et al., 2020; Minsini et al., 2020, Ortiz et al., 2020). Al ser la Formación Quintuco predominantemente carbonática y la Formación Vaca Muerta, mixta (carbonática–silicoclástica) con una tendencia a ser cada vez más silicoclástica hacia el centro de cuenca, los contrastes de impedancia acústica a través de las clinofomas del sistema Vaca Muerta-Quintuco muestran un claro y amplio espectro de reflexiones sísmicas y contrastes de impedancia acústica que le han permitido a Reijenstein y colaboradores (2017, 2019) asociar distintas respuestas a diferentes litologías. Sin embargo, además de la matriz mineralógica y composicional existe otro factor importante que puede disminuir la densidad de la roca, y por lo tanto disminuir su impedancia acústica, que es la porosidad y el contenido de materia orgánica (Ortiz et al., 2020).

A partir de la integración de información de coronas, perfiles y secciones sísmicas, Reijenstein et al. (2017, 2019) definieron seis “facies” discretas de impedancia acústica en las cuales además se han derivado valores de contenido de materia orgánica (TOC) y porosidad (PHI) para el sistema Vaca Muerta – Quintuco. Estas facies exhiben distintas propiedades mineralógicas, y depositacionales a lo largo de las clinofomas en la misma sección que en este trabajo se han caracterizado los *foresets*. En esa sección sísmica con “facies” discretas de

impedancias acústicas se puede observar que las clinofomas tienen mayor porosidad en los *bottomsets* (> 6% y entre 12-16% de TOC y PHI, respectivamente). Sin embargo, los *foresets* (que han sido caracterizados en este capítulo), en la misma transecta de sección sísmica que analizó Reijenstein et al. (2019) también muestran contenidos de materia orgánica y porosidades importantes (3-6% TOC, 7 a 13% PHI, respectivamente) aunque con variaciones importantes que conspicuamente muestran una relación directa con variaciones en la expresión geométrica de los *foresets* (Figura 4.23, 4.24, 4.25, 4.26). Por ejemplo, en el inicio del Intervalo I (Figura 4.23) donde los *foresets* desarrollan una expresión reducida de altura, ancho y gradiente (< 100 m, < 15 km, < 0,6°, respectivamente) se registran relativamente bajos valores de TOC y PHI (< 5%, < 11%, respectivamente). Sin embargo, en algún momento próximo a los *foresets* Vm-T10-150 a Vm-T10-170 se registra mayor desarrollo de las clinofomas que pasan a tener mayor altura, ancho y gradiente (> 100 m, > 15 km, > 0,6°, respectivamente) y que coincide con un incremento en los valores de TOC y PHI (> 5%, > 11%, respectivamente). Algo similar sucede con los *foresets* del Intervalo II (Figura 4.24) los cuales solo registran valores similares de TOC y porosidad semejantes al intervalo precedente luego de la depositación de las clinofomas Vm-B4-150 que justamente, es donde pasan a crecer desde valores de alto de *foreset* menores a los 100 m, y gradientes menores a 0,8° para tener alturas superiores a los 150 m de alto que pueden llegar incluso a 250 m de alto con gradientes mayores a 0,8° hacia el techo del Intervalo II (Figura 4.24). En el último intervalo, se registra el mismo comportamiento, sin embargo, con un marcado descenso de valores de TOC y PHI (< 1% y < 6%, respectivamente). En el Intervalo III (Figura 4.25), por ejemplo, al inicio del intervalo (Vm-V4-10 a Vm-V4-60), cuando las expresiones de *foreset* son menos desarrolladas (alturas < 150 m, anchos < 10 km, gradientes < 0,6°) los valores de TOC y PHI son bajos. Contrariamente, cuando aumentan las expresiones geométricas de *foreset*, por ejemplo, entre Vm-V4-70 y Vm-V4-140, pasan a tener mayor desarrollo en su alturas, ancho y gradientes (> 150 m, > 10 km, > 0,6°) aumentan los valores de TOC y PHI (1-3% y 7-9%, respectivamente) (Figura 4.25). Por todo lo dicho, se puede sugerir que los *foresets* tienden a tener mayor contenido de materia orgánica y mayor porosidad a medida que aumenta el desarrollo de la expresión geométrica de los *foresets* (Figura 4.26).

Particularmente, los *foresets tipo A* (Figura 4.26A) tiene conspicuas expresiones geométricas con alturas que generalmente son mayores a los 150 m, anchos mayores a 10 km y gradientes generalmente mayores a 0,6°-0,8°, y potencialmente podrían estar asociados a una mayor participación de procesos sedimentarios que se favorezcan de un mayor gradiente depositacional, como desmoronamientos (*slumps*) y que podrían resultar en rocas con mejor calidad petrofísica como roca reservorio de hidrocarburos no convencionales al tener mayor

contenido de materia orgánica y mayor porosidad. Los *foresets tipo B* (Figura 4.26B), por su parte, se caracterizarían por tener un *foreset* con expresiones geométricas menos desarrollados con alturas generalmente menores a 150 m, anchos menores a 15 km y gradientes depositacionales menores a 0,6°-0,8°. Estos podrían estar potencialmente asociados a una mayor participación de procesos que no requieran empinados gradientes depositacionales de *foreset* como corrientes de contorno y podrían resultar en rocas con menores calidades petrofísicas como roca reservorio de hidrocarburo no convencional al contar con menores proporciones de materia orgánica y menor porosidad. Por lo tanto, podría concluirse que caracterizar los *foresets* de clinoforras puede constituirse en una herramienta predictiva para la toma de decisiones en etapas de exploración y desarrollo y que puede compensar la falta de una caracterización facial por datos directos de coronas.

#### 4.4. Discusión Integral

A lo largo de este capítulo se presentaron caracterizaciones geométricas sistemáticas de *foresets* de dos ejemplos de la Cuenca Neuquina y se interpretaron respectivamente en función de su escala y atributos asociados como clinoforras subácueas y clinoforras de margen de plataforma (*sensu* Patruno y Helland-Hansen, 2018). Además, en cada uno de estos ejemplos se analizaron cuestiones adicionales sobre el desarrollo conjunto de clinoforras, por ejemplo, de clinoforras compuestas.

En forma adicional, estos dos ejemplos son producto de procesos sedimentarios que ocurrieron en un mar epicontinental, pero en distintos momentos de su desarrollo (Howell et al., 2005; Schwarz et al., 2022). Por lo tanto, y retomando uno de los interrogantes planteados al inicio de este capítulo, la comparación de estos ejemplos permite la caracterización del perfil paleobatimétrico del Mar Neuquino durante el periodo Titoniano-Valanginiano (clinoforras de Vaca Muerta) y el Hauteriviano Tardío (clinoforras de Agua de la Mula). A su vez, comprender que existen diferentes configuraciones paleobatimétricas, así como distintas interacciones entre clinoforras de diferente escala (por ejemplo, compuestas o no compuestas) hace posible avanzar sobre una discusión de los posibles controles en la naturaleza y desarrollo de clinoforras dentro de un mar epicontinental como el Mar Neuquino.

##### 4.4.1 Configuración del perfil depositacional y paleoprofundidad asociada del Mar Neuquino: Hauteriviano Tardío, Titoniano-Valanginiano

La inundación marina de grandes porciones de corteza continental en cuencas intracratónicas o de trasarco a través de corredores o pasadizos topográficamente elevados, puede conducir a la formación de mares epicontinentales situados en áreas parcialmente

encerradas y someras (Johnson y Baldwin, 1966). En la actualidad, no abundan los ejemplos de mares epicontinentales (Algeo et al., 2008). Por lo tanto, mucho de lo que se sabe del perfil depositacional y de la paleobatimetría que podrían tener este tipo de mares es a partir del estudio de sucesiones fósiles (Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009; Hampson et al., 2010; Schieber, 2016). De hecho, son relativamente comunes contribuciones que proponen paleoprofundidades de entre 50 y 200 m en configuraciones marinas de mares epicontinentales. En estos casos, el rango paleobatimétrico es acotado a partir del análisis de información indirecta, como por ejemplo la interpretación de los procesos sedimentarios (p.ej. acción de olas), el contenido fósil, o las trazas fósiles de organismos de aguas someras (Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009; Howell et al., 2010; Schieber, 2016). Sin embargo, a través de la caracterización morfométrica de clinoformas, particularmente de su *foreset*, que es el segmento de mayor construcción de relieve vertical del perfil depositacional marino y por lo tanto donde más aumenta proporcionalmente la paleobatimetría, es posible extraer información directa desde el registro a fin de reconstruir la configuración del perfil depositacional marino.

El Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano Tardío) es considerado por distintos autores como una sucesión marina conformada por depósitos sedimentarios mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) en una configuración de rampa homoclinal con sedimentación mixta carbonática-silicoclástica (Spalletti et al., 2001a, 2001b; Sagasti, 2005, Comerio et al., 2019; Iñigo et al., 2019). Particularmente Sagasti (2005) estudió los depósitos de grano fino del Miembro Agua de la Mula en el NO de la Cuenca Neuquina en afloramiento en una transecta en sentido S-N, desde la localidad de El Portón hasta zonas próximas a la localidad de Malargüe. Allí sugiere la posibilidad de que la paleoprofundidad de los depósitos más distales de rampa externa y cuenca del Miembro Agua de la Mula podrían estar en el orden de los 100-200 m, asumiendo gradientes de 0,01° a 0,03° a partir de otras reconstrucciones de sistemas marinos de *shoreface* (Hampson, 2000). Sin embargo, en este capítulo una vez caracterizados los *foresets* de clinoformas subácueas y basados en reconstrucciones realizadas en capítulos anteriores (ver Capítulo 3) se ha podido reconstruir una importante porción del sistema de acumulación desde la línea de costa hasta sectores distales del perfil depositacional de esta rampa homoclinal. Además, particularmente para la parte de la clinoforma subácuea de la clinoforma compuesta se han podido acotar el rango de altos, anchos y gradientes de los *foresets* para poder estimar un rango amplio de paleobatimetrías del Mar Neuquino en el Hauteriviano Tardío (Figura 4.27; Tabla 11). Esta reconstrucción del perfil depositacional marino para el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, parte de una clinoforma de línea de costa con un *foreset* de 25 m de alto, 1° de inclinación y 5 km de ancho, continuada por un *bottomset/topset* de 10 km de ancho y un

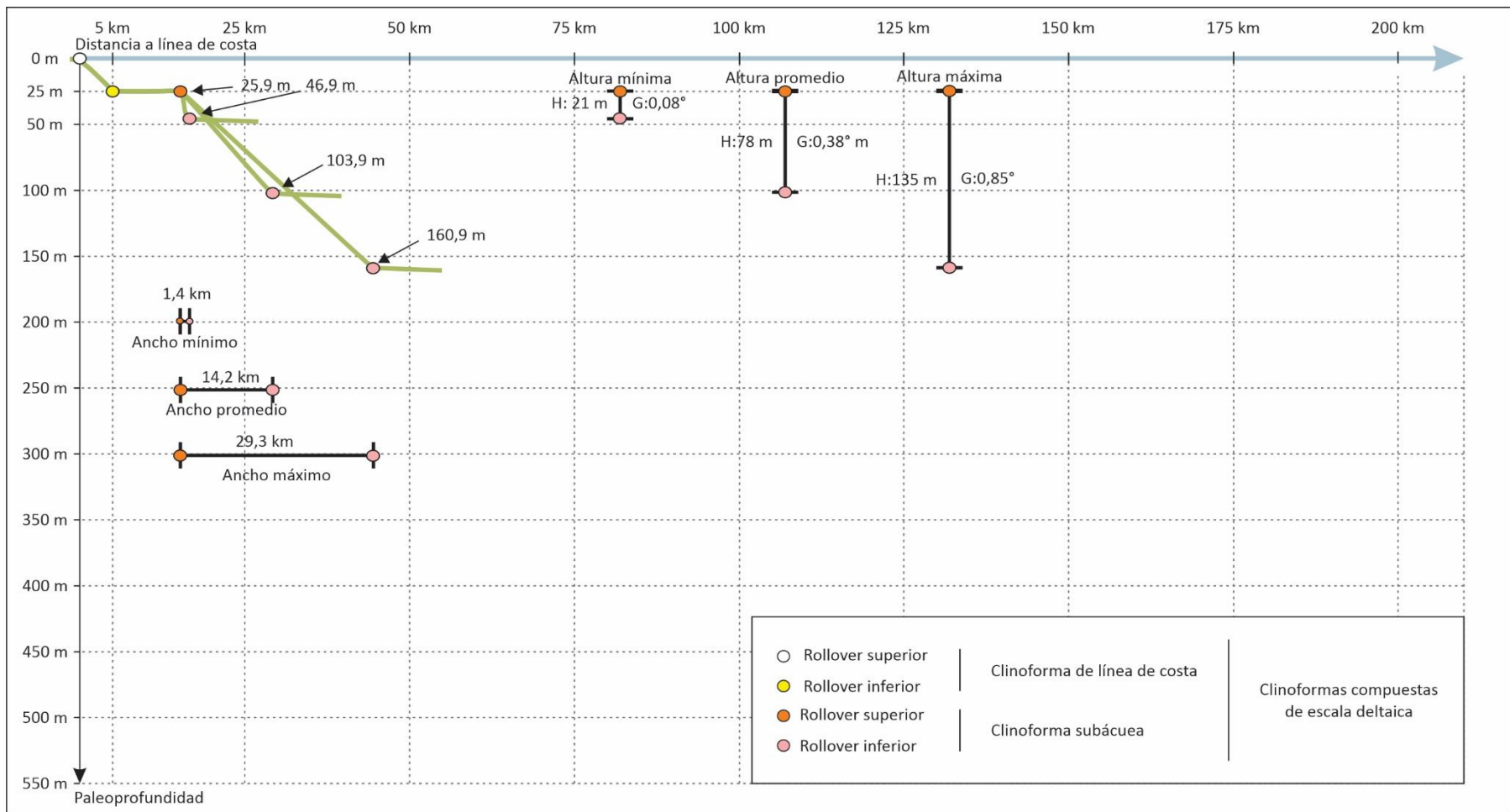


Figura 4.27. Paleoprofundidad del Mar Neuquino Hauteriviano Tardío con una configuración de clinoformas compuestas de escala deltaica (línea de costa y subácuea) en función de todo el espectro de alturas, gradientes y anchos posibles recopilados en este trabajo para el Miembro Agua de la Mula de Formación Agrio. Alturas (H) de 21 m, 78 m, y 135 m corresponden a valores mínimos, promedios y máximos respectivamente (Ver Tabla 4.11).

## Caracterización de clinoformas subácueas y de margen de plataforma

gradiente depositacional promedio y conceptual de mares epicontinentales de  $0,0005^\circ$  a través del cual se profundiza tan solo 0,9 m (Schieber, 2016). Luego del *bottomset/topset*, considerando los atributos (altos, anchos y gradientes) del espectro de los 29 *foreset* caracterizados en las secciones sísmicas S1 y S2 (Figura 4.7, 4.8, 4.9; Tabla 11) se pueden estimar paleopropundidades próximas a 50 m cuando la clinoforma subácuea tenga atributos mínimos en sus *foresets* (alto, ancho y gradiente mínimo), cercanos a 100 m cuando se estiman paleopropundidades con atributos promedio, y de aproximadamente 160 m cuando las reconstrucciones son basadas en los atributos máximos. Las estimaciones de paleopropundidad realizadas en este capítulo para el Miembro Agua de la Mula (Figura 4.27), si bien pueden ir en consonancia con otras propuestas, necesariamente implican la presencia de clinoformas compuestas, de escala deltaica. Dicho de otra manera, sin la presencia de clinoformas compuestas, y considerando los gradientes depositacionales de rampas, plataformas y mares epicontinentales revisados en esta tesis doctoral (ver Capítulo 3, Figura 3.18) serían necesarios gradientes depositacionales sustancialmente mayores a  $0,08^\circ$  (#14 Reis et al., 2013) a través de segmentos arealmente extensos y homogéneamente inclinados más extensos que 100 km para poder llegar a paleopropundidades superiores a 100 m de profundidad.

Por su parte, la Formación Vaca Muerta (Titoniano-Valanginiano), es considerada como una sucesión marina conformada por un sistema mixto (carbonático – silicoclástico) que ha sido depositada bajo una configuración de rampa homoclinal en el sector oriental de la cuenca, donde hasta el momento no se han documentado clinoformas ni de escala deltaica subácuea ni de margen de plataforma. Sin embargo, en la porción sur central y occidental de la misma, la configuración del perfil depositacional marino cambia y presenta clinoformas que han sido documentadas en trabajos previos (Domínguez et al., 2020; Reijenstein et al., 2020). Para la Formación Vaca Muerta, se han sugerido paleopropundidades en el sector central de la cuenca, a través de datos indirectos, que pueden variar entre los 100 y 200 m (Kietzmann et al., 2016). Mientras tanto, para posiciones más sudorientales de la cuenca existen propuestas derivadas de metodologías de backstripping que sugieren profundidades del orden de los 400 m (Minsini et al., 2020). En el segundo ejemplo de este capítulo, se ha caracterizado un espectro de 82 *foresets* presentes en la Formación Vaca Muerta (Figura 4.18, 4.19; Tabla 12). Por lo tanto, de manera similar que en el primer ejemplo es posible proponer escenarios de paleopropundidades del Mar Neuquino Titoniano-Valanginiano para acotar el espectro posible considerando los valores promedios, máximos y mínimos de *foreset* caracterizados en este capítulo. De esta manera, asumiendo la presencia de una clinoforma de escala deltaica de línea de costa (con un *foreset* de 25 m de alto, y 5 km de ancho), seguida de un *bottomset/topset* de 100 km de ancho



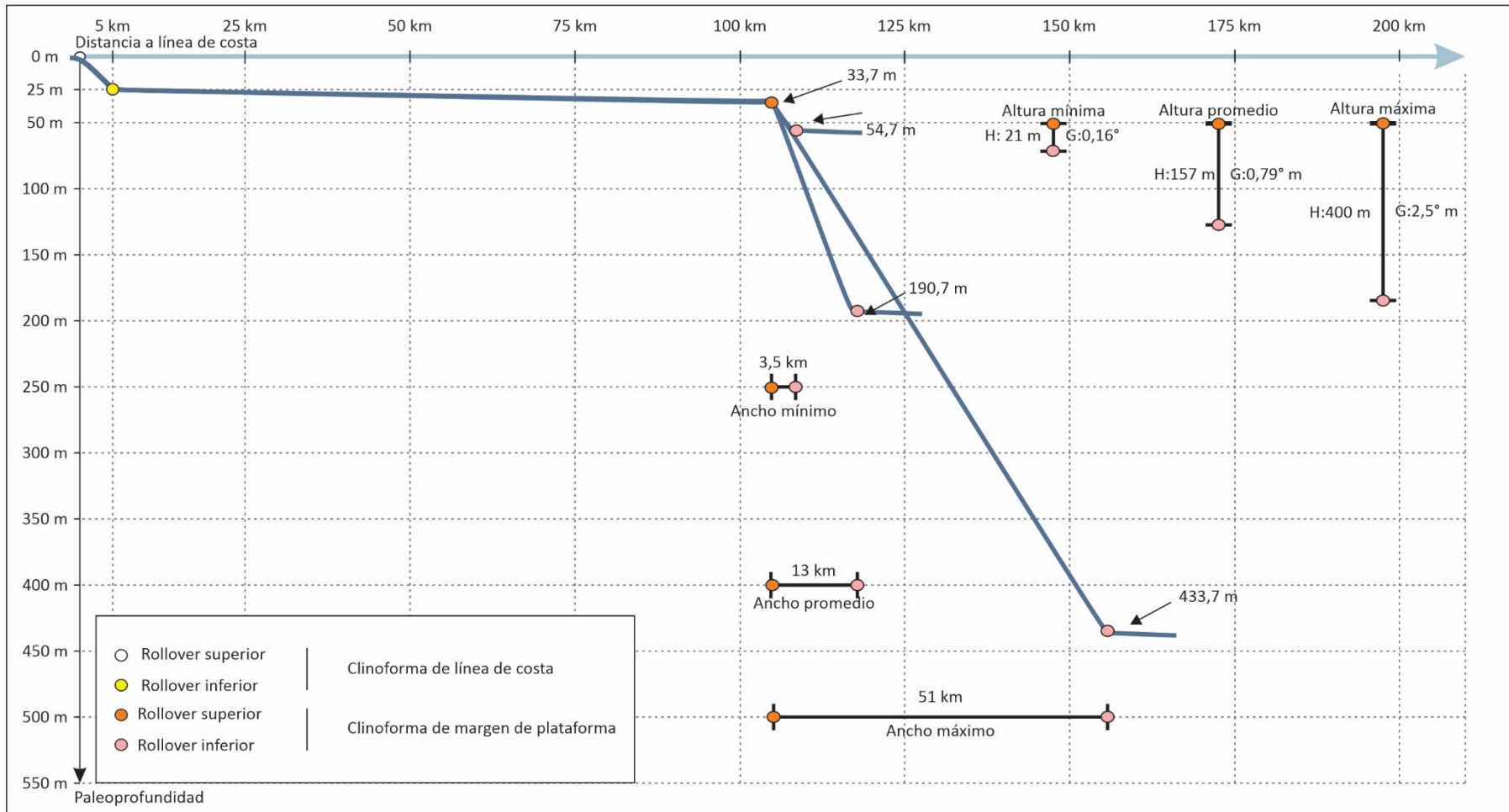


Figura 4.28. Paleoprofundidad del Mar Neuquino Titoniano-Valanginiano considerando todo el espectro de alturas, gradientes y anchos posibles en la Formación Vaca Muerta del alto del *foreset* distal de clinoforma de margen de plataforma. Alturas (H) de 21 m, 157 m, y 400 m corresponden a valores mínimos, promedios y máximos respectivamente (Ver Tabla 4.12).

con un gradiente depositacional de  $0,005^\circ$  (Schieber, 2016) profundizando 8,7 m hasta un *rollover* superior de clinoforra de margen de plataforma, a una profundidad de 33 m, el espectro de paleopropfundidades posibles puede variar entre aproximadamente 55 m (altos de *foresets* mínimos), 190 m (altos de *foreset* promedio) y 433 m de paleopropfundidad máxima hasta el *rollover* inferior (altos de *foreset* máximos) (Figura 4.28). Estas reconstrucciones sugieren entonces, paleopropfundidades significativamente mayores que algunas sugeridas previamente para el centro de cuenca (Kietzmann et al., 2016) y van en consonancia con propuestas que han utilizado metodologías cuantitativas (Minsini et al., 2020) para el Mar Neuquino durante el Titoniano-Valanginiano de la Formación Vaca Muerta. Sin embargo, las paleopropfundidades resultantes de este ejercicio muestran ser sustancialmente mayores que las que tradicionalmente se piensan para mares epicontinentales (Plint et al., 2008, Dillenburg et al., 2009; Schieber et al., 2016). No obstante, sí muestran estar en el orden de paleopropfundidades de *topset* subácueos delimitados por *rollovers* en un mar epicontinental, caracterizado en el registro fósil extrayendo información directamente desde la expresión geométrica de depósitos sedimentarios, menores a 50 m de paleopropfundidad (Plint et al., 2008; Dillenburg et al., 2009) (Figura 4.28).

### 4.4.2 Controles autogénicos en clinoforras subácueas: autoretiro

Particularmente en este apartado se pretende discutir las implicancias en términos predictivos de la ocurrencia o ausencia de clinoforras a escala de cuenca, tanto a escala deltaica como a escala de margen de plataforma. Cuando se analizan los controles externos para evaluar el impacto que estos tienen y cómo se expresan en la morfología de los depósitos sedimentarios de un mar epicontinental generalmente se invocan: a) la dinámica interna (autogénica) de los sistemas depositacionales genéticamente conectados (Muto et al., 2007), b) la variación espacial y temporal de la actividad tectónica que son potencialmente controles del aporte de sedimento y el espacio de acomodación (Houston et al., 2000; Horton et al., 2004), es decir *uplift* o subsidencia tectónica, c) la influencia de la estructura del basamento, el cual controla la acomodación sobre largas escalas temporales, d) los cambios del nivel del mar eustáticos o a escala de cuenca (Van Wagoner, 1996), y e) las variaciones espaciales y temporales en los regímenes de procesos marinos (olas, tormentas y mareas) y en la circulación oceánica.

A escala de cuenca, los sistemas depositacionales genéticamente conectados de una plataforma marina exhiben una respuesta autogénica a las fuerzas externas (p.ej. tasas de aporte de sedimento y nivel relativo del mar en ascenso o descenso, Muto et al., 2007). En particular, la expresión de los sistemas de acumulación que actúan bajo un mismo intervalo de tiempo desde el sector continental hasta la parte marina distal se encuentra influenciada por las

condiciones generalizadas de la cuenca (Allen, 2000). Por ejemplo, el alargamiento y la agradación del perfil fluvial durante la progradación de la línea de costa, lo cual podría ocurrir bajo condiciones de ascenso relativo del nivel del mar, un mar alto estable, o incluso lentas caídas del nivel relativo del mar, puede llevar al incremento en el almacenaje de sedimento en la planicie costera (Swenson y Muto, 2007). Este efecto limita la extensión de la progradación asumiendo que las tasas de los factores de control son constantes, provocando el autoretiro de la línea de costa (Muto y Steel, 1992). Las condiciones de autoretiro entonces, implican que la mayor parte del sedimento arenoso, aportado por sistemas costeros sea retenido en la planicie costera o próximos a la línea de costa, implicando un descenso en la eficiencia de estos sistemas en el transporte de arena en el sentido de la depositación, hacia el centro de cuenca. Como contraparte, cuando esto sucede, aumenta la eficiencia de transporte de sedimento de la porción marina del sistema de acumulación a partir de la dominancia de los procesos marinos subácuos para remover el sedimento, ahora de granulometría más fina que arena, por ejemplo, fango. Estas condiciones de sedimentación no solamente nacen en el desarrollo teórico del autoretiro, sino que también han sido analizados por otros investigadores en el marco de distintos sets de datos que serán comentados brevemente a continuación.

Por ejemplo, Hampson et al. (2010) reportaron la arquitectura estratigráfica de dos extensas transectas casi continuas de afloramiento (20 a 30 km) de sedimentitas del *Western Interior Sea* y las integraron con información de subsuelo a lo largo de una gran área de 60.000 km<sup>2</sup> en el sector occidental de Utah y oriental de Colorado (EEUU). Allí al contar también con un buen ajuste temporal, pudieron medir las tasas de acumulación de sedimentos y tasas de subsidencia tectónica en un marco cronoestratigráfico caracterizado por dos secciones estratigráficas principales. Una sección inferior donde se registran clinoforras de línea de costa y más distalmente clinoforras subácuas genéticamente relacionadas. La sección inferior está compuesta de un sistema costero en el cual abundan litologías predominantemente fangosas, con trayectorias de línea de costa cóncava hacia el continente ( $>0.1^\circ$ ) y alta tasa de sedimentación. Por su parte, en la sección estratigráfica superior solamente se registran clinoforras de línea de costa y más distalmente expresiones arenosas sin una expresión geométrica de clinoforra subácuo, trayectorias de línea de costa cóncava ( $<0.1^\circ$ ) hacia el centro de cuenca y una baja de sedimentación. Sobre la base de estas observaciones proponen que el autoretiro pudiera ser el factor de control para la sección inferior expresándose en el desarrollo de clinoforras subácuas, mientras que en la sección superior las ausencia de clinoforras subácuas podrían sugerir que el sistema de acumulación, todavía no habrían alcanzado la extensión necesaria mediante una extensa progradación para desencadenar la condición de autoretiro a escala de

cuenca. De esta manera, vinculan una condición de la cuenca con la expresión morfológica de los depósitos de plataforma marina e identifican a las condiciones de autoretiro de los sistemas depositacionales marinos como condición suficiente para la generación de clinoforras subácueas.

Además, existen otras observaciones en otras cuencas sedimentarias que también soportan esta argumentación. Patruno et al. (2015a, b) utilizan un innovador método para cuantificar la progradación de la arquitectura estratigráfica en clinoforras de línea de costa en sistemas marino-someros dominados por olas, que a su vez cuentan con clinoforras subácueas de sedimentos fangosos en el Jurásico Tardío de Noruega. Estos autores desarrollan un enfoque numérico para poder vincular la tasa de progradación del sistema costero, la extensión de máxima regresión de los sistemas costeros y vincular el transporte de sedimentos arenosos desde el sector costero a la porción distal de una plataforma marina en condiciones de autoretiro. Ese análisis también concluye con que se observa una vinculación entre la existencia de clinoforras subácueas en condiciones de autoretiro (vinculando mayores tasas de sedimentación en el *foreset* de la clinoforra subácuea) como contracara de menores tasas de sedimentación en los sistemas costeros bajo condiciones de autoretiro.

Por todo lo mencionado anteriormente, luce razonable pensar que las clinoforras subácueas para el Miembro Agua de la Mula podría llegar a ser expresiones geométricas indicadoras de condiciones de autoretiro para la Cuenca Neuquina. Sin embargo, los parámetros necesarios para aseverar esta condición en la Cuenca Neuquina no han sido abordados en esta contribución (p.ej. tasas de acumulación, progradación y subsidencia/levantamiento tectónico). Por lo tanto, es posible pensar que en los intervalos temporalmente equivalentes a aquellos que tengan clinoforras subácueas, las facies predominantemente arenosas no podrían coexistir en las porciones distales del perfil de acumulación marino, a menos que se pueda reconocer la presencia de una clinoforra de mayor escala como podría ser una clinoforra de margen de plataforma. En su lugar, dominaría la redistribución y acumulación de sedimentos de menor tamaño de grano quedando la fracción gruesa asociada a la parte somera y proximal de la línea de costa. Esto puede constituirse como una herramienta predictiva en escenarios de exploración de reservorios de hidrocarburos convencionales y no convencionales.

### 4.4.3 Controles alogénicos: circulación paleo-oceanográfica

La acumulación de sedimentos de grano fino en mares epicontinentales cuya expresión morfológica resulta eventualmente en clinoforras subácueas es considerada por distintos autores como el resultado del gran volumen de fango descargado por sistemas fluviales y su

posterior distribución por la plataforma marina, mientras que el material arenoso queda confinado a los sectores proximales (Cattaneo et al., 2003; Walsh y Nittröer 2009; Patruno et al., 2015a, c; Patruno y Helland-Hansen, 2018). Sin embargo, tanto la distribución espacial como la expresión morfológica en planta de estos depósitos fangosos respecto de la posición y la morfología de la línea de costa en planta no siempre son fáciles de resolver (Plint et al., 2008, Dillenburg et al., 2009). Por una parte, porque las acumulaciones fangosas no necesariamente están en una misma transecta proximal distal respecto del punto de entrada de sedimentos a la cuenca marina (Patruno y Helland-Hansen, 2018). Además, porque la expresión morfológica de la línea de costa que da forma al mar epicontinental receptor, en el cual los sedimentos se acumulan y preservan, generalmente no está mapeada con la precisión suficiente cuando se analizan clinofformas subácueas del registro sedimentario (Leanza et al., 2020; Schwarz et al., 2022). Incluso, cuando se trata de reconstruir desde el registro sedimentario la morfología de un mar epicontinental, los límites dados por la expresión sedimentaria de los depósitos que permiten reconstruir un escenario semejante, no necesariamente son aquellos en los cuales hoy en día los sedimentos preservados delimiten la cuenca marina. Por ejemplo, para el Tithoniano-Berriasiano no se cuenta con un registro de los depósitos de línea de costa que permitan reconstruir una fiel expresión del Mar Neuquino. Sin embargo, existen numerosos ejemplos en los cuales las clinofformas, incluso cuando sus altos de *foresets* superen los 100's m de altura (p. ej. el Mar Tirreno en la costa occidental de Italia; Languedoc en la costa sur de Francia, Shoalhaven en la costa sur de Australia, por mencionar algunos ejemplos, ver Patruno et al., 2015a) se encuentran en sectores protegidos del mar, donde la circulación de las corrientes marinas es restringida.

Sin embargo, es en la mayor parte de los sistemas actuales donde se ha propuesto que la existencia de clinofformas también coinciden con sectores marinos restringidos donde se puede observar que las clinofformas subácueas comúnmente se registran en sectores de mares epicontinentales donde el ancho del mar epicontinental, y por consiguiente, la plataforma marina, se angosta ya sea dando lugar a un pasadizo o corredor donde el régimen hidrodinámico aumenta o donde la expresión morfológica en planta de la línea de costa cambie sustancialmente su expresión, por ejemplo pasando de diseños de línea de costa rectos a curvos, de cóncavos a convexos o viceversa, que podrían generar también un cambio en el régimen hidrodinámico de las corrientes subácueas de bajo a medio a un alto régimen hidrodinámico. Casos como este, se reconocen no solamente en mares epicontinentales, incluso semicerrados como en el mar Adriático (Cattaneo et al., 2003, 2007; Pellegrini et al., 2017; 2018), sino también

en el registro fósil de mares epicontinentales como el ejemplo del *Western Interior Seaway* del Cretácico de EE. UU. (Hampson, 2010).

Este marco conceptual, aplicado a los casos de estudio presentados en este capítulo, podría significar entonces que las clinoformas reconocidas en el Mar Neuquino, tanto para el Titoniano-Valanginiano como para el Hauteriviano Tardío, podrían estar indicando sectores del Mar Neuquino en el cual el ancho del mar esté próximo a reducirse. Además, la ubicación de las clinoformas subácueas del Miembro Agua de la Mula están muy próximas a lo que históricamente se conoce en la Cuenca Neuquina como la parte en la cual, de norte a sur, la cuenca deja de tener una expresión en planta relativamente angosta y rectilínea a ensancharse y dar paso un diseño convexo hacia el centro de cuenca en lo que se conoce como Engolfamiento Neuquino. Además, esto podría ser particularmente importante en el Tithoniano, donde las clinoformas son significativamente más altas, determinando una configuración de margen de plataforma donde se reconocieron no solamente clinoformas de hasta 400 m de alto, sino que además se reconocieron depósitos gravitacionales de desmoronamiento y abanicos submarinos de fondo de cuenca acordes a depósitos sedimentarios que requieren de la existencia de un conspicuo relieve de fondo marino (Helland-Hansen et al., 2012). Además, debido al mecanismo de nucleación y crecimiento de las clinoformas subácueas (Patruno y Helland-Hansen, 2018) (ver Capítulo 2) sería prudente no descartar que la presencia de clinoformas de *foresets tipo B* (Figura 4.26B) haya sido la piedra angular para la construcción del relieve depositacional de las clinoformas de *foreset tipo A* (Figura 4.26A) conformando las clinoformas de margen de plataforma como sugiere la literatura (Helland-Hansen et al., 2012; Patruno y Helland-Hansen, 2018; Midtkandal et al., 2019).

### 4.5. Consideraciones finales

El análisis morfométrico realizado en *foresets* de clinoformas de mares epicontinentales abordadas en este capítulo permitió caracterizar el perfil depositacional del Mar Neuquino durante el Hauteriviano Tardío y el Titoniano-Valanginiano. Se reconocieron clinoformas subácueas (Miembro Agua de la Mula) y de margen de plataforma (Formación Vaca Muerta).

Las clinoformas subácueas de Agua de la Mula muestran una clara vinculación con clinoformas de línea de costa (sistemas deltaico/*shoreface*) con las cuales conformarían clinoformas compuestas. Las clinoformas de margen de plataforma de Vaca Muerta poseen *topsets* del orden de 80-100 km hasta la línea de costa, con lo cual se descarta la existencia de clinoformas subácueas contemporáneas. En cambio, se asume la existencia de clinoformas de

## Caracterización de clinoformas subácneas y de margen de plataforma

línea de costa, pero tampoco se han identificado típicos sistemas deltaicos o de *shoreface* que pudieran ser la fuente principal del material fangoso involucrado en estas clinoformas.

Sobre la base de las reconstrucciones realizadas puede afirmarse que el Mar Neuquino, aun con una configuración similar de mar semicerrado y epicontinental durante toda su evolución cretácica, habría desarrollado diferencias paleobatimétricas significativas desde el Tithoniano-Valanginiano (Formación Vaca Muerta) hasta el Hauteriviano Tardío (Miembro Agua de la Mula). Las profundidades máximas en las transiciones entre *foreset* y *bottomset* habrían alcanzado los ca. 400 m en el primer caso y no más de 160 m en el segundo.

Por último, la comparación de las clinoformas de distinta escala muestra que la correcta clasificación de clinoformas en mares epicontinentales, necesita, además de la caracterización geométrica del *foreset*, de la definición y distribución de los procesos sedimentarios en función de la distancia entre la línea de costa y el/los *foresets* en posiciones distales, que no siempre se encuentran en una misma transecta proximal-distal. Además, el análisis morfométrico utilizado para caracterizar *foresets* de clinoformas y su posterior clasificación puede constituirse en una herramienta predictiva para la toma de decisiones en etapas de exploración y desarrollo de hidrocarburos.

# Modelado de clinoformas de shoreface

Capítulo 5

**Jeronimo Juan Zuazo**

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICE



## 5.1. Introducción

Las clinofórmulas de escala deltaica de línea de costa representan, en términos de sistemas de acumulación de sedimentos, la progradación de sistemas marino-someros (Patrino et al., 2015a; Patrino y Helland-Hansen, 2018). Una característica de estos sistemas de acumulación es que son muy sensibles a las variaciones relativas en la influencia de procesos como la acción fluvial, la acción de las olas y las tormentas o las mareas (Clifton, 2006; Bhattacharya, 2006). Además, también tienen impacto en la sedimentación los cambios relativos del nivel del mar, la morfología de la línea de costa y los cambios en el aporte de sedimentos (Ainsworth, 2008). Los depósitos que quedan definidos por las clinofórmulas de línea de costa están caracterizados por ser predominantemente arenosos en sus sectores más proximales (*topset-foreset superior*), característica por la cual su potencial como reservorio de petróleo, gas, agua o CO<sub>2</sub> es sumamente alto (Howell et al., 2008a, b). El tipo de sistema (y como se expresan las variables de éste) tiene un impacto directo en la expresión geométrica y heterogeneidad litológica interna de las clinofórmulas lo cual reviste particular importancia en etapas de exploración de hidrocarburos que muchas veces es donde mayor incertidumbre litológica existe (Somme et al., 2008; Howell et al., 2008b).

Los sistemas sedimentarios de *shoreface* son una parte del espectro de sistemas sedimentarios marinos someros que son considerados uno de los mejores reservorios de hidrocarburos (Howell et al., 2008a). Como se ha desarrollado en el Capítulo 3, estos sistemas de acumulación pueden desarrollar un espectro muy variable de clinofórmulas de *shoreface* en términos de sus principales atributos. A partir de lo elaborado en el mencionado capítulo, se cuenta ahora con una herramienta predictiva que resulta en ciertas ventajas a la hora de reconstruir la expresión geométrica de las clinofórmulas desarrolladas en depósitos marino-someros. Por ejemplo, la metodología allí desarrollada, que se basó en la parametrización de anchos, altos y gradientes de fajas de facies, permite reconstruir la expresión geométrica de clinofórmulas de *shoreface* de forma cuantitativa y la caracterización facial de cada uno de sus segmentos. Esto último permitió asociar sus quiebres de pendiente a fajas de facies puntuales y en cierta forma advertir que probablemente no todos los *foreset* de clinofórmulas de *shoreface* estén conformados enteramente por facies de *shoreface* (*Upper shoreface* y *Lower shoreface*) que son comúnmente las facies con mayor potencial de constituir buenos reservorios (Howell et al., 2008a, b) (Figura 3.13). Sin embargo, todavía no se ha mostrado otro de los potenciales impactos que conlleva poder delimitar el rango espacial de los procesos sedimentarios constitutivos de las clinofórmulas. En este capítulo se intentará caracterizar el real impacto de esta

variabilidad en problemáticas de la sociedad actual, en un escenario global en el cual las necesidades energéticas son cada vez mayores.

Particularmente, y con mayor detalle de análisis, los sistemas de *shoreface* como el que se ha reconocido en el Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina (Schwarz et al., 2018; 2022; Isla et al., 2018a) y sobre los cuales se han propuesto metodologías de reconstrucción de la expresión geométrica de clinofomas de *shoreface* en el Capítulo 3, tienen una expresión geométrica cuya morfología interna puede variar en función de la presencia o ausencia de barras litorales (Clifton, 2006; Davidson-Arnott, 2010; Isla et al., 2020a, b). Esto hace que el sistema pueda tener un perfil depositacional de mayor gradiente en sección si no tiene barras, o un perfil de menor gradiente cuando tiene barras (Isla et al., 2018a, 2020a, b). Es decir, que las clinofomas de *shoreface* en un sistema sin barras pueden presentar un *foreset* con una pendiente más alta que aquellas clinofomas de *shoreface* cuando el sistema tiene barras con sus respectivas implicancias en la distribución facial (Isla et al., 2020a, b). A su vez, cuando esto se evalúa en tres dimensiones, el volumen delimitado por superficies (clinofomas) se denomina clinotema (Rich, 1951) y en sucesión de clinotemas, las clinofomas limitan y ponen en contacto un clinotema con otro. Esto implica poner en contacto volúmenes de rocas que potencialmente tengan distinta variabilidad interna de facies, ya que esta heterogeneidad en el relleno de un clinotema es producto de los procesos sedimentarios que allí ocurrieron y que definen la expresión geométrica del perfil de acumulación, de alto o bajo gradiente, de la clinofoma externa que lo delimita. Por otra parte, poner en contacto clinotemas acumulados bajo sutiles diferencias en las condiciones de sedimentación puede implicar que las clinofomas actúen como barrera o retardadores de flujo ya que las clinofomas por definición son superficies diastémicas (Patrino y Helland-Hansen, 2018). La variabilidad interna de un clinotema (o sucesión de clinotemas) entonces, puede tener implicancias significativas en la producción de gas, petróleo y almacenamiento de CO<sub>2</sub> donde una de las principales herramientas para la toma de decisiones en la administración de un yacimiento es la construcción de modelos geocelulares estáticos y dinámicos del reservorio en subsuelo (Bentley y Smith, 2014). Por consiguiente, si los modelos geocelulares simplifican o complejizan los escenarios sobre los cuales construyen, esto puede llevar a sobreestimaciones o subestimaciones de los volúmenes de hidrocarburo que se puedan extraer o almacenar (Howell et al., 2008a, b; Enge y Howell, 2010). Por ello, considerar a las clinofomas como elementos arquitecturales, así como incorporar la compleja variabilidad facial interna del clinotema en la construcción modelos geocelulares puede resultar en estrategias de modelado más eficientes que capturen de forma realista la heterogeneidad de una sucesión sedimentaria en el subsuelo.

La información actual de los sistemas de acumulación de *shoreface* del Miembro Pilmatué, de la Formación Agrio, que ha sido recopilada y publicada particularmente a lo largo de los últimos años da cuenta de la existencia de distintas escalas de variabilidad para lo que es necesario implementar distintas jerarquías de análisis de estos sistemas. Por ejemplo, la transecta presentada en el Capítulo 3 (Figura 3.5) (Schwarz et al., 2018) muestra la evolución de largo término de sucesivas parasecuencias de sistemas marinos someros predominantemente fangosos. Sin embargo, también son conocidos los análisis de mayor resolución que han sido publicados sobre parasecuencias puntuales de esta misma transecta. Por ejemplo, a partir de la tesis doctoral de Isla (2018b) (PS 400, Figura 3.5), así como en publicaciones (Isla et al., 2020a, b) (PS 300, Figura 3.5) hoy ya es conocido el espectro de variabilidad interna de estos sistemas de acumulación en un contexto de evolución de medio término (escala de bedset). En esta última escala de análisis de mayor detalle, se hace evidente la posibilidad de que la parte proximal de un sistema de *shoreface* pueda contar con el desarrollo de barras litorales en asociaciones de facies de *Foreshore-Upper shoreface* (Fo-Us) o de que no tenga barras en las mismas asociaciones de facies presentando solamente leves cambios faciales que resultan en expresiones geométricas diferenciadas en la heterogeneidad interna de un clinotema de mayor escala. Por todo esto, es que el Miembro Pilmatué luce como un excelente caso testigo para poder ejemplificar los extremos del espectro de la variabilidad interna de parasecuencias y conceptualizar el impacto que pueden tener estos escenarios en el modelado de clinoformas/clinotemas de *shoreface* como reservorios de hidrocarburos y cuyos resultados pueden ser aplicados a otras sucesiones marinas de otras cuencas sedimentarias del mundo.

Por otra parte, desde un punto de vista de las problemáticas aplicadas a la industria de la energía, y especialmente en etapas de media vida del desarrollo de un yacimiento de hidrocarburos es común la necesidad de conocer la conectividad entre las distintas unidades de roca que tengan buenas propiedades petrofísicas. Esto se hace con el objetivo de elevar la presión del reservorio mediante la inyección de agua para que se acerque lo más posible a la presión original del reservorio. Esta es una técnica/estrategia para aumentar la producción conocida como recuperación secundaria. Luego, ya en etapas maduras de los yacimientos no solamente se busca saber la conectividad entre una unidad y la otra, sino también en la dirección en la que van a desplazarse luego de la inyección eventualmente de fluidos sintéticos más complejos. Esto último se conoce como recuperación terciaria mediante la inyección, por ejemplo, de polímeros (Pérez et al., 2017). El éxito en la aplicación en etapas técnicas radica, entre otros aspectos, en poder predecir el comportamiento del flujo de estos fluidos y así acotar y disminuir el rango de las incertidumbres ante eventuales inyecciones en subsuelo que es donde

menor información litológica se tiene. Para reducir esa incertidumbre y aumentar las probabilidades de éxito se desarrollan modelos geocelulares estáticos y dinámicos de subsuelo los cuales muchas veces son soportados por información de afloramiento (Howell et al., 2014). Los primeros, consisten en hacer una representación digitalizada del subsuelo mediante constitución de grillas geocelulares cuya unidad fundamental son celdas que representan un volumen de roca al cual se le deben otorgar propiedades específicas. Las propiedades que se le pueden otorgar a una celda pueden ser desde faciales hasta petrofísicas (p.ej. porosidad y permeabilidad). El diseño de estas grillas, que pueden involucrar millones de celdas, implica necesariamente conocer y reproducir la geometría arquitectural y la constitución facial del sistema de acumulación que constituye el reservorio que se intenta explotar. Por lo tanto, con un modelo geocelular, se puede reproducir de forma fidedigna la compleja heterogeneidad interna de reservorios. Los modelos dinámicos, por su parte, consisten en hacer simulaciones numéricas para evaluar el comportamiento dinámico de fluidos cuyo principal insumo es el modelo estático previamente desarrollado. El modelado dinámico, permiten evaluar cuantitativamente el impacto económico de diferentes estrategias de inyección/producción para considerar un mayor número de escenarios posibles que aportarán una herramienta más en la toma de decisiones de proyectos de desarrollo de yacimientos (Bentley y Smith, 2014).

El objetivo principal de este capítulo es, de esta forma, evaluar las implicancias de incorporar la geometría de las clinoformas y la compleja distribución de facies de los respectivos clinotemas a la hora de reconstruir reservorios desarrollados en sucesiones de *shoreface*. Particularmente, se abordarán dos escalas distintas del mismo objetivo de estudio. La primera escala de análisis, de menor detalle, es a escala de parasecuencia. En el Capítulo 3 se desarrolló explícitamente una metodología para reconstruir expresiones geométricas de clinoformas de *shoreface*. En ese sentido, en el presente capítulo, se mostrarán las implicancias conceptuales de las lecciones extraídas del Capítulo 3 a la exploración de reservorios de hidrocarburos. A esta escala de análisis, en este capítulo se apunta a visibilizar el potencial impacto que puede tener acotar el rango espacial de los procesos sedimentarios constitutivos de *foresets* de clinoformas de *shoreface*, haciendo énfasis en los extremos del espectro de la variabilidad reconocida en las expresiones geométricas de *foreset* (*foresets* tipo I y tipo II) y en la extensión de los depósitos sedimentarios de estos sistemas de acumulación. A esta escala de análisis el conocimiento de la extensión y la expresión geométrica de clinoformas de *shoreface* puede constituirse como una herramienta predictiva de gran valor en la exploración de hidrocarburos.

La segunda escala de análisis es de mayor detalle, e involucra el modelado de las sucesiones de *shoreface* a escala de intraparasecuencia (*bedset*). A escala de *bedset*, el análisis

incluye dos etapas. Primeramente, se enfocará en acotar los extremos del espectro de la variabilidad en la expresión geométrica y la heterogeneidad interna que pueden tener los depósitos de *shoreface* con o sin barras, los cuales pueden resultar en el desarrollo o no de clinofomas de *shoreface* a escala de bedset. A diferencia de la escala de análisis de parasecuencia comentada anteriormente, en esta escala de análisis de intraparasecuencia, se utilizará una metodología de modelado geocelular de las sucesiones analizadas, de forma análoga a como se analizan los reservorios de hidrocarburos. El foco está puesto en mostrar el potencial impacto que puede tener la heterogeneidad interna de cada extremo del espectro en el modelado de clinotemas de mayor escala como reservorios de hidrocarburos en etapas de desarrollo inicial de un yacimiento. En una segunda etapa, específicamente para las clinofomas de *shoreface* producto de sistemas sin barras, se evaluará cuantitativamente la eficiencia de drenaje de un potencial reservorio con desarrollo de clinofomas de *shoreface* considerando diseño de pozos verticales y/u horizontales en estados iniciales y avanzados de un yacimiento. Los resultados que surjan de este capítulo podrán ser aplicados a otras sucesiones sedimentarias de sistemas marinos someros que tengan o no clinofomas en otras cuencas y yacimientos del mundo.

## 5.2. Modelado a escala de parasecuencia

### 5.2.1 Introducción

En este apartado se presentan las implicancias conceptuales de poder aplicar las lecciones extraídas del Capítulo 3 a la exploración de reservorios de hidrocarburos. En el capítulo 3 se desarrolló una metodología para poder reconstruir desde el registro facial la expresión geométrica de clinofomas de *shoreface* y que se basó en la caracterización de atributos (anchos, altos, gradientes) de las fajas de facies de sistemas de acumulación de *shoreface*, a escala de parasecuencias, de modo tal que fue posible reconstruir la expresión geométrica de depósitos sedimentarios de estos sistemas de acumulación y acotar el rango espacial en el que ocurrieron determinados procesos sedimentarios a través de los diferentes segmentos de una clinofoma. En lo sucesivo, primero se brinda un contexto de las potenciales calidades de roca como reservorio de hidrocarburo en el Miembro Pilmatué (Isla et al., 2018b). Luego se comentan lecciones conceptuales extraídas del Capítulo 3 a partir de anchos de fajas de facies recopilados y luego su vinculación con el gradiente para mostrar el impacto que tiene considerar la presencia de clinofomas de *shoreface* en la exploración de reservorios de hidrocarburos.

### 5.2.2 Calidades petrofísicas y potencial comportamiento de las facies

En el Capítulo 3 (Figura 3.3, 3.6C) se ha presentado una transecta de correlación de afloramiento de aproximadamente 16 km de extensión que conforma el marco estratigráfico de una sucesión sedimentaria que consiste en sistemas de acumulación de *shoreface* en la cual Schwarz et al. (2018) han interpretado 17 parasecuencias. Además, en ese mismo capítulo se han mostrado las reconstrucciones en planta para dichos sistemas de acumulación para cada unidad genética a fin de poder medir el ancho de faja de facies del sistema en el estadio de máxima progradación (Figura 3.8) juntamente con una breve descripción facial de los depósitos sedimentarios preservados que caracterizan a estos sistemas de acumulación. Basados en esa misma transecta, se presenta a continuación en forma sintética una breve evaluación en forma cualitativa de las facies allí presentes en función de su potencial como calidad de roca de reservorio soportadas por las descripciones de detalle de Isla (2018b) donde se puede encontrar una descripción más precisa (Figura 5.1).

**Facies Barrera:** Las facies de barrera pueden actuar a modo de sellos y se corresponden con litologías de baja porosidad y/o permeabilidad relativa. Dentro de este grupo se podrían incluir a las facies asignadas a *offshore* (Off) y cuenca (Ca) las cuales serán, a los efectos de la discusión del modelado de estas sucesiones, simplificadas a facies de Off. Esta simplificación se sustenta en que estas facies presentan sutiles diferencias de tamaño de grano en un espectro de litologías de grano fino que en términos generales marcan una posición cada vez más distal del sistema de acumulación. Básicamente, estas facies están compuestas de fangolitas grises de muy baja porosidad y permeabilidad (Isla et al., 2018b).

**Facies Retardadoras:** Estas facies están caracterizadas por propiedades petrofísicas que son intermedias entre las de un reservorio y una barrera y donde su comportamiento dentro del sistema petrolero, en un paradigma convencional, depende de determinados factores como la relación de arena y fango, ya que esta relación tiene una influencia directa sobre la porosidad y permeabilidad. A esta categoría se asignó la facies de *Offshore transition* (Ot) la cual está compuesta litológicamente por fangolitas arenosas con capas heterolíticas y de arena muy fina con HCS lo cual podría significar moderadas condiciones de porosidad, pero en términos generales malas condiciones de permeabilidad (Isla et al., 2018b).

**Facies Reservorio:** Se trata de todas las facies cuyas propiedades petrofísicas permiten considerarlas como posibles almacenadoras de hidrocarburos. Corresponde a depósitos de buena porosidad y permeabilidad que permiten el alojamiento y migración de fluidos. Se puede asignar como potenciales facies reservorio a las facies predominantemente arenosas de *Foreshore*

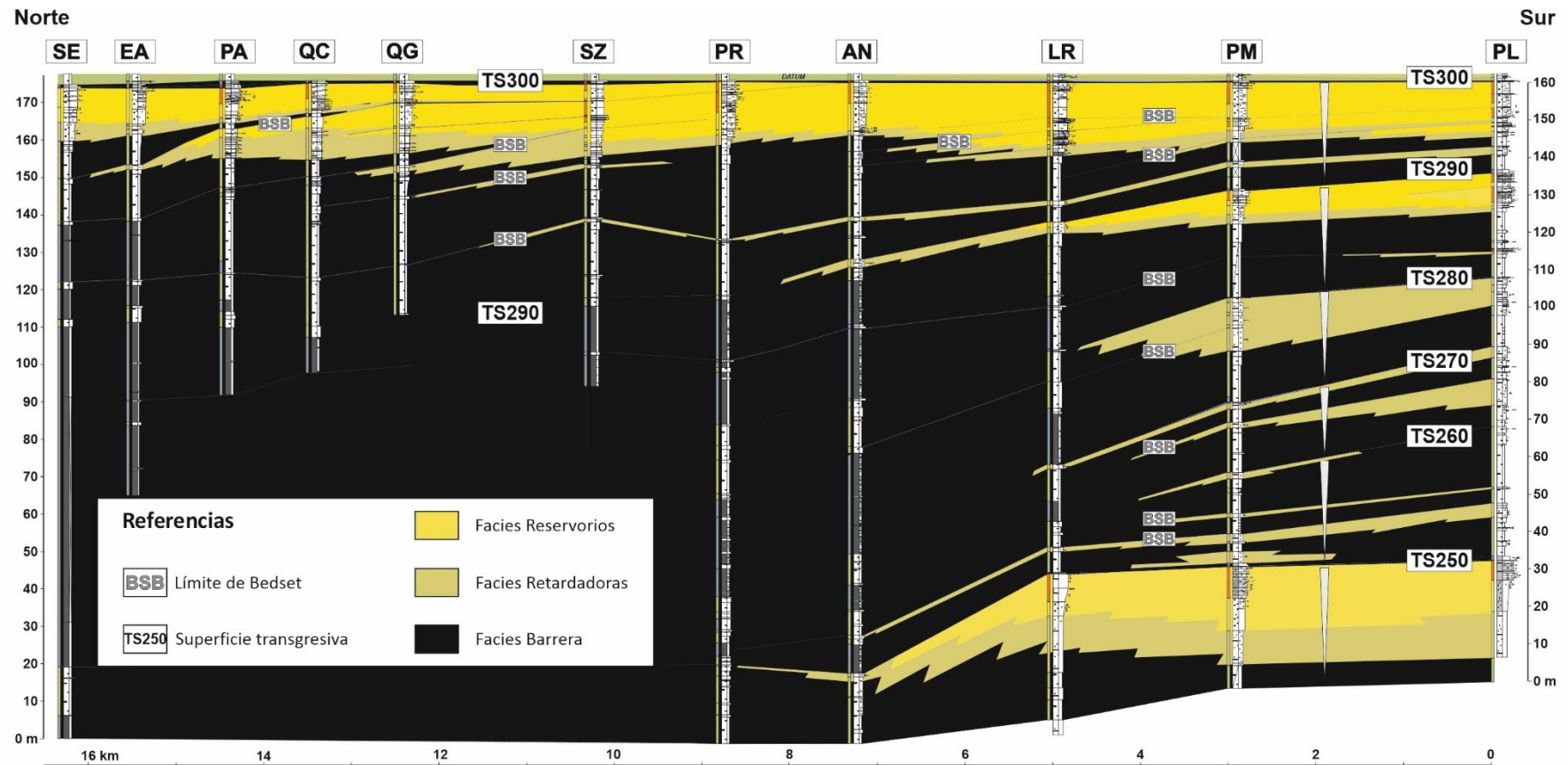


Figura 5.1. Interpretación cualitativa de las potenciales calidades de roca como reservorio de hidrocarburos desde una concepción de reservorios convencionales, (a partir de estudios cualitativos en la tesis doctoral de Isla, (2018)), de la transecta oportunamente presentada en capítulo 3 (Figura 3.6C). Facies barrera compuestas de litofacies de baja porosidad y permeabilidad que impiden la migración de fluidos. Las facies retardadoras cuentan con propiedades petrofísicas de mediana calidad que demoran y desfavorecen la migración de hidrocarburos. Modificado de Schwarz et al., (2018).

(Fo) (arena mediana), *Upper shoreface* (Us) (arena fina) y *Lower shoreface* (Ls) (arena muy fina) (Isla et al., 2018b) (Figura 5.1).

### 5.2.3 Impacto de la expresión geométrica de *foresets*

Una de las lecciones extraídas de la metodología desarrollada en el Capítulo 3 es la posibilidad de reconocer un espectro de variabilidades de expresiones geométricas de los *foresets* de clinofomas de *shoreface* (Figura 3.16). Además, los extremos de este espectro de variabilidad de *foreset* se pueden vincular de forma directa con la distribución de facies a través de ese segmento de las clinofomas. Los *foresets* de las clinofomas de *shoreface* pueden ser de dos tipos: tipo I y tipo II, lo que implica que el *foreset* de dicha clinofoma sea texturalmente fangoso-arenoso o arenoso, respectivamente. A continuación, se reconstruyen conceptualmente estos dos escenarios, que permiten visibilizar las implicancias de los extremos del espectro de las expresiones geométricas de *foreset* de clinofomas de *shoreface* en la exploración de hidrocarburos de subsuelo.

Es relativamente común en contextos de exploración de reservorios de hidrocarburos en subsuelo contar con datos de secciones sísmicas y, de esta forma, poder visualizar la expresión geométrica de clinofomas. Sin embargo, no es necesario visualizar la expresión geométrica de las clinofomas para poder interpretar y reconstruir su presencia en el registro de subsuelo. Si bien es un desafío reconstruir la expresión geométrica de depósitos sedimentarios sobre todo en contextos de poco control litológico, a partir de la metodología desarrollada en el Capítulo 3 es posible reconstruirlas. Además, en contextos de exploración de reservorios de hidrocarburos en subsuelo puede que sea necesario predecir o delimitar la extensión de un cuerpo arenoso con un bajo grado de densidad de datos o que los datos disponibles no permitan visualizar la expresión geométrica de los depósitos (p.ej. clinofomas), los cuales pueden incluir perfiles eléctricos de pozos o cutting de pozos y en el mejor de los casos, coronas de pozo. Por lo tanto, delimitar el rango espacial de los procesos sedimentarios que pueden dar origen a depósitos con clinofomas *shoreface* es importante, así como también poder predecir un rango de expresiones geométricas posibles de dichos depósitos.

La distancia de progradación, a escala de parasecuencia, de los sistemas de acumulación de *shoreface* es muy variable. Puede alcanzar unos pocos km de extensión o ser tan extensa como 10-20 km (Hampson, 2014; Schwarz et al., 2018). Incluso, muchas veces la preservación de estos depósitos producto del apilamiento vertical de facies en la evolución de largo término puede provocar que el arreglo transgresivo-regresivo pueda ser difícil de delimitar en el sentido lateral cuando hay un bajo contraste facial (p.ej. solo hay facies arenosas) (Schwarz et al., 2018).



Un escenario de estas características es muy similar al conjunto de parasecuencias del Miembro Pilmatué presentados en el Capítulo 3 y cuyos anchos en planta han sido medidos. Por ejemplo, en los anchos de fajas de facies en planta que corresponden a depósitos arenosos en facies de Us y Ls de las PS 300 y PS 400 (Figura 3.8). En estas dos parasecuencias reconstruidas en planta se puede apreciar que los anchos de estos depósitos tienen una extensión de 16 km y 13 km, y que aumentan a 18 km y 15 km si se suman los anchos de faja de facies de Ls. Sin embargo, cuando los anchos de esos depósitos arenosos son contrastados con los anchos de fajas de facies que se han podido recopilar en otros ejemplos de sistemas preservados tanto en sistemas fósiles como en sistemas modernos y que se han medido en el punto de máxima progradación del sistema (justo antes de una transgresión) los anchos reales de una faja de facies de Us y Ls no superan los 2 km ni 4 km, respectivamente (Figura 5.2). Por lo tanto, es razonable pensar que, en un depósito del orden de las decenas de km de extensión y pocas decenas de metros de espesor vertical, necesariamente existen múltiples superficies cronoestratigráficas que no necesariamente delimitan depósitos con un contraste facial conspicuo. Esto plantea la necesidad de considerar los posibles anchos de fajas de facies constitutivas de *foresets* donde dominan las facies texturalmente arenosas en términos predictivos en dos sentidos.

Por un lado, pueden existir escenarios iniciales en los cuales se realicen estudios preliminares en etapas de exploración para delimitar, o predecir, la potencial extensión de un cuerpo arenoso (Figura 5.3A). En estos escenarios, generalmente se cuenta con poca información litológica, y por lo tanto es donde existe mayor incertidumbre. Es relativamente común que en estos escenarios se cuente con información de registros de pozo o perfiles eléctricos de pozos (información indirecta), o testigos coronas (información directa y puntual) para poder delimitar la potencial extensión de un depósito arenoso a partir de correlaciones litoestratigráficas, sin considerar el rango espacial en el que operaron los procesos genéticamente relacionados (Figura 5.3A). Sin embargo, si se consideraran en forma arbitraria y no apareada los anchos de faja de facies presentados en el Capítulo 3, de cualquier combinación de fajas de facies de Us + Ls, se pueden obtener en términos generales, valores de anchos de *foreset* promedio de 2,5 km, con valores máximos de 7,7 km y mínimos de 0,15 km (Figura 5.3B. Tabla 5.1). Estos valores pueden ayudar a acotar el rango espacial para la ubicación de nuevos pozos exploratorios para potencialmente obtener nuevos datos puntuales que permitan ir acotando y delimitando la extensión de volúmenes de arena (Figura 5.3B).

Por otro lado, si se cuenta con la suficiente información y control litológico como para poder reconocer grandes volúmenes de arena, (p.ej. 10-20 km de extensión), es necesario considerar que probablemente no toda esa arena esté genéticamente relacionada a un mismo

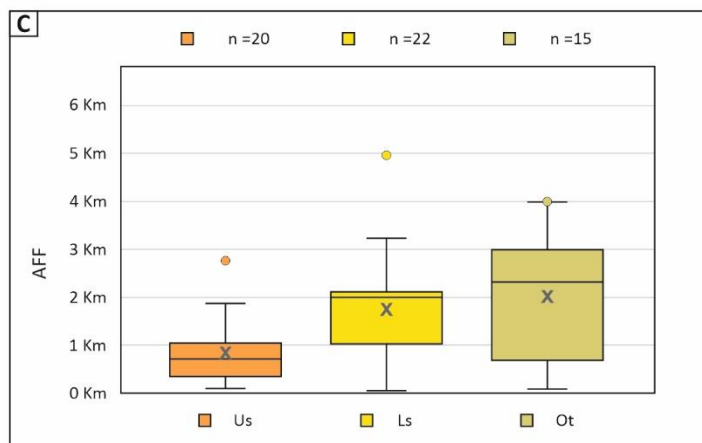
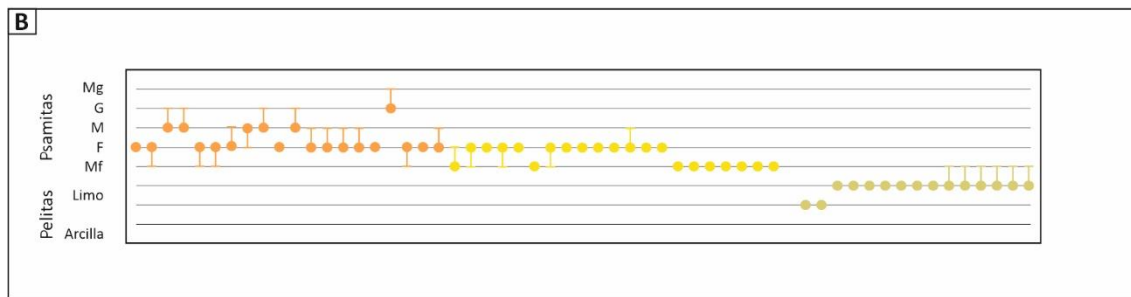
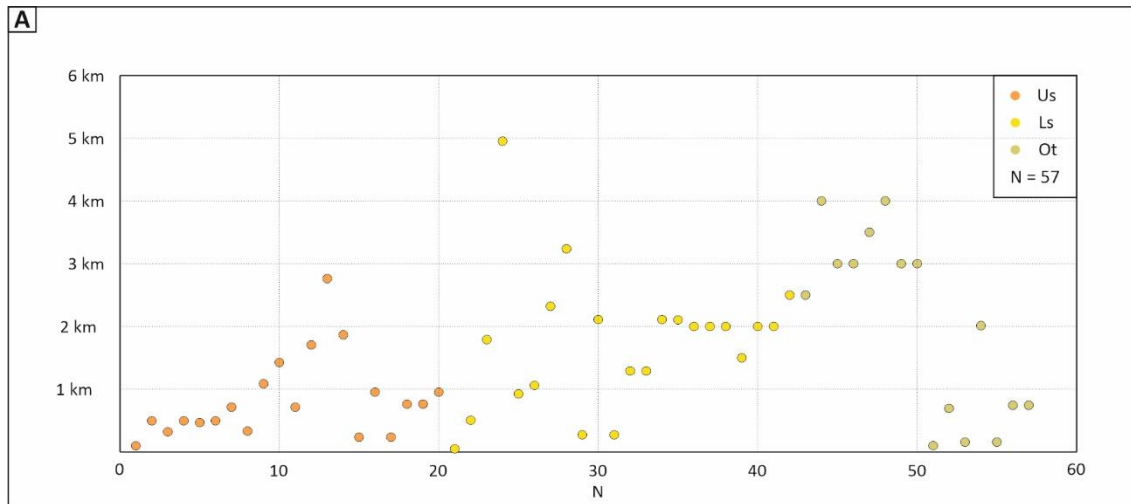


Figura 5.2. A) Anchos de faja de facies, B) tamaño de grano y C) gráfico de caja y bigotes fajas de facies de *Upper shoreface* (Us), *Lower shoreface* (Ls) y *Offshore transition* (Ot) recopilados en capítulo 3 (ver apartado metodología Capítulo 3) pero con la salvedad de que en este capítulo los atributos de cada faja no están discriminado el origen del sistema (fósil y moderno). Esto es con el propósito de conocer los posibles extremos del espectro de variabilidad de ancho de un depósito de clinoformas *shoreface* y poder delimitar el rango espacial en el que operan los procesos sedimentarios que dan origen a las fajas de facies que potencialmente pueden constituir *foresets* de tipo I y tipo II de clinoformas de *shoreface*.

<b>Anchos de faja de facies</b>			
<b>Estadística</b>	<b>Us</b>	<b>Ls</b>	<b>Ot</b>
<b>Promedio</b>	0,84	1,72	2,04
<b>Máximo</b>	2,76	4,95	4,00
<b>Mínimo</b>	0,10	0,05	0,10
<b>Mediana</b>	0,71	2,00	2,30
<b>Desvío</b>	0,66	1,10	1,41
<b>Cuartil 1 (Q1)</b>	0,37	1,00	0,71
<b>Cuartil 2 (Q2)</b>	0,71	2,00	2,30
<b>Cuartil 3 (Q3)</b>	1,05	2,11	3,00

Tabla 5.1. Anchos de fajas de facies para el Miembro Pilmatué recopilados para la reconstrucción de la expresión geométrica en capítulo 3. Para más detalles metodológicos, ver en el respectivo capítulo. Us: *Upper shoreface*. Ls: *Lower Shoreface*. Ot: *Offshore transition*.

clínograma (Figura 5.3C). Esto se debe a que si fueran considerados los posibles anchos de faja de facies de Us y Ls deberían existir una o más clinoformas (con extensiones de fajas de facies a que podrían variar desde 0,15 km y hasta 7,7 km de ancho) que compartimentalicen esos depósitos en un sistema de *shoreface*. Estos valores, solo consideran fajas de facies de Us y Ls, pero podrían ser mayores cuando se considera un escenario en el que el *foreset* también es conformado por fajas de facies de Ot desde 0,25 km (mínimo) 4,6 km (promedio) y hasta las 11,7 km (máximo) (Figura 5.3C) (Howell et al., 2008a, b; Isla et al., 2018a, 2020b, c). Además de reducir la incertidumbre en los modelos predictivos de subsuelo, acotar el rango espacial en el que ocurrieron los procesos sedimentarios permite ajustar con mayor precisión, mediante correlaciones en función del tiempo (superficies cronoestratigráficas), los volúmenes de roca genéticamente relacionados en detrimento de incipientes correlaciones que meramente unan volúmenes de roca que no involucren superficies tiempo (correlación litoestratigráfica) y sobreestimen la conectividad lateral del reservorio (Figura 5.3C). Esto es debido a que, a la hora de evaluar la conectividad de un reservorio arenoso, la presencia de superficies cronoestratigráficas aumenta la heterogeneidad del reservorio aumentando la potencial presencia de barreras de flujo (Howell et al., 2008a, b).

No solamente el ancho de las fajas de facies de las clinoformas puede ser útil para acotar el rango espacial de los depósitos genéticamente relacionados en subsuelo, sino que además las relaciones de gradientes entre una faja de facies y otra a través de las clinoformas debe ser analizada. Por ejemplo, a partir de la inclinación de las fajas de facies, particularmente de Ls, Ot y Off, revisadas en el Capítulo 3, se pudieron discriminar extremos del espectro en las expresiones geométricas de *foreset*. Los *foresets* de tipo I son aquellos que cumplen con relaciones de gradiente depositacional de las fajas de facies tal que el gradiente de Us es mayor que el gradiente del Ls, que el gradiente del Ls es menor o igual al gradiente del Ot y a su vez que el gradiente del Ot es mayor al gradiente del Off ( $Us > Ls \leq Ot > Off$ ). De modo tal que los *foreset* tipo I están compuestos por fajas de facies de Us, Ls y Ot. Por lo tanto, dado que las fajas de facies de Ot son predominantemente fangosas en los sistemas recopilados en el Capítulo 3, estos *foresets* tienen una participación significativa de fango (Figura 5.4A).

Por su parte, los *foreset* de tipo II son aquellos en los que las relaciones de gradiente depositacional de las fajas de facies cumplen con que el gradiente del Us es mayor que el gradiente del Ls y a su vez que el gradiente del Ls es conspicuamente mayor que el del Ot, el cual además es similar o igual que el del Off ( $Us > Ls \gg Ot = Off$ ). Este tipo de *foreset* queda conformado únicamente por fajas de facies de Us-Ls y por lo tanto es texturalmente arenoso (Figura 5.5A).

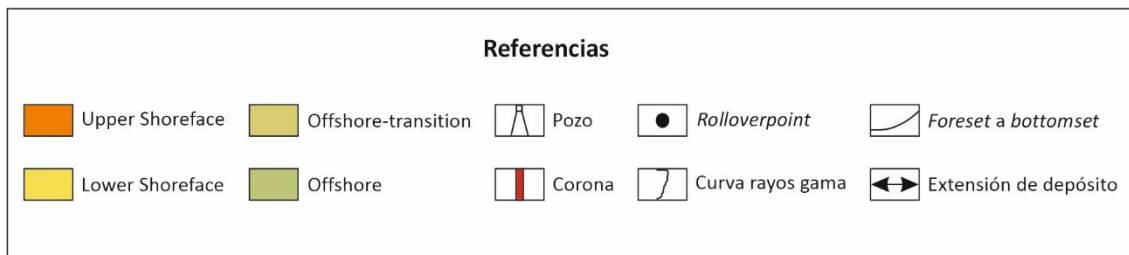
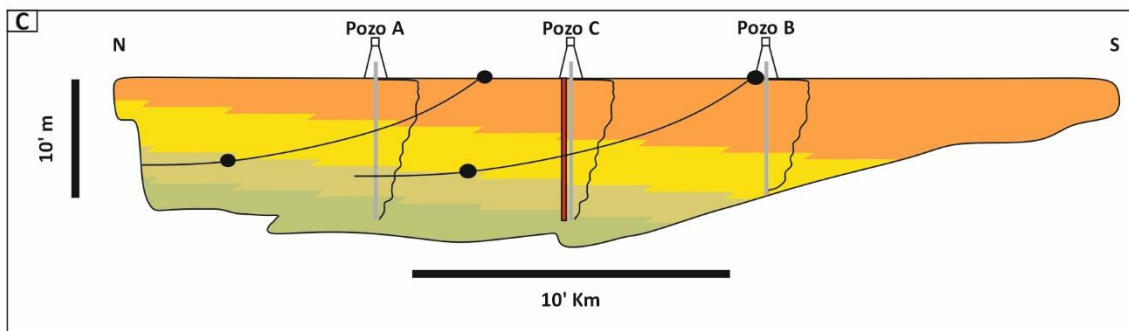
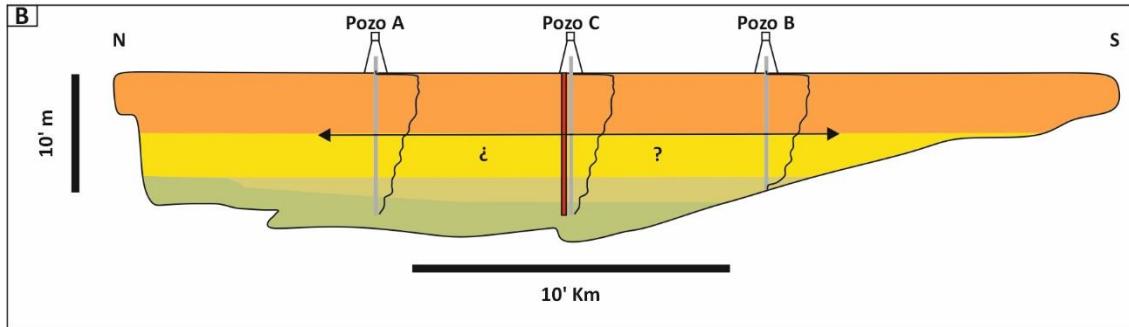
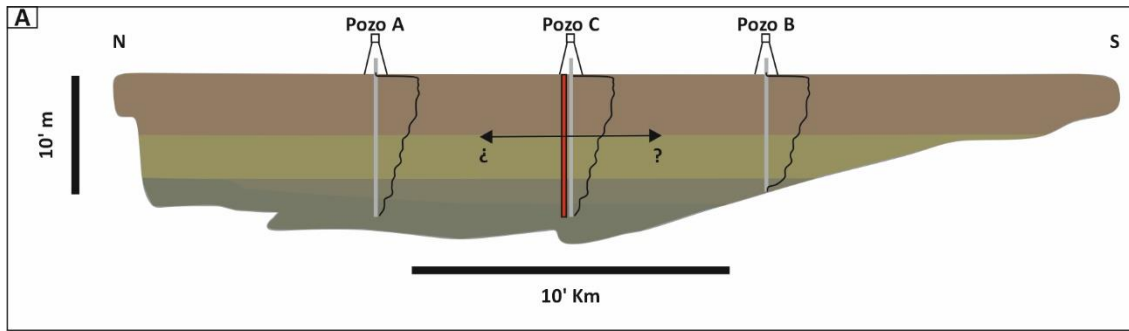


Figura 5.3. Representación esquemática de sucesión sedimentaria de un sistema de *shoreface*. A) En etapa exploratoria inicial con gran incertidumbre litofacial es necesario poder delimitar la potencial extensión de depósitos arenosos. B) Sin embargo, a partir de considerar el rango espacial en el que ocurren los procesos sedimentarios que dan origen a expresiones geométricas de *clinoformas* de *shoreface* se puede delimitar el potencial ancho de los cuerpos que las *clinoformas* delimitan. C) Además, si el escenario cuenta con robusta información de subsuelo, donde se conoce un depósito arenoso de gran extensión (10-20 km), a partir de delimitar el rango espacial de los procesos sedimentarios se puede tener conocimiento de que probablemente todo el depósito arenoso cuenta con una o más de una *clinoforma* delimitando volúmenes de roca genéticamente relacionados.

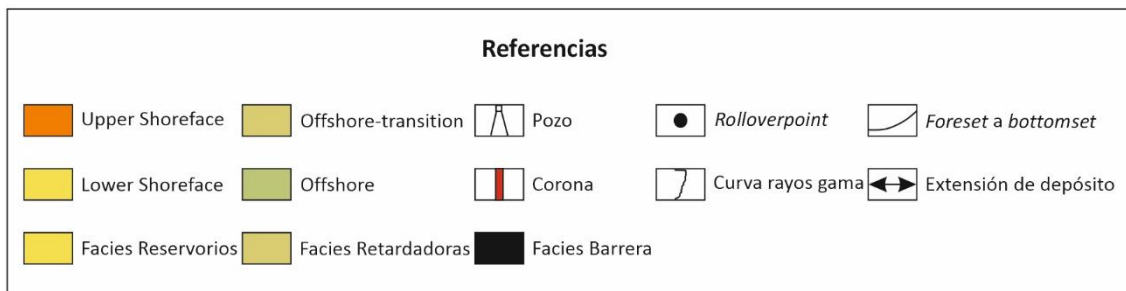
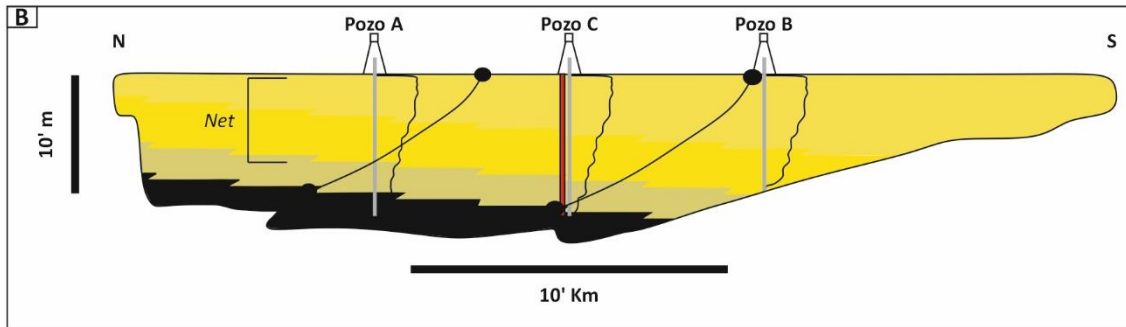
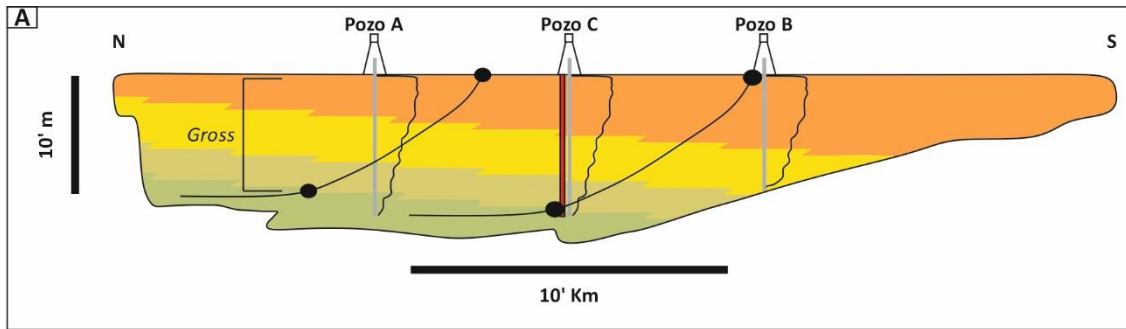


Figura 5.4. Extremos del espectro en la expresión geométrica de clinofomas de *shoreface*. A) *foreset* tipo I cumplen con que la relación de gradientes de las fajas de facies del segmento de *foreset* el gradiente de Us > el gradiente del Ls, que el gradiente del Ls sea < o igual al gradiente del Ot y a su vez que el gradiente del Ot sea > Off. De modo tal que los *foreset* tipo I están compuestos por fajas de facies de Us, Ls y Ot. Por lo tanto, dado que las fajas de facies de Ot son predominantemente fangosas estos *foresets* tienen una participación significativa de fango. B) La participación de fango en el *foreset* puede impactar nocivamente en la relación *Net/Gross* del reservorio estudiado de modo tal que proporcionalmente este tipo de *foresets* tengan menos espesor de facies reservorio que los *foreset* tipo 2.

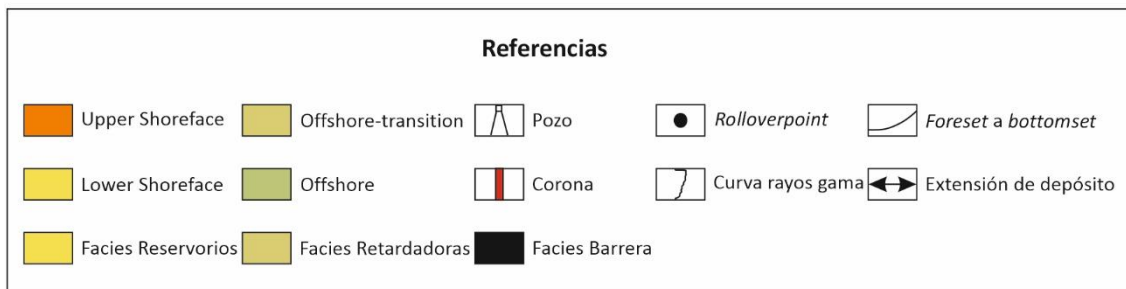
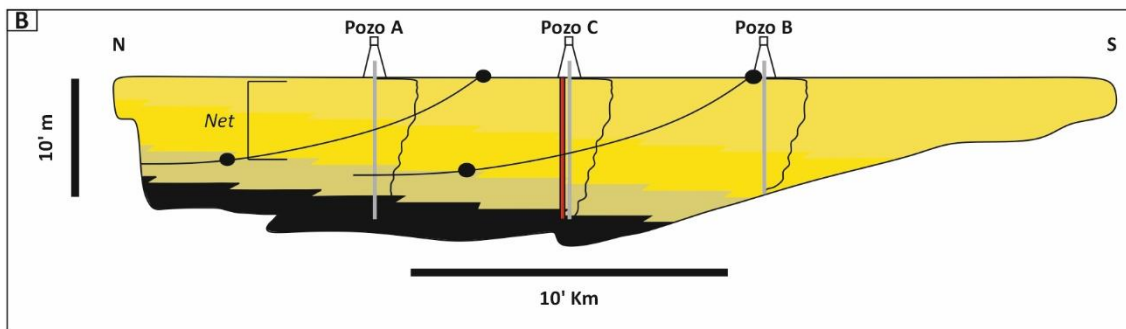
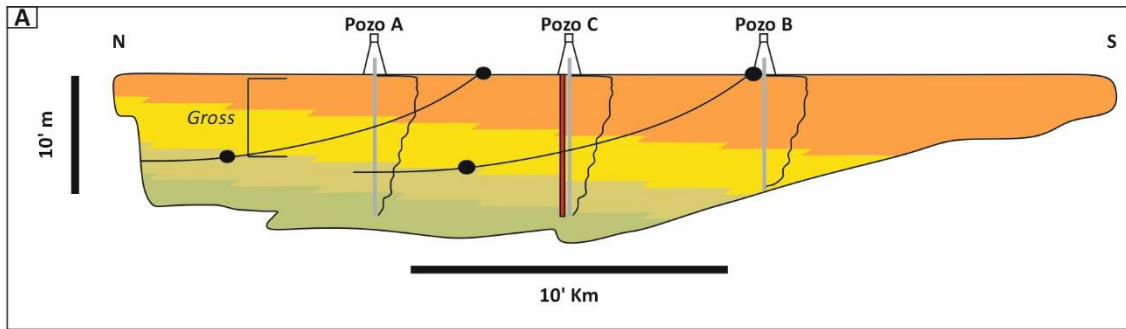


Figura 5.5. Extremos del espectro en la expresión geométrica de clinoforamas de *shoreface*. A) *foreset* tipo II son aquellos en los cuales las relaciones de gradiente depositacional de las fajas de facies cumplen con que el gradiente del Us sea > que el gradiente del Ls y a su vez que el gradiente del Ls sea conspicuamente mayor que el Ot, el cual además es similar o igual que el del Off. Este tipo de *foreset* queda conformado únicamente por fajas de facies de Us-Ls y por lo tanto es texturalmente arenoso. B) La ausencia de fango en el *foreset* puede impactar positivamente en la relación *Net:Gross* del reservorio estudiado de modo tal que proporcionalmente este tipo de *foreset*s tengan más arena que los *foreset* tipo I.

En etapas de exploración inicial para determinar la viabilidad de continuar a etapas más avanzadas de estudio de un reservorio de hidrocarburos, uno de los parámetros más importantes es el de evaluar la relación entre el espesor del intervalo estudiado (*Gross*) y cuanto de ese espesor estudiado es en realidad el espesor de las facies reservorio (*Net*) (Figura 5.4B, 5.5B). En este contexto, para un mismo intervalo estratigráfico, que la expresión geométrica del *foreset* sea de tipo I o de tipo II puede tener impacto en la relación *Net:Gross*. Por ejemplo, la composición areno-fangosa de los *foreset* tipo I podría implicar una menor relación *Net:Gross* ya que no todo el *Gross* está conformado por facies reservorio (*Net*) (Figura 5.4B). A diferencia de un escenario en el que el *foreset* sea de tipo II donde los mismos están constituidos enteramente de facies reservorio (Figura 5.5B). Además, los contrastes litológicos en términos de distribución de arena-fango pueden impactar en la conectividad del reservorio ya que, por ejemplo, la presencia de facies predominantemente fangosas en el *foreset* puede ser considerada una facies retardadora (Isla et al., 2018a). Considerando las características mencionadas anteriormente, es de esperar que la extensión de depósitos de *foresets* tipo I desarrollen mayores alturas, menores anchos y mayores gradientes acumulados a través del *foreset* respecto de los *foreset* de tipo II. Los reservorios de hidrocarburos delimitados por *foresets* de tipo I podrían desarrollar un mayor grado de compartimentalización en una evolución del sistema de acumulación de largo término, considerando la presencia de facies ricas en fango. Por su parte, los *foreset* de tipo II suelen desarrollar menores alturas, mayores anchos y menores gradientes que sus contrapartes de tipo I, son netamente arenosos y la ausencia de un marcado contraste en el tamaño de grano podría sugerir que no desarrollan un alto grado de compartimentalización considerando un origen del depósito de clinofomas de *shoreface* en su evolución de largo término.

### 5.3. Modelado a escala de intraparasecuencia: Variación en la expresión geométrica de la heterogeneidad interna en clinotemas de *shoreface*

#### 5.3.1 Introducción

La expresión morfológica del producto de la progradación de largo término ( $10^5$  a  $10^8$ ) de sistemas de *shoreface* puede ser preservados en el registro fósil como clinofomas (Isla et al., 2018a; Patruno y Helland-Hansen, 2018). A su vez, el apilamiento vertical de sucesivas clinofomas, puede delimitar un volumen de sedimento o clinotema (Rich, 1951). Sin embargo, la heterogeneidad interna de un clinotema debe ser analizada con más detalle, en una evolución de medio término ( $10^2$  a  $10^4$ ) para poder comprender el impacto del espectro posible de geometrías internas en los reservorios de hidrocarburos desarrollados en sucesiones marino-someras (Howell et al., 2008a, b; Howell et al., 2014; Isla et al., 2018a, 2020a, b). Esta última



escala, que permite un mayor detalle en el análisis de los procesos sedimentarios operantes en sistemas de *shoreface*, está vinculada al rango de configuraciones de clinofórmulas posibles que puede tener dicho sistema en función de las condiciones disipativas o reflectivas de una costa dominada por olas (Isla et al., 2018a, 2020a, b).

En los sistemas marinos-someros desarrollados en condiciones micromareales bajo condiciones disipativas de la energía de olas, la configuración del sistema puede estar asociada al desarrollo de barras y canales desarrollando un perfil de acumulación de bajo gradiente (Figura 5.6A) (Isla et al., 2020a, b). En esta configuración, tiene un importante desarrollo la zona de *surf*, donde las olas pierden gran parte de su energía debido a la interacción con el fondo, en detrimento de la zona de saca y resaca (*swash*) que se encuentra poco desarrollada. En estos sectores, podrían quedar preservados depósitos arenosos con estructuras entrecruzadas en artesa (*Upper shoreface*), y mediante un pasaje texturalmente gradual, arenas con laminación paralela (*Foreshore*) (Isla et al., 2018a; 2020a, b). Este pasaje de facies de *Foreshore* a *Upper shoreface* es gradual, y no representaría un cambio en las características texturales en el sistema (Figura 5.7A). Sin embargo, el contacto entre *Upper shoreface* (Us) a *Lower shoreface* (Ls) es texturalmente neto y genéticamente erosivo (Isla et al., 2018a; 2020a, b). Esto puede deberse al producto de la superficie diastémica de *surf* (Tamura et al., 2003, 2008). Esta superficie que marca el límite de la rompiente de olas donde se libera una gran cantidad de energía, se puede expresar además como un incremento marcado en la granulometría en respuesta a un proceso que libera una gran cantidad de energía (Clifton, 2006; Tamura et al., 2008) (Figura 5.7A).

Por su parte, bajo condiciones reflectivas la configuración del perfil de acumulación marino puede estar caracterizada por la ausencia de barras, desarrollando un perfil de mayor gradiente (Figura 5.6B) (Isla et al., 2020a, b). Estas diferencias en la configuración del sistema son productos de migración y acreción de arena en el sistema (Isla et al., 2018a, 2020a, b). A diferencia de los sistemas con barras, en los sistemas sin barras las costas suelen presentar zonas de *surf* muy reducidas y un muy amplio desarrollo del sector de saca y resaca (Figura 5.6B). Es posible reconocer los depósitos de este tipo de sistemas a partir de litofacies con laminación planar conformando depósitos de Fo-Us o pequeñas dunas y ondulaciones asimétricas en el Us (Figura 5.6B). Estas litofacies de Fo-Us se depositan en paquetes de decenas a muy pocos cientos de metros de extensión en el sentido de la depositación a través de superficies de discontinuidad de carácter erosivo y que están fuertemente inclinadas (1 a 11°) conformando paquetes de *foresets* (Figura 5.7B). Hacia el Ls, estas superficies pierden su inclinación acercándose a la horizontalidad y conformando *bottomsets* (Isla et al., 2018a, 2020a, b) (Figura 5.7B). A diferencia del escenario descrito para un sistema con depósitos de Fs-Us de bajo gradiente, el registro de

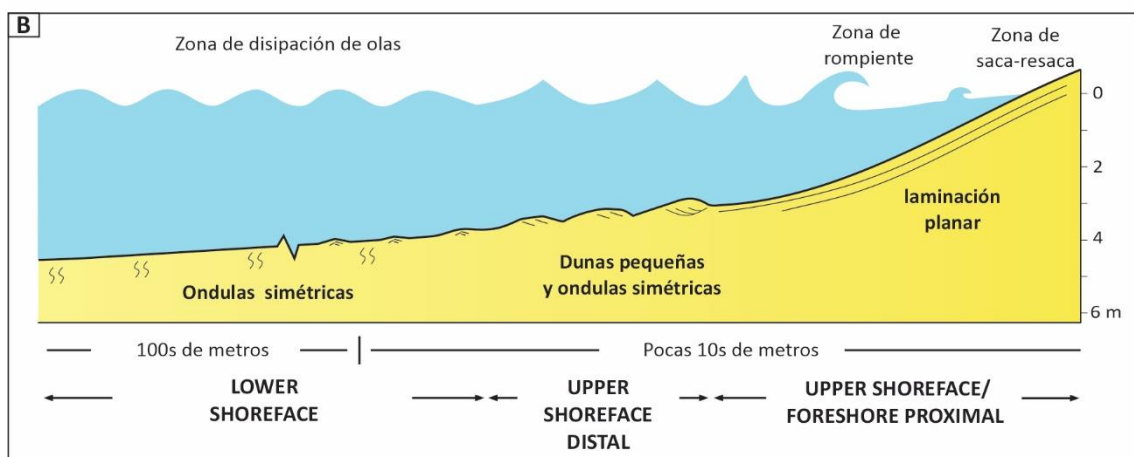
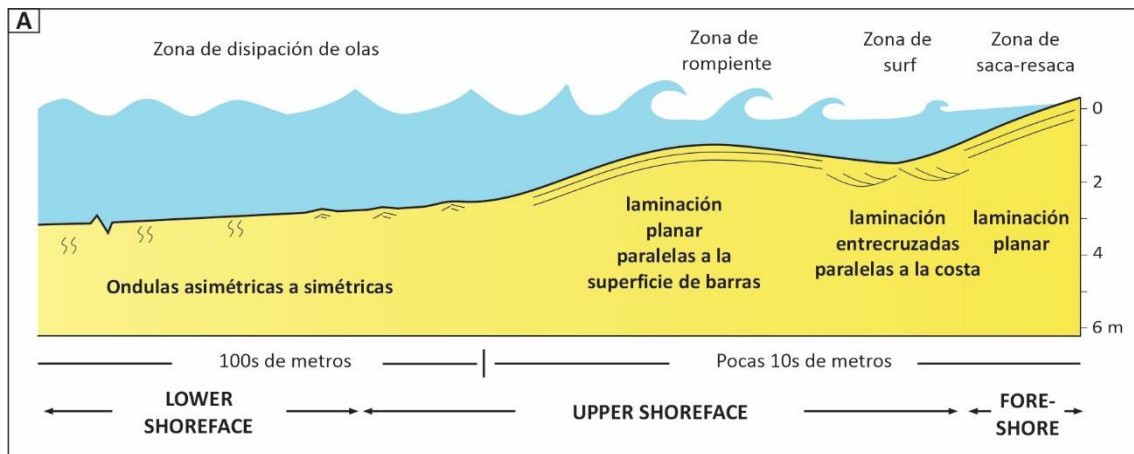


Figura 5.6. A) Modelo depositacional para un sistema de acumulación de línea de costa de configuración de tipo de costa disipativa. Estos sistemas de acumulación desarrollan un perfil depositacional de bajo a moderado gradiente producto de una amplia zona de *surf* y rompiente de olas alejada de la línea de costa desarrollando barras de arenas litorales. Los depósitos resultantes de estos procesos pueden exhibir estratificación entrecruzada en artesas en asociaciones de facies de *Upper shoreface* y laminación planar en el *Foreshore*. B) Modelo depositacional de un sistema de acumulación de línea de costa en configuración de tipo de costa reflectiva. Estas configuraciones desarrollan un perfil de acumulación de alto gradiente como resultado de una zona de rompiente de olas próximas a la línea de costa con una reducida o ausente zona de *surf* amplio desarrollo de la zona de saca-resaca sin desarrollo de barras de arena. Los depósitos resultantes de estos procesos pueden desarrollar presencia de laminación planar, pequeñas dunas y ondulas simétricas en el *Upper shoreface-Foreshore*. Modificado de Isla et al., (2020).

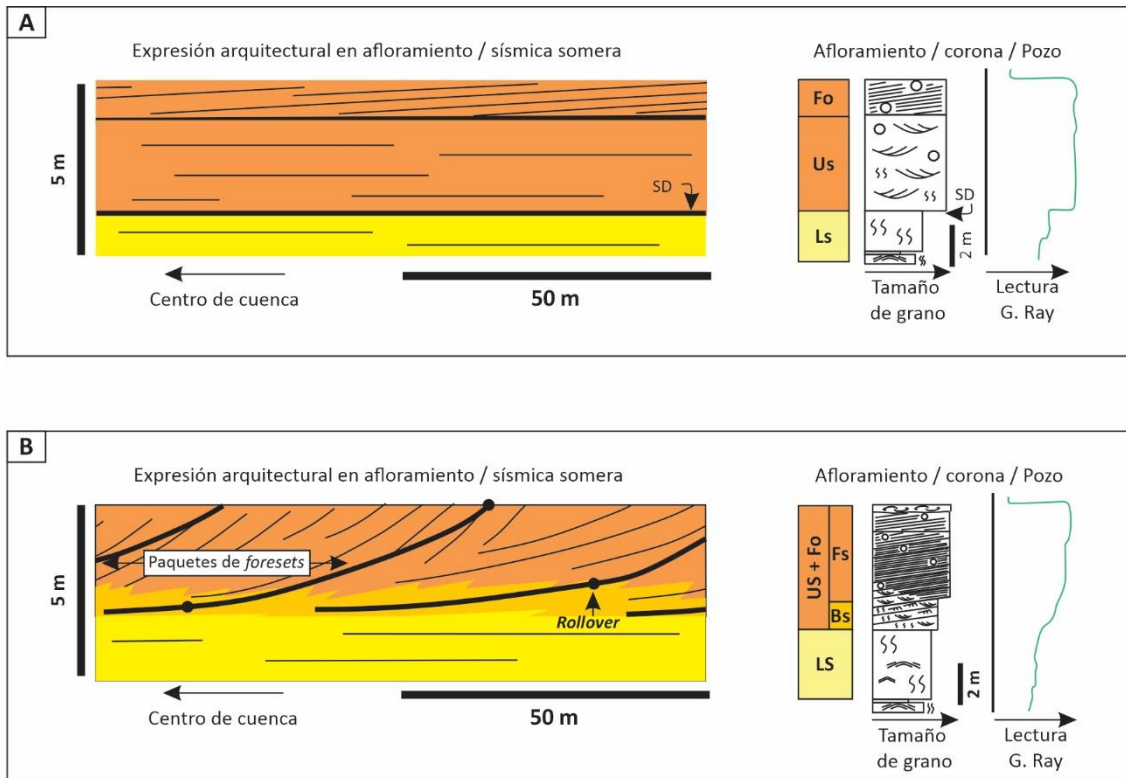


Figura 5.7. Representación esquemática de los extremos del espectro de las expresiones geométricas de las heterogeneidades internas en un clinotema y sus depósitos asociados en afloramiento y corona. A) Evolución de medio término ( $10^2$ - $10^4$ a.) de un clinotema de *shoreface* bajo configuración de costa disipativa, con desarrollo de barras de arena. La expresión geométrica de las superficies internas al clinotema no posee segmentos inclinados ni quiebres de pendiente. Por lo tanto, este tipo de clinotemas no poseen cliniformas internas. Notar el pasaje granulométricamente abrupto y erosivo entre las facies de Us y Ls. B) Evolución de medio término de un clinotema de *shoreface* bajo configuraciones de costa reflectiva, sin desarrollo de barras de arena. La expresión geométrica de las superficies internas al clinotema delimitan paquetes de *foreset-bottomset* (Fs-Bs) de carácter erosivo. Notar el pasaje granulométricamente transicional entre las facies de *Foreshore-Upper shoreface* (Fo-Us) que componen el segmento de *foreset* a *bottomset* hacia las facies de *Lower shoreface* (Ls) que componen la parte distal del *bottomset*. Modificado de Isla et al., (2020).

esta configuración sin barras en un perfil del alto gradiente suele presentar una base transicional de los depósitos infrayacentes de Ls. Los paquetes inclinados compuestos por asociaciones de facies de Fo-U<sub>s</sub> no cuentan con una discontinuidad importante en el contacto con los depósitos horizontales del Ls.

En definitiva, en función de los procesos operantes en escalas temporales de medio término se pueden reconocer dos tipos de costas distintas que tienen impacto en la distribución de facies, en la heterogeneidad interna del depósito y en la expresión geométrica de los mismos, que pueden o no desarrollar superficies cronoestratigráficas inclinadas (clinoformas). Por lo tanto, es importante entender cuál es el impacto que tienen el desarrollo o no de clinoformas de *shoreface* cuando este tipo de sucesiones son consideradas como reservorios de hidrocarburos, fundamentalmente en lo que respecta a qué configuración de sistema de *shoreface* tendrá una heterogeneidad interna con implicancias en la distribución de las propiedades petrofísicas que pueda afectar a la conectividad interna del reservorio. Finalmente, para un sistema de *shoreface* con clinoformas internas, se considera esencial evaluar el impacto de su heterogeneidad interna en el diseño de la estrategia más eficiente para el desarrollo de un reservorio de estas características.

### 5.3.2 Metodología

En función del espectro de variabilidades del tipo de costa de sistemas de *shoreface* en una primera etapa se desarrollaron dos escenarios de modelado geocelular, uno asociado a un tipo de costa disipativas con desarrollo de barras y por lo tanto sin clinotemas internos, el que será contrastado con otro escenario de tipo de costa reflectiva sin desarrollo de barras y por lo tanto con generación de clinotemas internos delimitados por clinoformas. Contrastar estos dos escenarios permitirá identificar conceptualmente el impacto de las expresiones geométricas internas que pueden estar presentes en este tipo de reservorios de *shoreface* y cómo impactan en la conectividad y compartimentalización de estos reservorios. Posteriormente, en una segunda etapa, se evaluará el impacto de la incorporación de clinoformas al modelado de estos sistemas de *shoreface* en la definición de una estrategia ideal de desarrollo de un potencial reservorio. Para evaluar este impacto se consideran posibles escenarios de desarrollo de explotación inicial en los cuales se evalúa el diseño más eficiente de pozos (p.ej. pozos verticales y horizontales) para una más eficiente explotación. Para identificar cual es el diseño de pozos más eficiente y qué espaciamiento de pozos es mejor a la hora de conectar el mayor volumen posible de petróleo en los distintos compartimentos que pueden tener los reservorios con clinoformas se realizan análisis volumétricos. Por último, se proponen tareas futuras enfocadas

a planificar el desarrollo avanzado de reservorios de clinofomas de *shoreface* de tipo de costa reflectivas.

Para llevar adelante la comparación entre un modelo con clinofomas y otro sin clinofomas se construyó una grilla geocelular a partir de la cual se elaboraron dos escenarios distintos de modelos geocelulares. Lógicamente, tener una sola grilla que permita reproducir dos escenarios distintos (dos modelos) ayuda a sistematizar los parámetros más importantes (p.ej. facies) con valores constantes a través de los distintos escenarios. Así, los dos escenarios son de igual dimensión de grilla, con celdas de iguales dimensiones, la misma cantidad y ubicación de pozos sintéticos, las mismas asociaciones de facies, con los mismos parámetros petrofísicos y con los mismos algoritmos de poblado de propiedades. La principal diferencia entre los distintos escenarios se encuentra en la delimitación de zonas y en la expresión geométrica de cada una de las zonas que surgen a partir de representar lo más fielmente posible la expresión geométrica interna de sus depósitos resultantes (Figura 5.6 y 5.7).

Las dimensiones de la grilla elaborada para la construcción de los modelos son de 1550 m de largo en sentido NO-SE por 850 m de ancho en sentido NE-SO y 25 m de alto (Figura 5.8A). Estas dimensiones se asemejan a las de un bloque estándar en etapas avanzadas de explotación de hidrocarburos (Pérez et al., 2017). La cantidad de pozos de control es de 28 pozos y su espaciamiento de 250 m en dirección N, S, E y O respecto de los pozos aledaños. Las celdas individuales son de 0,25 m de lado (0,25 m x 0,25 m) y de 0.1 m de alto (Figura 5.8B).

Los perfiles de facies, que reproducen las facies que atraviesa un pozo, incluyen facies de Us, Ls, Ot y Off. El espesor de las sucesiones de facies presentes en cada pozo es de 25 m. Conceptualmente, en términos de la sucesión sedimentaria representan, la evolución de largo término de un sistema de *shoreface*, presenta un arreglo vertical de facies somerizante limitado en su base y techo por superficies de inundación, por lo que en términos estratigráficos secuenciales conforman una parasecuencia (Van Wagoner et al., 1990) (Figura 5.9A). Sin embargo, con mayor detalle de análisis y mayor resolución también se honra con esta sucesión la heterogeneidad interna de una parasecuencia, que es producto de la evolución de medio término. De esta forma, la porción superior de los perfiles sedimentarios (10 m superiores de cada sección) comienza con una superficie de inundación de menor jerarquía que pone en contacto depósitos de Us por debajo de dicha superficie y depósitos de Ls por encima de ella (Figura 5.9B), de modo tal que la parasecuencia representada (25 m) cuenta a su vez, con dos bedsets (Figura 5.9B). Un bedset es una sucesión concordante de estratos genéticamente relacionados dentro de las parasecuencias, que son limitados por superficies de no depositación

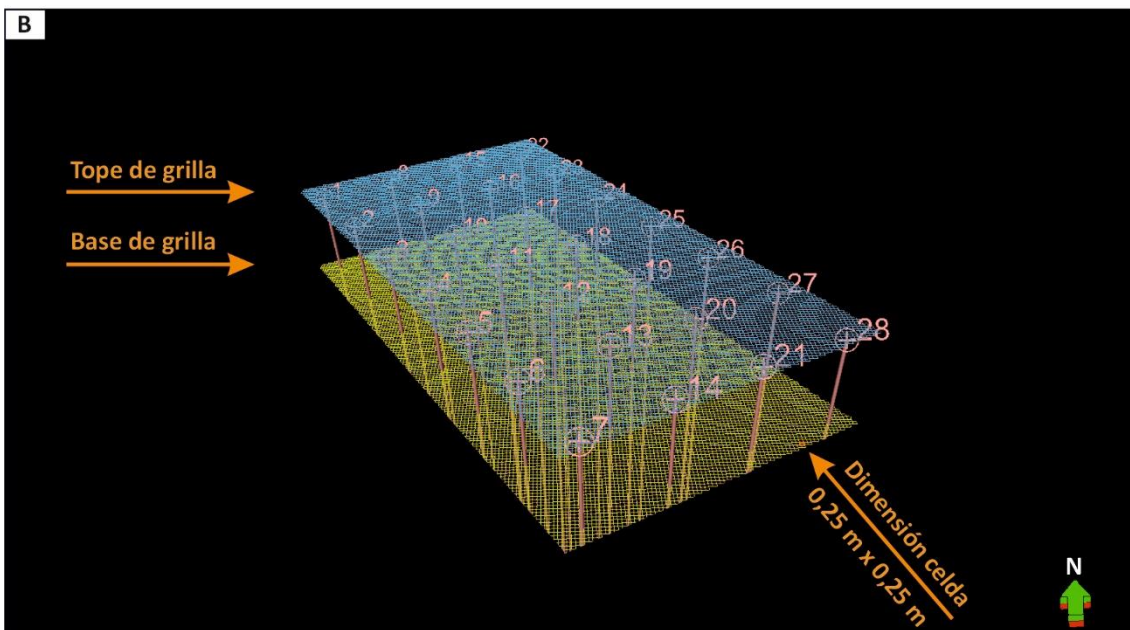
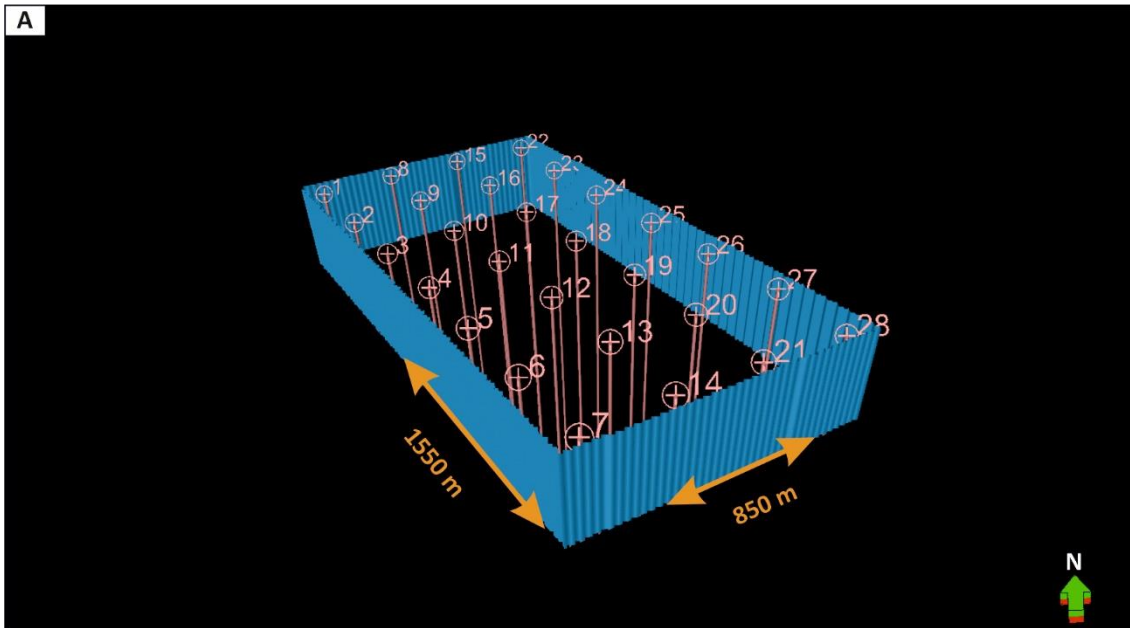


Figura 5.8. Grilla de modelado geocelular. Se modelaron dos escenarios con misma dimensión de grilla. A) Las dimensiones de la grilla son de 1550 m de largo en sentido NW-SE por 850 m de ancho en sentido NE-SO. La grilla cuenta con 28 pozos sintéticos espaciados cada 250 m en sentido N-S-E-O. Los perfiles en cada pozo cuentan con facies que conforman una sucesión somerizante dada por facies Off, Ot, Ls, Us, B) Las celdas tienen una extensión en el plano de 0,25 m por lado. La base (verde) y el techo (azul) de la grilla están conformados por la base de la sucesión (Off) y el techo de la sucesión (Us). Exageración vertical de la grilla x20.



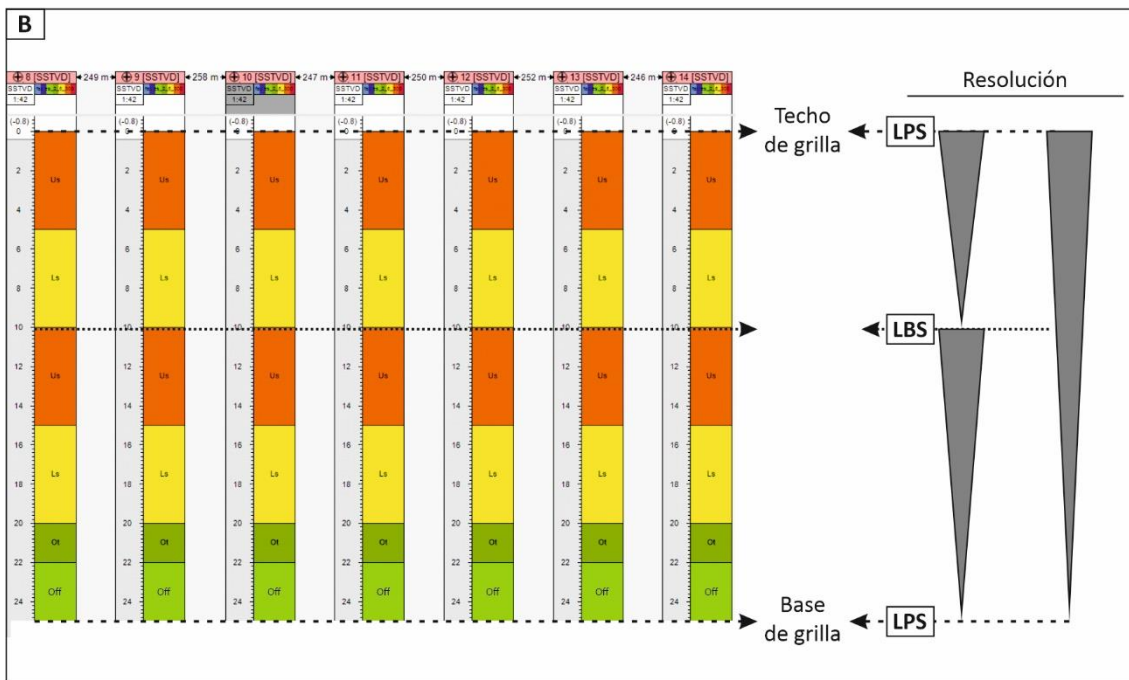
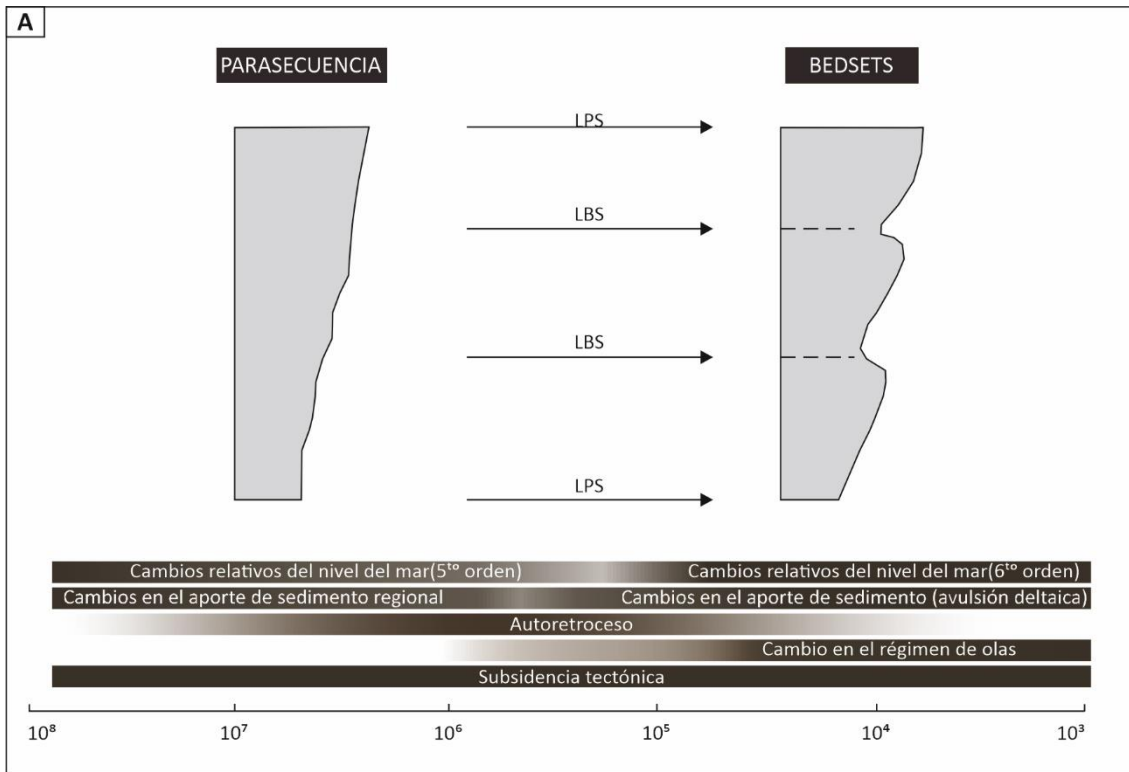


Figura 5.9. A) Resumen de las diferentes unidades secuenciales y resolución temporal para abordar la expresión geométrica de la heterogeneidad interna en parasecuencias de sistemas de *shoreface-offshore* como las que se aborda en este capítulo. LPS: límite de parasecuencia. LBS límite de bedset. Modificado de Isla, (2018). B) perfiles de pozo con información facial (izquierda) conformando una parasecuencia integrada por dos bedsets (derecha).

o erosión, y sus conformidades correlativas (Van Wagoner et al., 1990). El primer bedset está representado en los 15 m basales de la sucesión dado por 3 m de Off, 2 m de Ot, 5 m de Ls y 5 m de Us. El segundo bedset definido por 5 m de Ls y 5 m de Us (Figura 5.9B), siguiendo las escalas y facies características de las sucesiones identificadas por Isla et al. (2018a, 2020a, b). Cabe aclarar que, no solo por los procesos sedimentarios, sino además por el grado de progradación de estos sistemas, los depósitos de *Foreshore* tienen un bajo potencial de preservación, y por lo tanto se modelan en forma simplificada juntamente con los depósitos de Us.

Las superficies de inundación de mayor jerarquía (largo término) presentes tanto en la base como en el tope de la sucesión, constituyen la base y el techo de la grilla, respectivamente. Además, una superficie de inundación de menor jerarquía (medio término) separa la sucesión internamente en un bedset inferior (15 m basales de la sucesión) y otro bedset superior (10 m del tope de la sucesión) (Figura 5.8B, 5.9B). La base de la grilla es la superficie basal, más antigua, en el cual se inician los depósitos de Off, mientras que el techo de la grilla finaliza con depósitos de Us limitados por una superficie de inundación (Figura 5.8B, 5.9B). Los *markers* (1D) fueron específicamente colocados en los pozos puntuales por donde conceptualmente pasan las superficies cronoestratigráficas que luego fueron extrapoladas a otros pozos con el mismo razonamiento para poder construir las superficies (Horizontes en 2D) y que posteriormente se utilizaron para construir cada zona (3D).

Cada modelo tiene diferentes estrategias de modelado de markers/horizonte/límite de zona en función de la expresión geométrica de su heterogeneidad interna, a pesar de tener el mismo tipo de *layering*. Por ejemplo, para el escenario con barras, los cuales tienen una heterogeneidad interna horizontal producto de ser generadas por un sistema de tipo de costa disipativo, se definieron 6 zonas a partir de 7 horizontes en los cuales la expresión geométrica de la heterogeneidad interna de cada zona se diseñó a partir de un *layering* con altura de celdas de 0,1 m siguiendo la superficie de la base de cada zona (*follow base*) (Figura 5.10A) (Tabla 5.2). Además, en términos conceptuales, los markers/horizonte/límite de zona son en términos geológicos superficies de distintos significado (jerarquías), que en el caso de H(4) es una superficie de inundación a escala de intraparasecuencia que conforman un límite de bedset, mientras que H(5), H(3), (H2) (H1) son contactos entre facies interno a cada bedset (Figura 5.10A-B).

A su vez, en el escenario del sistema sin barras el cual tiene expresiones geométricas internas inclinadas producto de ser un sistema de tipo de costa reflectivo, se definieron 18 zonas con celdas de 0.1 m de alto y *layering* siguiendo la base (*follow base*) (Figura 5.11A) (Tabla 5.3).



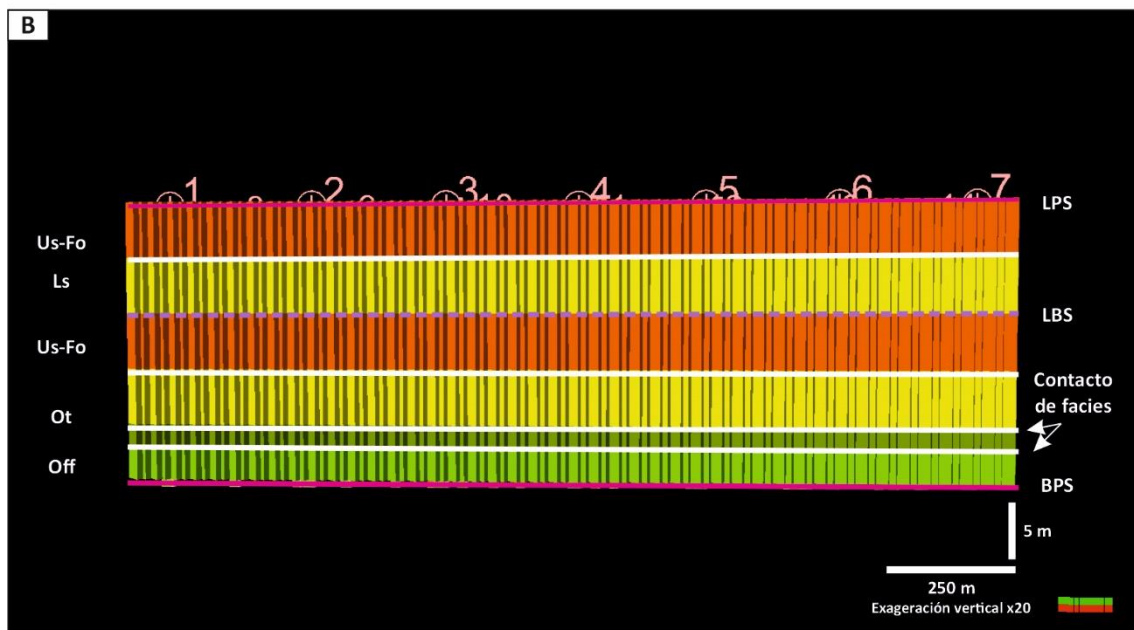
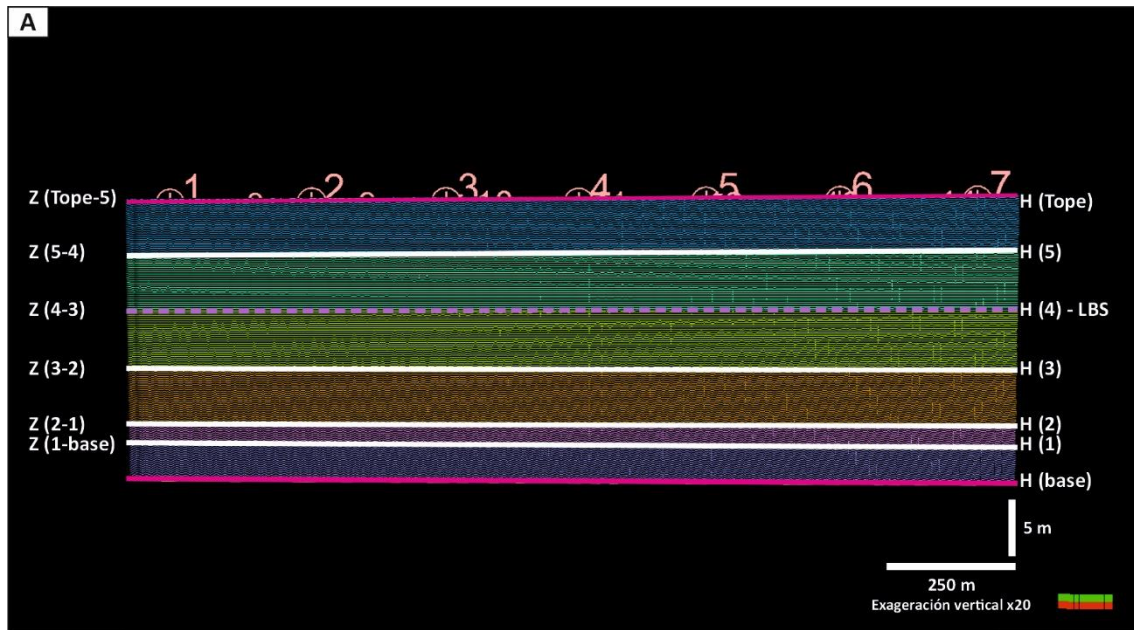


Figura 5.10. Corte longitudinal NO-SE de grilla geocelular. Escenario de modelado de cliniformas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa disipativa, con barras. A) Estrategia de *layering* siguiendo la base (*follow base*) con celdas de 0,1 m de alto para representar el diseño arquitectural de la expresión interna en cada zona (Z) delimitada a partir de horizontes (H). B) Poblado de facies resultantes de una parasecuencia conformada por dos sucesiones de intraparsecuencia o *bedsets*. BPS: base de parasecuencia. LBS: límite de bedset. LPS: límite de parasecuencia.

<b>Parámetros grillado modelo con barras</b>				
<b>Horizonte</b>	<b>Tipo de límite</b>	<b>Zona</b>	<b>Layering</b>	<b>Espesor de celda (m)</b>
Tope de grilla	Conforme	Z (Tope - 5)	Follow base	0,1
Horizonte 5	Erosivo	Z (5 - 4)	Follow base	0,1
Horizonte 4	Erosivo	Z (4 - 3)	Follow base	0,1
Horizonte 3	Erosivo	Z (3 - 2)	Follow base	0,1
Horizonte 2	Conforme	Z (2 - 1)	Follow base	0,1
Horizonte 1	Conforme	Z (1 - Base)	Follow base	0,1
Base de grilla	Conforme	N/C	N/C	N/C

Tabla 5.2. Parámetros de construcción de la grilla de modelado geocelular.

<b>Parámetros grillado modelo sin barras</b>				
<b>Horizonte</b>	<b>Tipo de límite</b>	<b>Zona</b>	<b>Layering</b>	<b>Espesor de celda (m)</b>
Tope de grilla	Conforme	Z (Tope - 17)	Follow base	0,1
Horizonte 17	Erosivo	Z (17 - 16)	Follow base	0,1
Horizonte 16	Erosivo	Z (16 - 15)	Follow base	0,1
Horizonte 15	Erosivo	Z (15 - 14)	Follow base	0,1
Horizonte 14	Erosivo	Z (14 - 13)	Follow base	0,1
Horizonte 13	Erosivo	Z (13 - 12)	Follow base	0,1
Horizonte 12	Erosivo	Z (12 - 11)	Follow base	0,1
Horizonte 11	Erosivo	Z (11 - 10)	Follow base	0,1
Horizonte 10	Conforme	Z (10 - 9)	Follow base	0,1
Horizonte 9	Erosivo	Z (9 - 8)	Follow base	0,1
Horizonte 8	Erosivo	Z (8 - 7)	Follow base	0,1
Horizonte 7	Erosivo	Z (7 - 6)	Follow base	0,1
Horizonte 6	Erosivo	Z (6 - 5)	Follow base	0,1
Horizonte 5	Erosivo	Z (5 - 4)	Follow base	0,1
Horizonte 4	Erosivo	Z (4 - 3)	Follow base	0,1
Horizonte 3	Erosivo	Z (3 - 2)	Follow base	0,1
Horizonte 2	Conforme	Z (2 - 1)	Follow base	0,1
Horizonte 1	Conforme	Z (1 - Base)	Follow base	0,1
Base de grilla	Conforme	N/C	N/C	N/C

Tabla 5.3. Parámetros de construcción de la grilla de modelado geocelular

Particularmente, en términos conceptuales los markers/horizontes/límites de zonas son en términos geológicos superficies de distinto significado (jerarquías): por ejemplo, para la superficie H(10), corresponden a una superficie de inundación a escala de intraparasecuencia y es un límite de bedset, mientras que las que delimitan cada zona, como por ejemplo H(17) y H(16), conformando la zona Z(17-16) son las superficies que delimitan paquetes facies de Fo-Us las cuales conforman los paquetes de *foreset* (ver figura 5.7B) (Figura 5.11A, B).

Por último, se crearon propiedades para cada escenario que luego se poblaron en tres dimensiones al total de la grilla. La primera propiedad es Facies (Figura 5.10B; 5.11B) y la segunda Porosidad (Figura 5.12). La primera propiedad se pobló en tres dimensiones mediante el algoritmo *assin value*. Sobre esta propiedad y con parámetros recopilados de la literatura (Tabla 5.4), se construyeron distribuciones petrofísicas usando variogramas que permitieron replicar en tres dimensiones con el uso del algoritmo *Gaussian random function simulation* las propiedades petrofísicas de cada facies (Tabla 5.5). Además, se creó la propiedad Volumen Conectado que permite visualizar el volumen conectado en cada modelo (Figura 5.13). Esto permite contrastar gráficamente el grado de compartimentalización de cada modelo (Figura 5.13A, B).

Posteriormente, para evaluar la eficiencia de la estrategia de modelado en el sistema sin barras se realizó un análisis volumétrico de ese modelo. El análisis volumétrico consistió en construir la propiedad Petróleo en el lugar (*oil in place*) la cual permite estimar el petróleo en el lugar a partir de vincular la porosidad de las facies de interés (creada anteriormente), la saturación en agua y la saturación en petróleo. Los parámetros utilizados para el análisis volumétrico fueron arbitrariamente definidos para este ejercicio, aunque son acordes a trabajos revisados en la literatura (Howell et al., 2008a, b) y son solamente para facies de Fo-Us definidas por un 75% de espesor útil, un 40% de saturación en agua ( $S_w$ ) siendo la saturación en petróleo ( $S_o$ ) =  $1 - S_w$ . Este análisis volumétrico luego fue conjugado con otra propiedad llamada Distancia al objeto. La propiedad Distancia al objeto, permite circunscribir un radio de dimensiones deseadas para un pozo o un conjunto de pozos determinados que en este ejercicio es conceptualmente considerada como el radio de drenaje de un pozo y que en la literatura también puede ser llamado como volumen de drenaje de un pozo (Ciftci et al., 2004). La propiedad distancia al objeto fue utilizada para distintos radios de drenaje (125 m, 100 m, 75 m, 50 m, 40 m, 25m, 20 m, 10 m) tanto para pozos verticales como horizontales. Sobre esta propiedad, y utilizando una línea de corte (*cutt-off*) de 15% de porosidad se realizaron volumetrías para obtener el petróleo en el lugar que se podría drenar con cada pozo considerando los distintos radios de drenaje de cada pozo. El diseño de pozos verticales considera 28 pozos verticales espaciados cada 250 m que atravesaron los 25 m de la grilla en

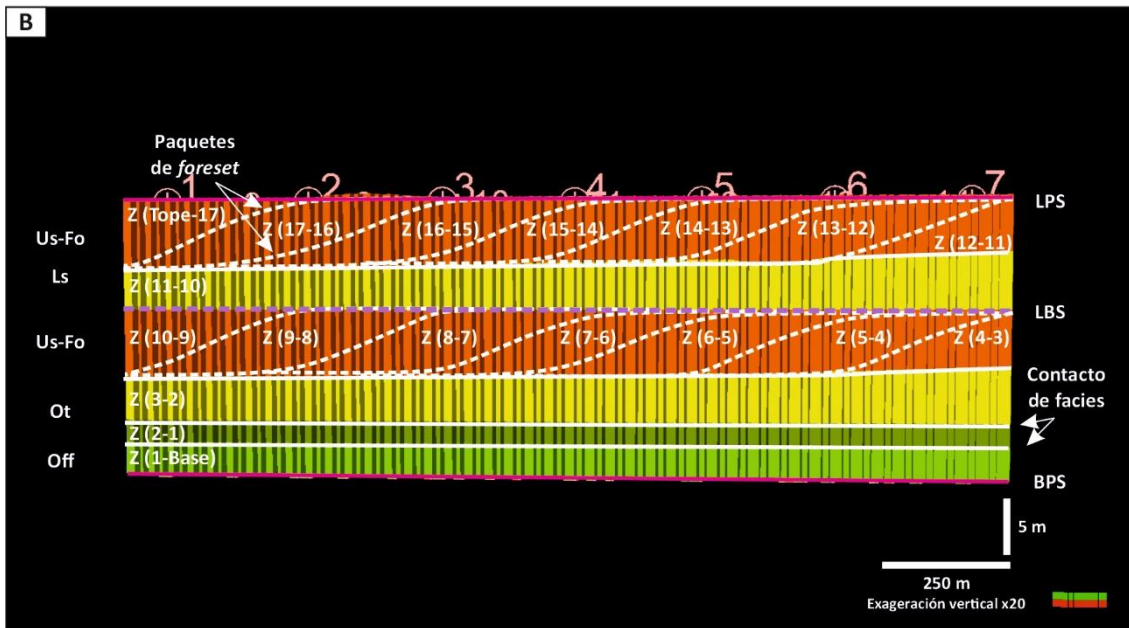
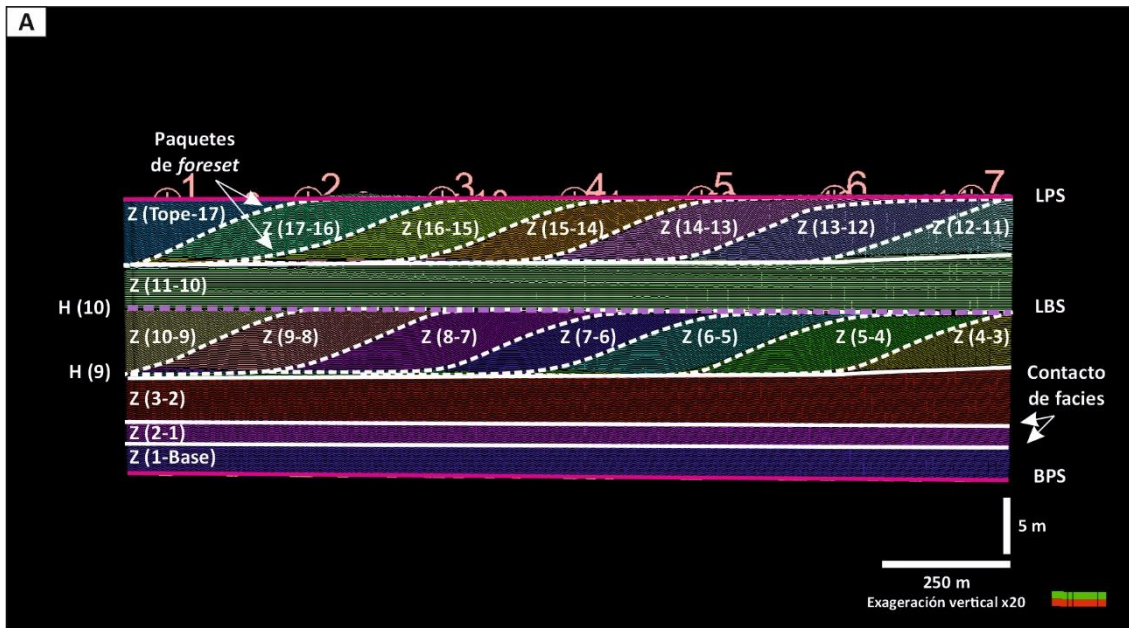


Figura 5.11. Corte longitudinal NO-SE de grilla geocelular. Escenario de modelado de clinofomas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa reflectiva, sin barras. A) Estrategia de *layering* siguiendo la base (*follow base*) con celdas de 0,1 m de alto para representar el diseño arquitectural de la expresión interna en cada zona (Z) delimitada a partir de horizontes (H). B) Poblado de facies resultantes de una parasecuencia conformada por dos sucesiones de intraparsecuencia o bedsets. BPS: base de parasecuencia. LBS: límite de bedset. LPS: límite de parasecuencia.

<b>Parámetros de porosidad asignados a las facies</b>				
<b>Facies</b>	<b>Us</b>	<b>Ls</b>	<b>Ot</b>	<b>Off</b>
<b>Máximo</b>	0,25	0,15	0,12	0,08
<b>Mínimo</b>	0,08	0,04	0,05	0,01
<b>Media</b>	0,15	0,13	0,08	0,02
<b>Desvío estándar</b>	0,0625	0,02	0,01	0,01

Tabla 5.4. Parámetros de distribución de porosidad

<b>Variogramas utilizados para modelado de porosidad</b>				
<b>Facies</b>	<b>Us</b>	<b>Ls</b>	<b>Ot</b>	<b>Off</b>
<b>Eje mayor</b>	200	400	50	50
<b>Eje menor</b>	100	200	50	50
<b>Eje vertical</b>	0,2	0,2	0,2	0,2
<b>Azimut</b>	45	45	45	45

Tabla 5.5 Parámetros de variogramas utilizados para el poblado de propiedades expresados en metros con excepción del azimut el cual está expresado en grados.



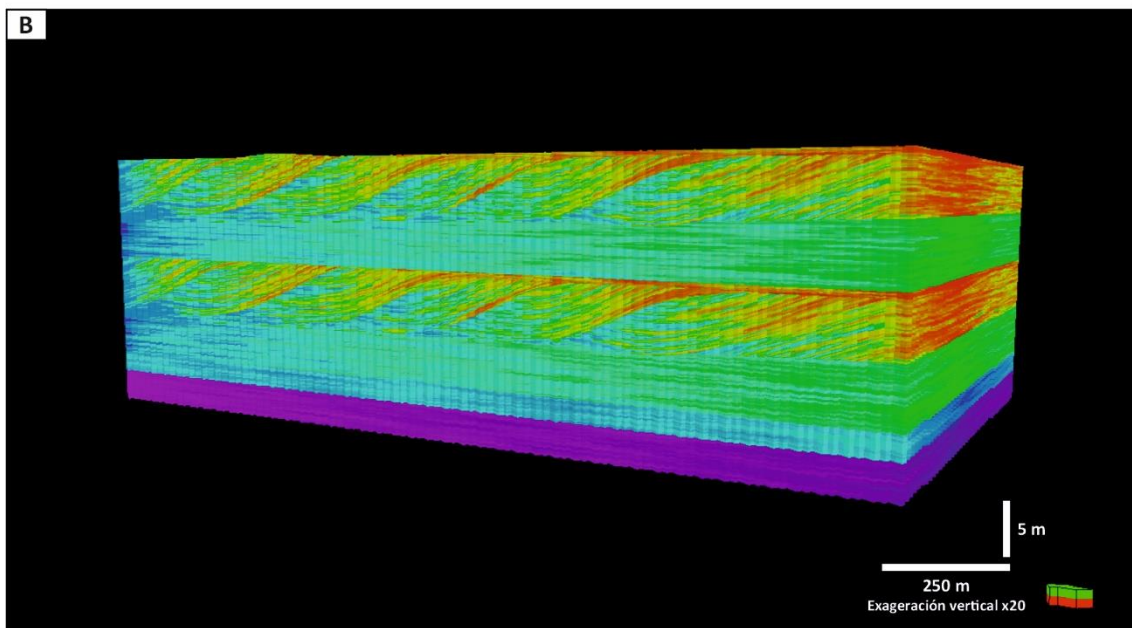
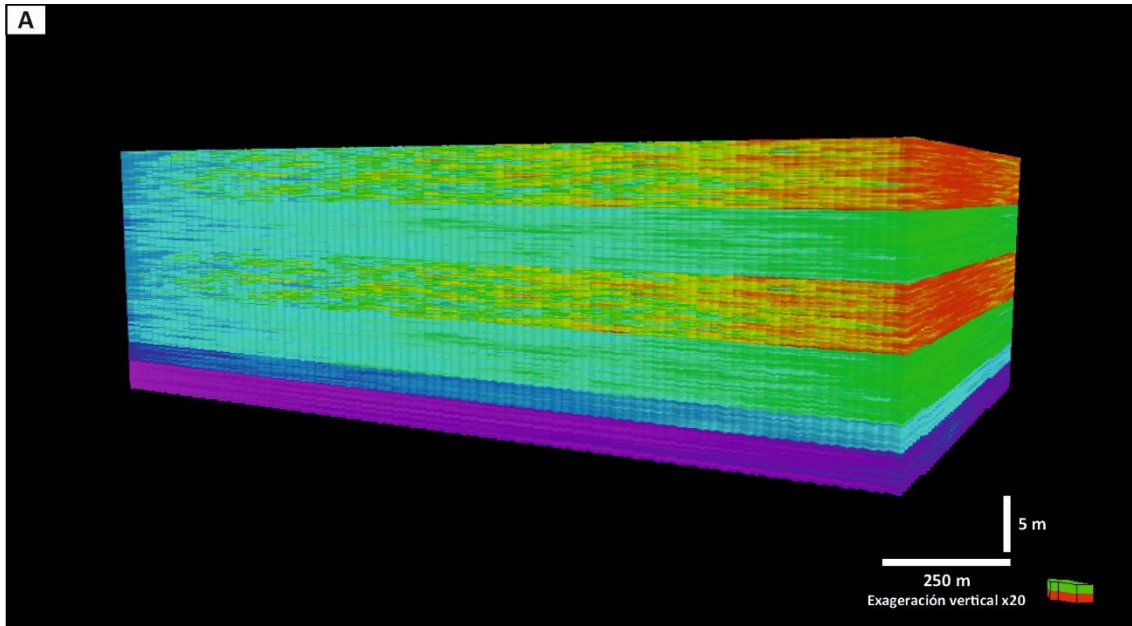


Figura 5.12. Corte longitudinal NO-SE. Distribución de porosidad. A) Distribución de porosidad a partir de poblado de facies en clinoformas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa disipativa. La heterogeneidad interna no genera clinotemas. B) Distribución de porosidad a partir de poblado de facies en clinoformas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa reflectiva. La heterogeneidad interna desarrolla clinotemas internos con geometrías de *foreset-bottomset*. La distribución de propiedades petrofísicas en ambos escenarios fue poblada en 3D en toda la grilla mediante el algoritmo de *Gaussian Random Simulation*. Los parámetros petrofísicos se encuentran en la tabla 5.1.

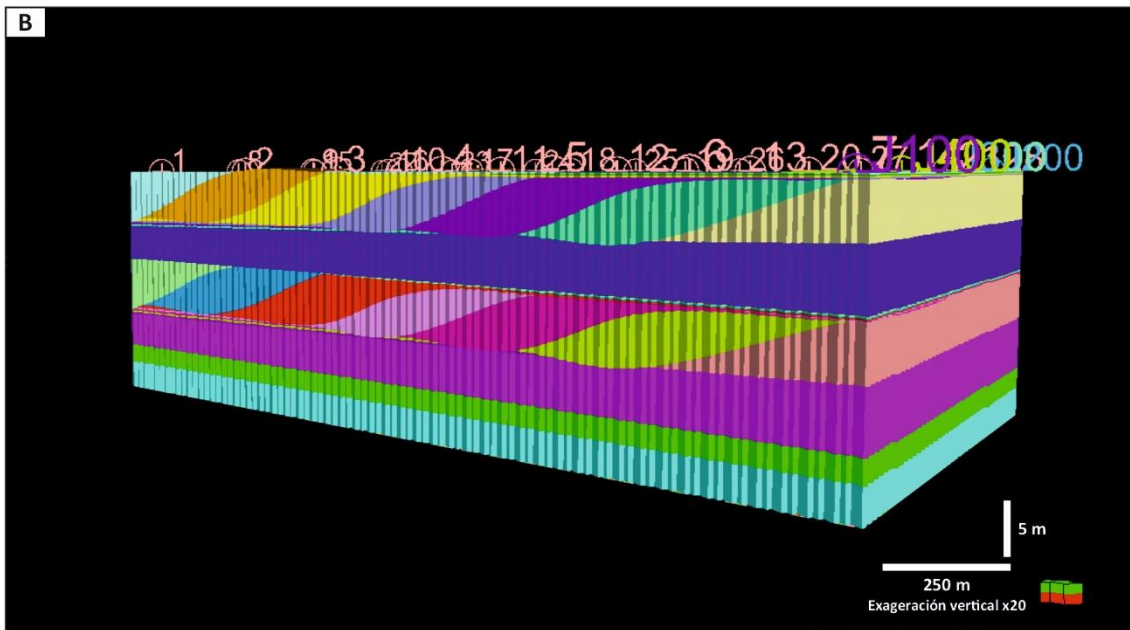
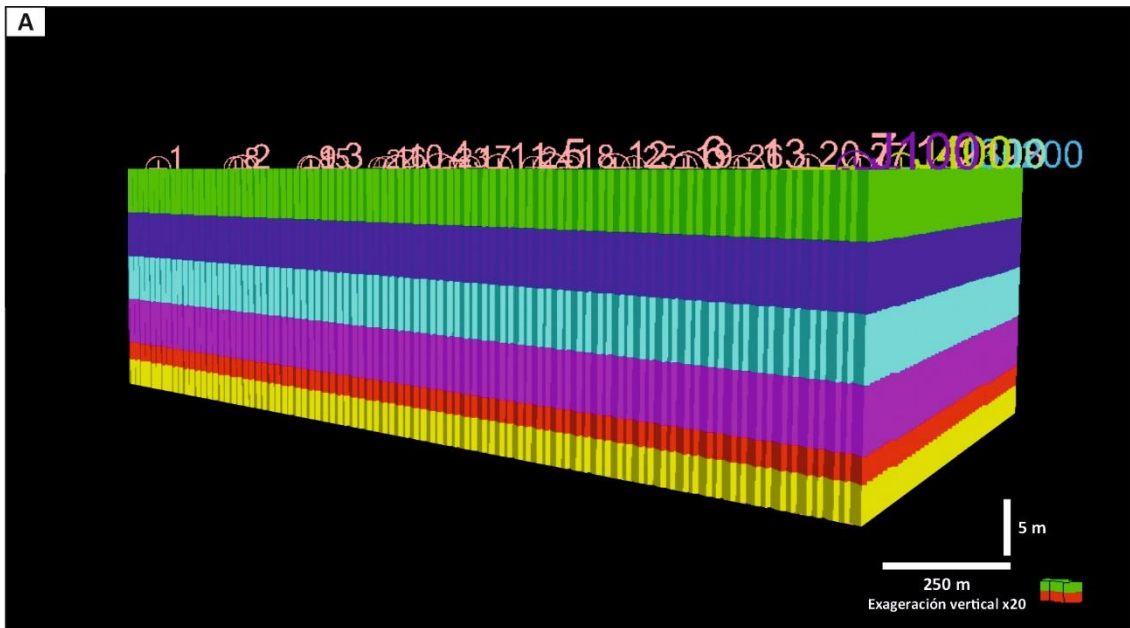


Figura 5.13. Para evaluar cualitativamente el impacto de considerar o no de la expresión geométrica de las heterogeneidades internas en reservorios de clinofomas de *shoreface* se utilizó la propiedad Volumen Conectado. A) Las heterogeneidades internas en un sistema de costa disipativa sin clinotemas provoca una baja compartimentalización. Con más detalle esa compartimentalización baja se discrimina en una zona de alta conectividad lateral en la parte superior del reservorio (facies de Fo-U<sub>s</sub>) y baja conectividad vertical hacia la parte inferior del reservorio (L<sub>s</sub>). B) Contrariamente, en un configuración de costas reflectivas hay desarrollo de clinotemas con clinofomas que provocan una mayor compartimentalización del reservorio. Esa compartimentalización tiene baja conectividad lateral en la parte superior del reservorio debido al desarrollo de *foresets* (facies de Fo-U<sub>s</sub>) y moderada conectividad vertical hacia la parte inferior del reservorio debido al desarrollo del *bottomset* (facies L<sub>s</sub>).

sentido vertical. Para el diseño de pozos horizontales se utilizaron solamente 8 pozos espaciados 250 m. Del conjunto de pozos horizontales, 4 atraviesan el bedset más joven, y otros 4 que se disponen en el bedset más antiguo de modo tal que puedan atravesar el mayor espesor posible de facies en cada compartimento de reservorio.

### 5.3.3 Resultados a escala de intraparasecuencia

#### 5.3.3.1 Estrategia de modelado de reservorios en sistema de *shoreface*

El modelado de clinofomas de *shoreface* en configuraciones de costas disipativas y luego contrastado con configuraciones para costas reflectivas permite evaluar cualitativamente el impacto de la expresión geométrica de la heterogeneidad interna que potencialmente pueden tener los reservorios que presenten clinofomas de esta escala. A la hora de entender cómo varían las distribuciones de facies, la granulometría y la distribución de superficies internas que pueden tener estas dos configuraciones, se pueden reconocer particularidades en cada uno de los escenarios modelados.

En el primer escenario de modelado de depósitos de *shoreface* con un tipo de costa disipativa con desarrollo de barras, cuando se observa la distribución de la porosidad se puede reconocer que los valores más altos de porosidad se corresponden con los depósitos de mayor tamaño de grano (Fo, Us, Ls, en orden descendente, respectivamente) las cuales se distribuyen en capas horizontales (Figura 5.12A). Esto se debe a que en un sistema de *shoreface* con un tipo de costa disipativa con desarrollo de barras, la expresión geométrica de la heterogeneidad interna de estos depósitos no desarrolla clinotemas internos a la parasecuencia, sino que se dispone horizontalmente producto de los procesos sedimentarios asociados a este tipo de costa en el sistema de acumulación (Isla et al., 2020a, b) (Figura 5.7A).

Además, con un poco más de detalle, se puede observar que la porosidad varía muy levemente en las fajas de Fo-Us en el sentido de la depositación y no se reconocen barreras que impiden el paso de hidrocarburos en sentido horizontal (Figura 5.12A). Potencialmente, esto podría deberse al pasaje texturalmente gradual de su tamaño de grano desde las fajas de facies de Fo a Us. Sin embargo, si se reconoce un marcado descenso en la porosidad en sentido vertical. Este cambio abrupto coincide con el pasaje de facies desde Us a Ls y se da a través de una barrera cuya expresión geométrica es horizontal y que impide la migración de hidrocarburos en sentido vertical (Figura 5.12A). La presencia de esta barrera es la expresión de la superficie erosiva de diastema de *surf* que separa los depósitos de Us de Ls y que marca un descenso del tamaño de grano desde el Us al Ls (Figura 5.7A).



Con un poco más de detalle, la propiedad Volumen Conectado permite constatar el grado de conectividad en un modelo. En el modelo con barras, se puede observar una baja compartimentalización asociada a la expresión geométrica de cada asociación de facies, de forma horizontal tanto en el sentido perpendicular como paralelo al rumbo depositacional del sistema (Figura 5.13A). Prácticamente, cada asociación de facies conforma un volumen internamente conectado. Además, en este modelo, en las asociaciones de facies con mayor porosidad (Fo-U) no hay desarrollo de heterogeneidades internas inclinadas, y por lo tanto el volumen puede estar conectado a través de estas asociaciones de facies que constituirían las mejores facies reservorio.

En el segundo escenario de modelado, correspondiente a clinofomas de *shoreface* con un tipo de costa reflectiva sin desarrollo de barras, la distribución de las mayores porosidades se corresponde con los depósitos de mayor tamaño de grano (Fo, Us, Ls) los cuales se distribuyen siguiendo la inclinación de las clinofomas, delimitando clinotemas (Figura 5.12B). Particularmente, los *foresets* (Fo-U) poseen los mejores valores de porosidad los cuales van disminuyendo en forma gradual hacia el *bottomset* (Ls) acompañando un sentido proximal-distal en el sentido de la depositación (Figura 5.12B).

En este modelo, la propiedad de Volumen Conectado permite visualizar conspicuamente que todo el paquete de asociaciones de facies de Fo-U, donde se encuentran los valores más altos de porosidad y consecuentemente las mejores facies reservorio, las superficies que limitan los clinotemas internos del bedset superior son superficies que disminuyen sustancialmente la conectividad, aumentando fuertemente el grado de compartimentalización del reservorio en facies de Fo-U (Figura 13B). Las clinofomas que delimitan cada clinotema, son superficies levemente erosivas, que coinciden con cambios sutiles en la granulometría de los depósitos y por consiguiente en los valores de porosidad (la porosidad pasa de colores cálidos-altos valores de porosidad- a colores fríos-bajos valores de porosidad- desde el *foreset* al *bottomset*). De esta forma, estas superficies (y los depósitos directamente asociados a estas) podrían constituir barreras/retardadores para el paso horizontal de los hidrocarburos delimitando compartimentos de reservorio (Figura 5.13B).

Por lo tanto, el modelado como reservorios de hidrocarburos de clinofomas de *shoreface* bajo configuraciones de tipo de costas disipativas con desarrollo de barras muestra heterogeneidades internas en su evolución de medio término que se traduce en una distribución de porosidades que acompañan la expresión horizontal de facies disminuyendo la porosidad levemente en sentido proximal distal. Además, las facies de Fo-U pueden desarrollar sutiles y

discontinuas heterogeneidades internas con superficies horizontales y que potencialmente puedan favorecer la conectividad horizontal en detrimento de la conectividad vertical. Contrariamente, cuando los sistemas de *shoreface* están sujetos a configuraciones de costas reflectivas, sin barras, desarrollan clinofomas como heterogeneidades internas que delimitan clinotemas. En estos casos, la distribución de porosidades acompaña la expresión geométrica de las clinofomas, que al ser superficies que constituyen barreras al paso de los hidrocarburos en el sentido horizontal aumentando fuertemente el grado de compartimentalización del reservorio.

### 5.3.3.2 Eficiencia de volumen conectado y diseño de pozos

El diseño de producción de un yacimiento puede variar en función de las características del reservorio a explotar. Entre otras cosas, puede depender de la saturación de agua, de la saturación de hidrocarburos, de la presión del reservorio en subsuelo, de la porosidad y permeabilidad del reservorio, así como también del factor de recuperación de formación (Bentley et al., 2014). Sin embargo, el grado de compartimentalización, el cual está directamente relacionado a el grado de heterogeneidad interna del reservorio juega, en la mayoría de los casos, un papel destacado (Howell et al., 2008a, b).

El volumen de hidrocarburos que se puede extraer de un reservorio, entre muchos otros factores, depende del volumen de drenaje de cada pozo (Ciftci et al., 2004). El volumen de drenaje ideal de un pozo es el volumen del intervalo de reservorio en el área de drenaje de ese pozo (Figura 5.14B, D). Sin embargo, en realidad los pozos drenan solamente su verdadero volumen de drenaje que es el volumen de los compartimentos del reservorio que son interceptados por el pozo (Figura 5.14C, E). El volumen de drenaje real asume que los compartimentos del reservorio están limitados por superficies de barrera que impiden la migración de hidrocarburos y por lo tanto aumentan el grado de compartimentalización del reservorio (Figura 5.14C, E) lo cual se puede aplicar para diseños de pozos verticales y horizontales (Figura 5.14B, D).

Existen en la literatura trabajos donde se comparan los volúmenes de drenaje real e ideal. Por ejemplo, Ciftci et al. (2004) realizaron una evaluación volumétrica modelando un mismo reservorio con distinto grado de heterogeneidad interna y compartimentalización. El análisis volumétrico realizado por Ciftci et al. (2004) se basó en comparar el volumen de drenaje ideal con el volumen de drenaje real en reservorios arenosos con alto grado de heterogeneidad interna. La relación entre un volumen de drenaje ideal y el volumen de drenaje real es lo que se conoce como la eficiencia de drenaje del reservorio (Ciftci et al., 2004) y es función del área de drenaje y del distanciamiento entre pozos. Si se mantiene constante el distanciamiento entre

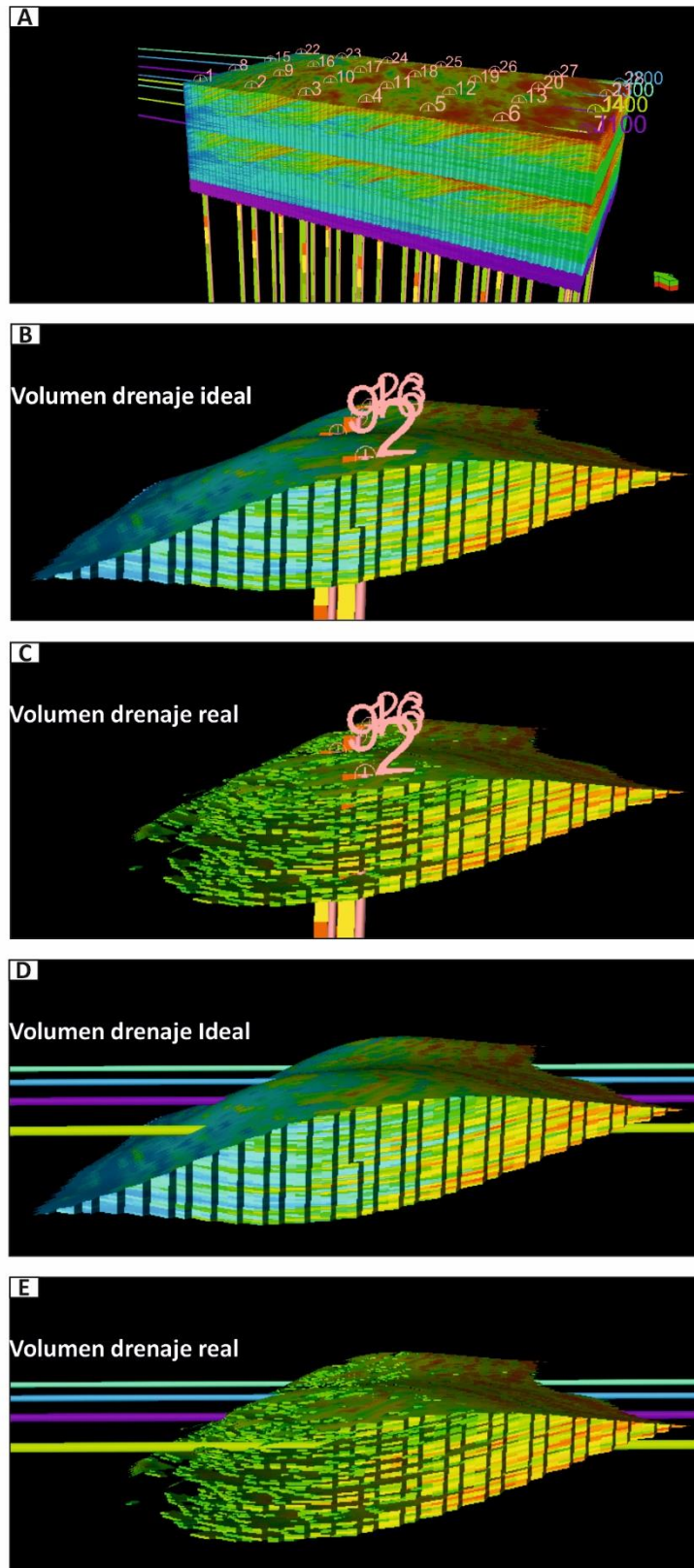


Figura 5.14. Eficiencia de drenaje. A) Distribución equidistante y constante de pozos verticales y horizontales. El volumen de hidrocarburos que se puede drenar de un reservorio depende del volumen de drenaje de cada pozo. La eficiencia de drenaje de un reservorio es la relación entre el volumen de drenaje ideal (B-D) y el volumen de drenaje que realmente se puede extraer de cada pozo (C-E) el cual considera el volumen del reservorio delimitado por las heterogeneidades internas del reservorio. B-C) diseño de pozo vertical. D-E) Diseño de pozo horizontal.

pozos y se varía el área de drenaje, entonces se puede analizar la eficiencia de drenaje e identificar cuál es el óptimo distanciamiento entre pozos.

En un estadio de explotación inicial, considerando un escenario en el que el reservorio a explotar consiste en clinofomas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa disipativa, es de esperar que el grado de compartimentalización sea relativamente bajo, en un escenario de alta conectividad (Figura 5.13A). Eso puede deberse a que el reservorio no cuente con heterogeneidades internas que desarrollen clinotemas que puedan aumentar fuertemente el grado de compartimentalización de este (Howell et al., 2008a, b; Jackson et al., 2013; Isla et al., 2018a, 2020a, b). Los resultados recopilados de la literatura sugieren que un diseño de explotación con pozos verticales puede ser suficientemente eficiente para este tipo de reservorios, incluso con grandes espaciados entre pozos productores (Ciftci et al., 2004; Howell et al., 2010; Enge y Howell, 2010) y, por lo tanto, este escenario no será evaluado.

Por otra parte, considerando un escenario en el que el reservorio a explotar sea consistente con el desarrollo de clinofomas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa reflectiva, es de esperar que este tipo de reservorios cuenten con un mayor grado de compartimentalización que en el escenario anterior (Isla et al., 2018a, 2020a, b) (Figura 5.13B). El mayor grado de compartimentalización es producto de una heterogeneidad interna asociada a que las facies reservorio se disponen en paquetes de *foreset* (Isla et al., 2018a, 2020a, b). En esta configuración es de esperar que el volumen de drenaje real se aleje bastante del volumen de drenaje ideal (Figura 5.14). En este contexto, resulta interesante, entonces, evaluar el impacto que pueden tener la presencia de clinofomas en la eficiencia de drenaje en un reservorio con clinofomas de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa reflectiva.

El análisis volumétrico que compara el volumen de drenaje ideal y el volumen de drenaje real en el sistema de *shoreface* bajo una configuración de tipo de costa reflectiva muestra que se pueden desarrollar diferencias significativas entre ambos valores, impactando drásticamente en la eficiencia del drenaje (Figura 5.15). Por ejemplo, considerando un diseño de pozos verticales se pueden observar que existe una diferencia importante entre el volumen de drenaje ideal y el volumen de drenaje real ya que para una mismo radio de drenaje se drena un menor volumen real debido al impacto de las clinofomas (Figura 5.15A). Los resultados de comparar volumetrías de volumen de drenaje considerando el volumen de drenaje real sugieren que se puede drenar, por ejemplo, para un radio de drenaje de 125 m (radio de drenaje alto y pequeño espaciado de pozos) prácticamente un 60% menos de volumen. Además, la tendencia en la diferencia de volumen drenado ideal y real sugiere que a menor radio de drenaje (mayor

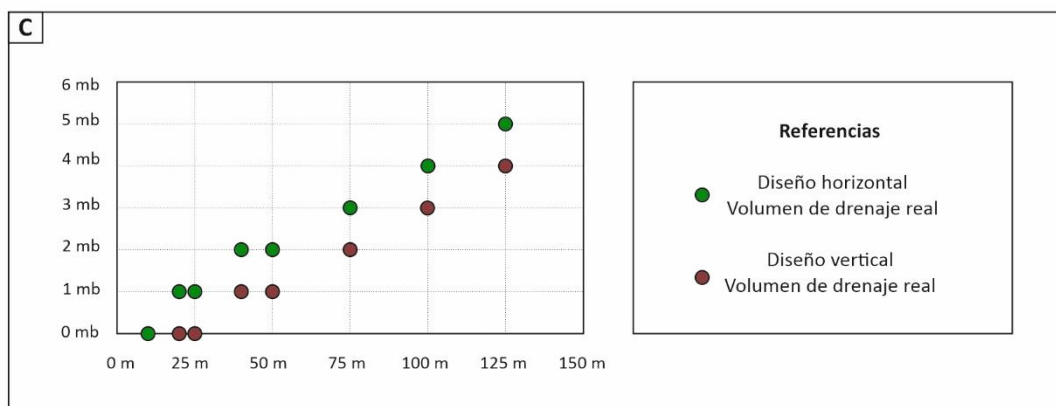
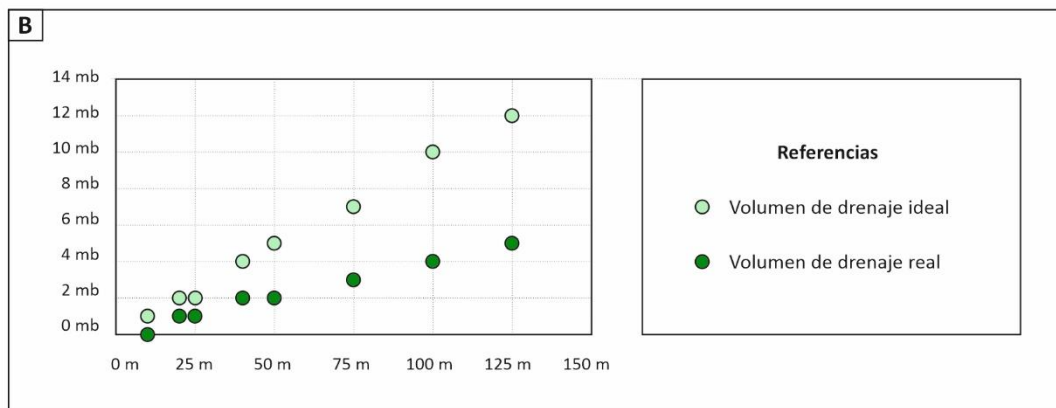
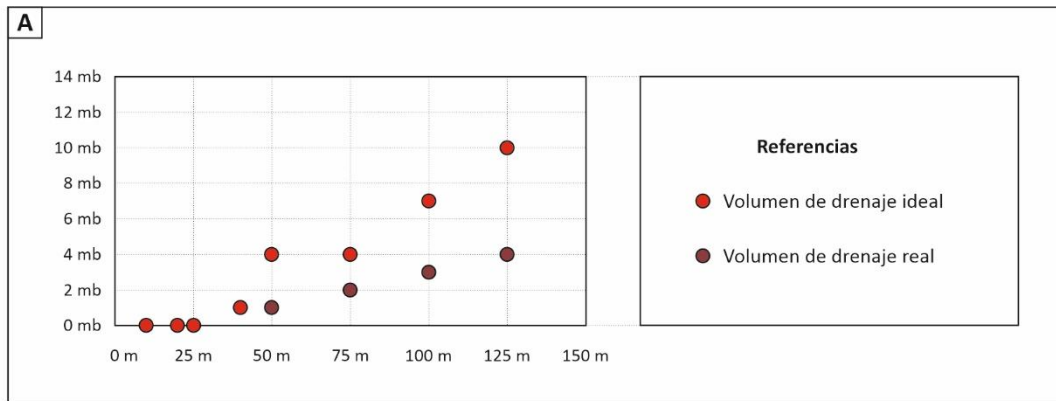


Figura 5.15. Análisis volumétrico en un reservorio de cliniformas de *shoreface* de tipo de costa reflectiva para evaluar la eficiencia de drenaje con un diseño de pozos verticales respecto de pozos horizontales. El espaciado entre pozos se mantiene constante y se varía el radio de drenaje para identificar qué diseño y con qué espaciamiento entre pozos se obtiene la mayor eficiencia de drenaje. A) Volumetría con diseño de pozos verticales comparando volumen de drenaje ideal y volumen de drenaje real. B) Volumetría con diseño de pozos horizontales comparando volumen de drenaje ideal y volumen de drenaje real. C) volumetría con diseño de pozos verticales y horizontales comparando volumen de drenaje real. Notar la mayor eficiencia del diseño de pozos horizontales con radios de drenaje de 125 m. Eje vertical volumen de drenaje medido en millones de barriles. Eje horizontal radio de drenaje.

espaciado entre pozos) la diferencia de volumen en términos porcentuales es cada vez menor. A su vez, también se puede notar que a menor radio de drenaje el volumen es cada vez menor en ambos casos (Figura 5.15A).

Considerando un diseño de pozos horizontales la diferencia de volumen conectado para un volumen de drenaje ideal y volumen de drenaje real también muestra diferencias significativas. Por ejemplo, para un mismo radio de drenaje de 125 m (radio de drenaje grande y pequeño espaciado de pozos) se puede drenar hasta un 60% menos de volumen (Figura 5.15B). A su vez, se puede sugerir que la diferencia entre volumen de drenaje ideal y real tiende a aumentar en términos porcentuales a medida que se reduce el radio de drenaje y aumenta el espaciado entre pozos. A su vez, se observa que a menor radio de drenaje se drena menos volumen (Figura 5.15B).

Por último, se puede comparar el volumen de drenaje real para un diseño de pozos verticales contra un volumen de drenaje real considerando diseño de pozos horizontales (Figura 5.15C). La comparación de diseño de pozos verticales contra un diseño de pozos horizontales sugiere que pueden existir diferencias sustanciales en las que para un mismo radio de drenaje (p.ej. 50 m) se puede drenar el doble de volumen considerando un diseño de pozos horizontales (Figura 5.15C). Por lo tanto, un diseño de explotación con pozos horizontales, los cuales a su vez utilizan un significativo menor número de pozos que en el diseño vertical (8 pozos y 28 pozos, respectivamente) sería el diseño más eficiente para este tipo de reservorios con clinofomas a escala de intraparasecuencia, incluso con grandes distanciamientos entre pozos.

Para un diseño de explotación utilizando pozos horizontales, la preocupación más importante es el rumbo de la superficie que limita el compartimento, es decir, el rumbo de la clinofoma. Estudios sugieren que a medida que la orientación del pozo se desvía respecto del rumbo de una superficie inclinada en este caso las clinofomas, y se acercan a la dirección de máxima inclinación de la superficie inclinada la eficiencia aumenta (Ciftci et al., 2004). Esto sugiere que la eficiencia máxima es alcanzada cuando el pozo de diseño horizontal es orientado en la dirección de la inclinación de la clinofoma que es la que asegura conectar un mayor número de compartimentos. Incluso, un diseño de explotación con pozos horizontales con una pobre orientación puede ser más eficiente contactando un mayor número de compartimentos que un diseño con pozos verticales.

Por otra parte, una fuerte compartimentalización no es solamente un problema a la hora de drenar un volumen determinado, sino también un problema a la hora de inundar un compartimento para poder revitalizar la presión del reservorio. La selección de un plan de

inundación, por ejemplo, por agua para aumentar la presión del reservorio es determinada por un conjunto de factores que son únicos a cada reservorio (Howel et al., 2008a, b; Bentley et al., 2014). Sin embargo, se pueden plantear algunas generalizaciones a la hora de considerar las superficies de heterogeneidad interna que aumentan la compartimentalización del reservorio en el escenario de sistema de *shoreface* de costa reflectiva.

En el caso de un desarrollo inicial con pozos verticales, el patrón de la inyección de agua debería ser diseñado considerando en barrer la mayor cantidad petróleo dentro de cada clinotema, los cuales delimitan cada compartimento del reservorio. Además, la inyección de agua debería considerar la conectividad internamente a cada compartimento. La expresión geométrica en planta dentro de cada compartimento delimitado por clinofomas sugiere que particularmente los *bottomsets* de cada clinotema podrían conformar zonas de barrera de flujo dentro del clinotema (5.14C, E). En este escenario, sería recomendable, que para drenar un mismo clinotema con un diseño de pozos verticales, se alternen en una misma fila, pozos productores e inyectores los cuales inunden con agua desde los *bottomsets* hacia los *foresets*, es decir, en contra del sentido de la depositación y paralelos al rumbo de la clinofoma (Ciftci et al., 2004; Howell et al., 2008a, b) (Figura 5.16A). Además, así como los pozos horizontales podrían ser el medio más efectivo para la explotación de hidrocarburos en un reservorio con una fuerte heterogeneidad interna, un campo petrolero que es inicialmente desarrollado con pozos verticales también podría mejorar las tasas de producción con la perforación de pozos horizontales. En este caso, los pozos verticales existentes podrían ser convertidos en pozos inyectores de agua y los pozos horizontales en pozos productores (Figura 5.16B).

## 5.4. Discusión-Perspectivas Futuras

Los resultados alcanzados en este capítulo respecto del impacto que pueden tener las clinofomas de *shoreface* en la exploración y desarrollo de hidrocarburos pudieron no solamente generar conciencia respecto de un espectro de escenarios posibles a distintas escalas (parasecuencia e intraparasecuencia) sino también mostrar que el conocimiento de las clinofomas en etapas de exploración y desarrollo puede constituirse como una herramienta predictiva de gran valor. Además, los resultados del estudio a distintas escalas aportan una fuente de datos que pueden servir como punto de partida para trabajos futuros de distinto tipo.

El trabajo a escala de parasecuencia considerando un conjunto de 57 anchos de fajas de facies, y tamaño de grano correspondiente, que pueden constituir los segmentos de *foreset* de clinofomas de *shoreface* puede ser enriquecido mediante la incorporación de más datos de anchos de fajas de facies, para abordar a predicciones cada vez más robustas y sistemáticas que

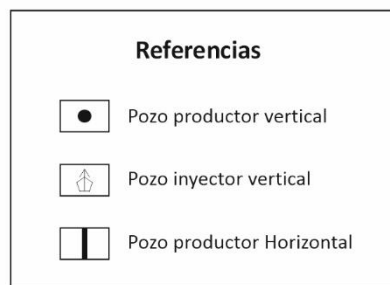
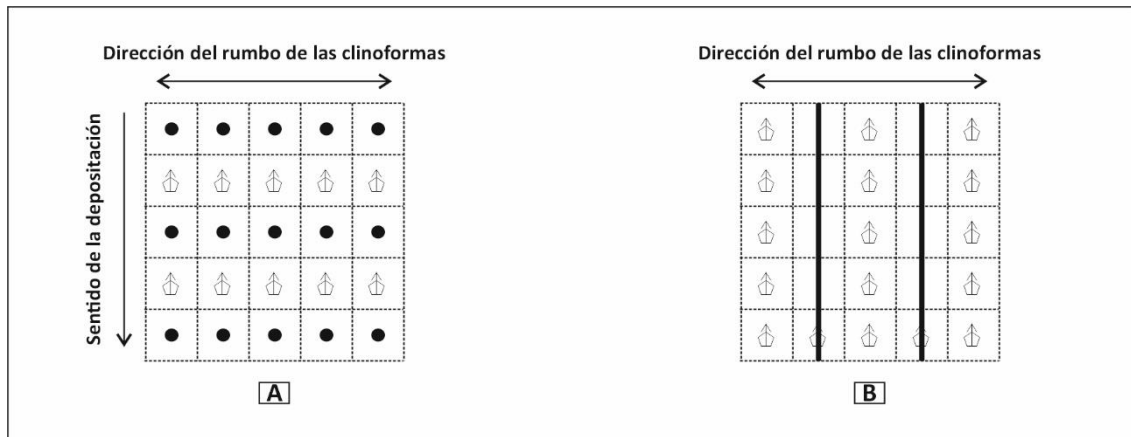


Figura 5.16. Representación esquemática de diseños de inyección vistos en planta en reservorios de clinoformas de *shoreface* de alta heterogeneidad. A) En el caso de un desarrollo inicial por pozos verticales, sería recomendable, que para drenar un mismo clinotema con un diseño de pozos verticales, se alternen en una misma fila, pozos productores e inyectores los cuales inundan con agua desde los *bottomsets* hacia los *foresets*, es decir, en contra del sentido de la depositación y paralelos al rumbo de la clinoforma. B) Sin embargo, considerando que los pozos horizontales podrían ser el medio más efectivo para la explotación de hidrocarburos en reservorio con una fuerte heterogeneidad interna, un campo petrolero que es inicialmente desarrollado con pozos verticales también puede mejorar las tasas de producción con la perforación de pozos horizontales. En este caso, los pozos verticales existentes podrían ser convertidos en pozos inyectores de agua y los pozos horizontales en pozos productores.



permitan aumentar todavía más el grado de ajuste de las predicciones de ancho de faja de facies, con su potencial impacto en parámetros como la relación *Net:Gross*.

Por otra parte, el estudio a escala de detalle (intraparasecuencia) de clinofomas de *shoreface* permitió visualizar el impacto, de manera conceptual, del espectro de la heterogeneidad interna de las clinofomas para poder entender cuáles son las implicancias de considerar o no a los clinotemas internos que pueden presentar las sucesiones de estos sistemas de acumulación. El estudio a esta escala permitió la comparación de dos modelos geocelulares estáticos que todavía pueden ser más complejos. Por ejemplo, las clinofomas de *shoreface* en su evolución de medio término pueden ser analizadas en términos de intraparasecuencia o *bedset* (Van Wagoner et al., 1990). Sin embargo, con más detalle, estudios recientes sugieren que se podría aumentar aún más el nivel de resolución del abanico de escalas temporales que pueden ser abordados a esta escala en casos de preservación excepcional (Isla et al., 2018a; Ainsworth et al., 2019). En este sentido, el intervalo temporal a escala de intraparasecuencia puede ser discriminadas en términos de complejos de *bedsets* (equivalentes a *bedsets* de Van Wagoner et al., 1990) y *bedsets* (en el sentido de Isla et al., 2018a), respectivamente, lo que permitiría conceptualizar incluso con mayor resolución la expresión geométrica de los depósitos resultantes.

En este sentido, existen evidencias de reconstrucciones de sistemas de acumulación de detalle que consideran la variación lateral de anchos de fajas de facies reconstruidos en planta a escala de *bedset* (Isla et al., 2018a). Las reconstrucciones en planta mencionadas exhiben la variación de la extensión en sentido lateral (paralelo al rumbo de la línea de costa) en la cual se constata una posible variación de entre 10-15° de la orientación de la línea de costa, provocando también el cambio en la orientación del gradiente depositacional, y por lo tanto el cambio en la orientación de las clinofomas potencialmente presentes. Incluso, dentro de una misma parasecuencia, esto podría ocurrir a través de sucesivos *bedsets*, provocando que en una parasecuencia deban ser consideradas distintas orientaciones de la línea de costa a escala de *bedset* cuando se modelen clinofomas de *shoreface*. De esta forma, los cambios de orientaciones en la línea de costa a escala de *bedset* no solamente impactarían en la expresión geométrica de la heterogeneidad interna de un clinotema de mayor escala, sino también en la orientación diferencial de las potenciales clinofomas presentes y en el rango espacial en el que actúan los procesos dentro de una parasecuencia, es decir, las facies. Por otra parte, tomar conciencia de la variabilidad espacial en las facies, en la orientación de la línea de costa y en la orientación de las clinofomas también puede alertar respecto de la importancia de los límites de cada *bedset*. Típicamente, los límites de *bedset* han sido identificados por estar asociados a

marcados cambios en la intensidad de la bioturbación de los depósitos, el amalgamamiento de capas de tormenta y o cementación diferencial (Isla et al., 2018a).

Además, tanto el abanico de escenarios, así como el grado de detalle de resolución temporal se pueden retomar para realizar estudios en función de intereses específicos para entender las implicancias que pueden tener, por ejemplo, las superficies cronoestratigráficas a escala de microdetalle. Las superficies cronoestratigráficas pueden desempeñar distintos roles (barreras, retardadores o vías de migración) en función de aspectos diagenéticos que permitan aumentar o reducir aspectos vinculados a la permeabilidad y porosidad de las mencionadas superficies. Por lo tanto, evaluar la naturaleza de las superficies de *bedset* (y sus depósitos asociados) es importante ya que pueden causar un impacto sustancial en la migración de hidrocarburos en el reservorio.

A lo largo del desarrollo de este capítulo, queda planteado entonces no solo el impacto sobre la caracterización de reservorios de hidrocarburos en clinofomas de *shoreface* en distintas etapas de proyectos tanto de exploración o desarrollo, sino también posibles líneas de trabajo con perspectivas futuras. Como resultado evidente, se ha podido evaluar la estrategia de modelado de clinofomas de *shoreface* y el impacto de la heterogeneidad interna para proponer distintos escenarios de diseños de pozos que implican pozos verticales y/u horizontales en función del espaciado entre pozos en etapas iniciales y avanzadas de desarrollo de yacimientos. Sin embargo, quedan líneas abiertas que resulta interesante investigar respecto de evaluar dinámicamente los escenarios presentados aquí mediante, por ejemplo, simulaciones numéricas y considerar estos escenarios en función del tiempo con curvas de producción para obtener mayor certidumbre todavía en la toma de decisiones en la industria de la energía. Estos escenarios podrían involucrar la obtención de parámetros petrofísicos reales, curvas de producción histórica, ensayos pilotos, diseños de distintas área de drenaje con incorporación de patrones de fractura de reservorios.

Por otra parte, en escenarios globales actuales en los cuales la sociedad muestra cada vez más impulso en reducir la huella de carbono, será necesario evaluar las potenciales implicancias de inyección de gases que ayuden almacenar emisiones de gases de efecto invernadero, para lo cual, las tareas desarrolladas en este capítulo, pueden ser un buen punto de partida.

De todas formas, a partir del presente estudio se alcanzó un mayor conocimiento sobre el amplio abanico de las características particulares que pueden presentar reservorios con clinofomas de *shoreface*, el impacto que esto tiene en el modelado de este tipo de depósitos,

así como también exhibir un caso de estudio que puede ser aplicado directamente a una cuenca sedimentaria que cada vez reviste más interés como cuenca productiva de hidrocarburos. De esta manera, también se demuestra como la diferenciación e integración de distintas escalas de los depósitos sedimentarios resulta clave para lograr reconstrucciones geológicas más realistas, que sean útiles para disminuir la incertidumbre en escenarios de subsuelo.

# Consideraciones finales

Capítulo 6

**Jeronimo Juan Zuazo**

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICET

## 6.1. Consideraciones finales

En esta tesis doctoral se ha considerado a las clinofomas como objeto de estudio. La caracterización de clinofomas a distintas escalas, utilizando para cada caso distintos sets de información y metodologías específicas, ha sido empleada para generar reconstrucciones del perfil depositacional de un mar epicontinental antiguo en distintas etapas de su evolución. Además, el uso de las clinofomas para reconstruir el perfil depositacional marino demostró ser una útil herramienta para la toma de decisiones en la construcción de modelos depositacionales conceptuales predictivos a distintas escalas que puede tener impacto en etapas de exploración y desarrollo.

En primer lugar, se realizó una revisión del estado del conocimiento actual de las clinofomas y se utilizó una clasificación actualizada para la estructuración de la tesis, que es función de las distintas escalas del objeto de estudio. Luego se caracterizaron y se clasificaron clinofomas de *shoreface*, clinofomas subácueas y clinofomas de margen de plataforma, al tiempo que también se consideraron los principales factores que controlan el desarrollo y evolución de las distintas clinofomas. Por su parte, la caracterización morfométrica de clinofomas asociadas a distintas sucesiones temporales permitió refinar la configuración marina del perfil depositacional del Mar Neuquino en distintos estadios de su evolución.

Así se llegó a la conclusión de que este sistema marino pudo tener a través del tiempo distintos perfiles depositacionales que incluyen: 1) clinofomas de línea de costa con profundidades máximas de entre 20 y 60 m (Hauteriviano Temprano), 2) clinofomas deltaicas compuestas dada por clinofomas de línea de costa y clinofomas subácueas con profundidades que alcanzaban los 150 m (Hauteriviano Tardío) y, 3) clinofomas de margen de plataforma cuyos sectores más distales habrían superado los 400 m de profundidad (Titoniano-Valanginiano). Este amplio rango paleobatimétrico del Mar Neuquino para configuraciones marinas distales resultó ser conspicuamente más profundo en distintas etapas de su evolución a través del tiempo de lo que comúnmente se sugería en la literatura (los cuales generalmente se asumen no superan los 200 m de profundidad).

En forma adicional, y dado que distintas clinofomas pueden coexistir dentro de un perfil depositacional, en este trabajo se reconocieron también tres condiciones diferentes. Para el caso del Hauteriviano Temprano sólo se reconocieron clinofomas de línea de costa sin una comprobada relación distal con otro tipo de clinofoma. Para el caso del Hauteriviano Tardío se constató una directa vinculación entre el sector proximal costero con desarrollo de clinofomas de línea de costa y un sector distal contemporáneo con generación de clinofomas subácueas,

es decir la generación de clinofomas compuestas. Finalmente, para el estadio del Titoniano-Valanginiano se reconocieron las clinofomas más distales (de margen de plataforma), y también se constató la ausencia de clinofomas subácueas, pero aún se desconoce qué tipo de clinofomas podrían estar generadas en el sector costero para este periodo.

Por otra parte, se ha mostrado un análisis del objeto de estudio y su impacto en las problemáticas de la sociedad actual en contextos de eficiencia energética enfocada a la exploración y producción de hidrocarburos. En términos de exploración y desarrollo en configuraciones marinas someras las clinofomas de *shoreface* a escala de intraparasecuencia han demostrado ser un elemento arquitectural que debe ser considerado cuando se construyan modelos geocelulares de reservorios de hidrocarburos. Se han testeado conceptualmente a partir de la construcción de modelos geocelulares de reservorios marinos someros en sistemas de *shoreface* incluyendo y excluyendo clinofomas de *shoreface* de tipo de costas disipativas y reflectivas y se evaluó el potencial impacto en la heterogeneidad interna del reservorio, en la distribución de propiedades petrofísicas, en el distanciamiento de pozos y en la eficiencia de drenaje de hidrocarburos.

Para la configuración del Mar Neuquino, durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano, se ha desarrollado una metodología de trabajo que permitió la reconstrucción, caracterización y parametrización de la expresión geométrica de las clinofomas de *shoreface* con énfasis en el *foreset* que puede ser utilizada en otras sucesiones marinas, fósiles o modernas en otras cuencas sedimentarias. La metodología desarrollada para reconstruir esta configuración se basó en utilizar información de un sistema depositacional de *shoreface* reconstruido de afloramiento, y extraer información de anchos, gradientes y alturas de faja de facies recopiladas de la literatura de 20 sistemas de acumulación de *shoreface* de origen fósil y moderno. En conjunto se conformó un amplio set de datos con 92 de faja de facies. Se obtuvieron 26 anchos de faja de facies del sistema de *shoreface* del Mar Neuquino (Hauteriviano Temprano). De los 20 sistemas de *shoreface* recopilados en la literatura se obtuvieron 66 anchos, altos y gradientes de faja de facies que se distribuyen de la siguiente manera: 20 fajas de *Upper shoreface*, 14 fajas de *Lower shoreface*, 8 fajas de *offshore transition* y 23 fajas de *Offshore*. Se desarrollaron tres estrategias de reconstrucción que permitieron obtener, con distintos grados de libertad, expresiones geométricas de clinofomas de *shoreface*. Las reconstrucciones geométricas de las clinofomas de *shoreface* del Mar Neuquino arrojaron alturas que van desde los 62 m de alto, con gradientes depositacionales de 1,875° y 27,1 km de extensión, hasta 20,4 m de alto, con gradientes de 0,815° y 26,8 km de extensión. Además, se pudieron discriminar dos tipos de *foreset* de clinofomas de *shoreface*. Los *foreset* tipo I pueden estar conformados por facies de

*Upper shoreface*, *Lower shoreface* y *Offshore transition*, implicando que no todo el *foreset* esté conformado íntegramente por depósitos arenosos sino incluso con una fuerte participación de depósitos fangosos. Consecuentemente no todos los *foreset* de esta escala en estos sistemas están conformados por depósitos de *shoreface* implicando que no todos los *foreset* sean necesariamente buenos reservorios. Contrariamente, los *foreset* tipo II pueden estar conformados íntegramente por facies de *Upper shoreface* y *Lower shoreface* y por lo tanto este tipo de *foresets* estaría conformado íntegramente por depósitos de *shoreface* cuyos depósitos podrían ser íntegramente arenosos. Consecuentemente este tipo de *foresets* en esta escala de clinofomas en estos sistemas podrían ser buenos reservorios de hidrocarburos.

En la configuración del Mar Neuquino, durante el Hauteriviano Tardío se utilizaron dos transectas de sección sísmica de subsuelo para realizar un análisis morfométrico de clinofomas que permitió reconocer clinofomas subácueas. El análisis morfométrico consistió en la identificación de *rollovers* y parametrización de 29 *foresets* con la obtención de alto, ancho y gradientes de cada *foreset*. Además, a partir de información de fragmentos de *cuttings* de testigos coronas permite asociar los *foresets* a facies de grano predominantemente fino sin presencia de sedimentación que sugiera un cambio en las condiciones de sedimentación producto de un importante cambio en la pendiente como un quiebre de plataforma que pueda provocar la presencia de sedimentos producto de flujos gravitacionales, desmoronamientos, etc. Las clinofomas subácuea se caracterizaron a través del análisis morfométrico en dos secciones sísmicas en las cuales se pudieron identificar 29 *foresets* predominantemente fangosos con alturas de *foreset* promedio de 78 m, pudiendo tener alturas máximas y mínimas de 134 m y 20 m, respectivamente. Los anchos promedios son de 14 km con anchos máximos y mínimos de 29 km y 1,4 km, respectivamente. Los gradientes de *foreset* promedios son de 0,38° con gradientes máximos y mínimos de 0,85° y 0,08°, respectivamente. Además, debido a la presencia de sistemas costeros próximos a las clinofomas subácueas caracterizadas existiría una vinculación con sistemas costeros que permite proponer la existencia de clinofomas compuestas de escala deltaica para esta configuración marina del Mar Neuquino

En la configuración del Mar Neuquino, durante el Titoniano-Valanginiano se valió de una transecta de sección sísmica de subsuelo de extensión regional. En esa transecta se realizó un análisis morfométrico de clinofomas en el cual se identificó la posición de *rollovers* y se parametrizaron *foresets* (alto, ancho y gradiente) de clinofomas de escala de margen de plataforma con facies de plataforma, quiebre de plataforma y fondo de cuenca. Se identificaron 82 *foresets* con alturas promedios de *foreset* 157 m, con alturas máximas y mínimas de 400 m y 21 m, respectivamente. Los anchos de *foreset* promedio son de 12,9 km con anchos máximos de

51 km y 3,5 km, respectivamente. Los gradientes de *foreset* promedio son de 0,79°, con gradientes máximos y mínimos de 2,5° y 0,16°, respectivamente. Además, a través de los 82 *foresets* analizados se pudo discriminar en dos tipos de *foreset*. Los *foreset* tipo A se caracterizaron por ser altos, anchos y empinados con una potencial proporción de facies de talud, y bajas proporciones de facies de corriente de contorno los cuales se podrían asociar a mayor contenido de TOC, alta porosidad y por lo tanto mejor calidad como reservorio no convencional. Contrariamente, los *foreset* tipo B se caracterizaron por ser bajos, angostos y de suave inclinación potencialmente con alta proporción de facies de corrientes de contorno, baja proporción de facies de talud, bajo contenido de materia orgánica, baja porosidad y por lo tanto menor calidad como reservorios no convencionales.

Finalmente se consideraron los efectos de la arquitectura interna y presencia de clinofomas a una escala de alta resolución (intraparasecuencia), considerando que los sistemas de *shoreface* pueden desarrollarse bajo una configuración de tipo de costa disipativa (sin desarrollo de clinofomas internas) o bajo configuraciones de tipo de costa reflectiva (con desarrollo de clinofomas internas). Así, se procedió a modelar la heterogeneidad interna que pueden tener las clinofomas de *shoreface* a escala de intraparasecuencia mediante metodologías de modelado geocelular estático. Se constató las diferencias en el grado de conectividad interna a escala de intraparasecuencia en un sistema de *shoreface* siendo que el sistema desarrollado bajo condiciones de tipo de costa reflectiva tendría menor conectividad. Además, se analizaron estrategias de desarrollo para evaluar la eficiencia ideal en sistemas de *shoreface* de tipo de costa reflectiva, con desarrollo de heterogeneidades internas a escala de intraparasecuencia (clinofomas) considerando diseños de pozos verticales y horizontales mediante análisis volumétricos. El análisis volumétrico concluyó en diferencias sustanciales en la eficiencia cuando se utilizan diseños de pozos horizontales los cuales demostraron ser significativamente más eficientes conectando más volumen con un menor número de pozos (8 pozos) que con un diseño de pozos verticales (28 pozos).

En síntesis, esta tesis doctoral ha podido caracterizar los atributos morfométricos de clinofomas de distinta escala para entender mejor la configuración marina de un mar epicontinental. El Mar Neuquino a través del Titoniano-Hauteriviano Tardío ha tenido distintas configuraciones del perfil depositacional marino pudiendo tener diferencias significativas en la paleobatimetría desde decenas de metros hasta pocos cientos de metros de paleopropundidad en el periodo de tiempo mencionado. La caracterización de clinofomas marinas en dicho mar, permitió construir herramientas predictivas de sistemas de acumulación para asistir en escenarios de exploración y desarrollo a través del estudio de clinofomas a distintas escalas



cuyos resultados pueden ser utilizados en otras cuencas marinas del mundo. Además, las metodologías de reconstrucción de clinoformas utilizadas a lo largo de esta tesis, y particularmente las que han sido originalmente diseñadas y desarrolladas específicamente en el capítulo 3 que permiten reconstruir la expresión geométrica del perfil depositacional marino cuando la visualización de las clinoformas en el registro facial, tanto de afloramiento o subsuelo, no es evidente, pueden ser utilizadas en otras sucesiones marinas en otras cuencas sedimentarias del mundo resaltando aún más el valor temático y metodológico de este trabajo.

# Bibliografía

Jeronimo Juan Zuazo

TESIS DOCTORAL UNLP-FCNyM-CIG-CONICET

- Adams, E. W., & Schlager, W. (2000). Basic types of submarine slope curvature. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4), 814-828.
- Ainsworth, R. B., Flint, S. S., & Howell, J. A. (2008). Predicting coastal depositional style: influence of basin morphology and accommodation to sediment supply ratio within a sequence stratigraphic framework.
- Ainsworth, R. B., Vakarelov, B. K., & Nanson, R. A. (2011). Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: toward improved subsurface uncertainty reduction and management. *AAPG bulletin*, 95(2), 267-297.
- Alexander, C. R., DeMaster, D. J., & Nittrouer, C. A. (1991). Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting: the Yellow Sea. *Marine Geology*, 98(1), 51-72.
- Algeo, T.J., Heckel, P.H., Maynard, J.B., Blakey, R.C., Rowe, H., (2008). Modern and ancient epeiric seas and the super-estuarine circulation model of marine anoxia. *Geological Association of Canada Special Paper, Dynamics of Epeiric Seas (48)*, 7–38.
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., Blakey, R.C., Over, D.J., (2007). Hydrographic conditions of the Devonian-Carboniferous North American Seaway inferred from sedimentary Mo-TOC relationships. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (256), 204–230.
- Allen, P.H. y Allen, J.R. (2005) Chapter 9 – subsidence and thermal history. in: *Basin Analysis, Principles and Applications*, 2nd ed (Ed. by P.A. Allen & J.A. Allen), pp. 349–395. Blackwell Publishing, printed and bound in Singapore.
- Amorosi, A., & Milli, S. (2001). Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary geology*, 144(3-4), 357-375.
- Anderson, J. B. (2005). Diachronous development of Late Quaternary shelf-margin deltas in the Northwestern Gulf of Mexico: implications for sequence stratigraphy and deep-water reservoir occurrence.
- Anderson, J. B., Wallace, D. J., Simms, A. R., Rodriguez, A. B., & Milliken, K. T. (2014). Variable response of coastal environments of the northwestern Gulf of Mexico to sea-level rise and climate change: Implications for future change. *Marine Geology*, 352, 348-366.
- Anderson, J. B., Wallace, D. J., Simms, A. R., Rodriguez, A. B., Weight, R. W., & Taha, Z. P. (2016). Recycling sediments between source and sink during a eustatic cycle: Systems of late Quaternary northwestern Gulf of Mexico Basin. *Earth-Science Reviews*, 153, 111-138.
- Anell, I., Midtkandal, I., 2017. The quantifiable clinothem – types, shapes and geometric relationships in the Plio-Pleistocene Giant Foresets Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Basin Res.* 29 (S1), 277–297
- Anthony, E. J., & Blivi, A. B. (1999). Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology*, 158(1-4), 161-176.
- Argüello Scotti, A. (2017). *Origen, arquitectura interna y evolución secuencial del Sistema Eólico Barremiano en el centro-este de la Cuenca Neuquina: modelado tridimensional e implicancias para la caracterización de reservorios de origen eólico* (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).

- Bentley, M., & Smith, S. (2008). Scenario-based reservoir modelling: the need for more determinism and less anchoring. *Geological Society, London, Special Publications*, 309(1), 145-159.
- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. *Facies Models: Response to Sea-Level Change (Eds R.G. Walker and N.P. James), Geological Association of Canada, St Johns*. pp. 157–177.
- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. In: Walker, R.G., Posamentier, H. (Eds.), *Facies Models Revisited*. vol. 84. SEPM (*Society for Sedimentary Geology*) Special Publications, Tulsa, Oklahoma, pp. 237–292.
- Bhattacharya, J.P., Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187–210.
- Bloom, A.L., (1978). *Geomorphology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Boyd, R., Dalrymple, R., & Zaitlin, B. A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4), 139-150.
- Brisson, I. E., Fasola, M. E., & Villar, H. J. (2020). Organic geochemical patterns of the Vaca Muerta Formation.
- Brisón, I., Olea, G., Varadé, R., Vitulli, N., & Bolatti, N. (2000). Control de las variaciones recurrentes de espacio de acomodación en sistemas depositacionales mixtos del Cretácico temprano, Cuenca Neuquina, Argentina. 7<sup>º</sup> Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 53. *Mar del Plata*.
- Brooke, B. P., Huang, Z., Nicholas, W. A., Oliver, T. S., Tamura, T., Woodroffe, C. D., & Nichol, S. L. (2019). Relative sea-level records preserved in Holocene beach-ridge strandplains—An example from tropical northeastern Australia. *Marine Geology*, 411, 107-118.
- Bullimore, S. A., Helland-Hansen, W., Henriksen, S., & Steel, R. J. (2008). Shoreline trajectory and its impact on coastal depositional environments: an example from the Upper Cretaceous Mesaverde Group, northwestern Colorado, USA.
- Burchette, T. P., & Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary geology*, 79(1-4), 3-57.
- Burgess, P. M., & Hovius, N. (1998). Rates of delta progradation during highstands: consequences for timing of deposition in deep-marine systems. *Journal of the Geological Society*, 155(2), 217-222.
- Carey, J. S., Swift, D. J., Steckler, M., Reed, C. W., & Niedoroda, A. (1999). High-resolution sequence stratigraphic modeling 2: effects of sedimentation processes.
- Carozzi, A. V., Orchueta, I. A., & Schelotto, M. R. (1993). Depositional models of the lower cretaceous Quintuco—loma montosa formation, Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16(4), 421-450.
- Carvajal, C., & Steel, R. (2009). Shelf-edge architecture and bypass of sand to deep water: influence of shelf-edge processes, sea level, and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, 79(9), 652-672.
- Carvajal, C., Steel, R., & Petter, A. (2009). Sediment supply: The main driver of shelf-margin growth. *Earth-Science Reviews*, 96(4), 221-248.
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L., & Trincardi, F. (2003). The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: sediment pathways and supply fluctuations. *Marine Geology*, 193(1-2), 61-91.

- Cattaneo, A., Trincardi, F., Asioli, A., & Correggiari, A. (2007). The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset. *Continental Shelf Research*, 27(3-4), 506-525.
- Cattaneo, A., Trincardi, F., Langone, L., Asioli, A., & Puig, P. (2004). Clinoform generation on Mediterranean margins. *Oceanography* 17 (4), 104–117.
- Cevallos, M. F. (2005). Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite kimmeridgiano–tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huinul, Cuenca Neuquina. *Petrotecnia*, 1, 35.
- Ciftci, B. N., Aviantara, A. A., Hurley, N. F., & Kerr, D. R. (2004). Outcrop-based three-dimensional modeling of the Tensleep sandstone at Alkali Creek, Bighorn Basin, Wyoming.
- Clemmensen, L. B., & Nielsen, L. (2010). Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3-4), 281-290.
- Cleveringa, J., 2000. Reconstruction and modelling of Holocene coastal evolution of the western Netherlands. Tesis doctoral, Universidad de Utrecht, Países Bajos.
- Clifton, E. H., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. En: *Facies Models Revisited*, H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.) *SEPM Special Publication* 84, 293-337.
- Clifton, H. E. (2000). Shoreface myths and misconceptions. In *2000 AAPG Annual Meeting, abstract, New Orleans*.
- Comerio, M., Fernández, D. E., Gutiérrez, C., Justiniano, C. B., Estebenet, M. C. G., & Pazos, P. J. (2019). Sedimentary evolution of the marine Agua de la Mula Member (Agrido Formation, Lower Cretaceous) in the central Neuquén Basin: Source areas and paleogeographic considerations from a distal setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102259.
- Correggiari, A., Cattaneo, A., & Trincardi, F. (2005). The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology*, 222, 49-74.
- Cosgrove, G. I., Hodgson, D. M., Poyatos-Moré, M., Mountney, N. P., & McCaffrey, W. D. (2018). Filter or conveyor? Establishing relationships between clinoform rollover trajectory, sedimentary process regime, and grain character within intrashelf clinothems, offshore New Jersey, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 88(8), 917-941.
- Cosgrove, G. I., Poyatos-Moré, M., Lee, D. R., Hodgson, D. M., McCaffrey, W. D., & Mountney, N. P. (2020). Intra-clinothem variability in sedimentary texture and process regime recorded down slope profiles. *Sedimentology*, 67(1), 431-456.
- Curray, J. R. (1964). Transgressions and regressions. *Papers in marine geology*.
- Davidson-Arnott, R., Bauer, B., & Houser, C. (2019). *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge university press.
- Davis R. A. Jr., Hayes, M. O. (1984). What is a wave-dominated coast? *Marine geology*, 60, 313-329.

- Deibert, J. E., Benda, T., Løseth, T., Schellpeper, M., & Steel, R. J. (2003). Eocene clinoform growth in front of a storm-wave-dominated shelf, Central Basin, Spitsbergen: no significant sand delivery to deepwater areas. *Journal of Sedimentary Research*, 73(4), 546-558.
- Denommee, K. C., Bentley Sr, S. J., & Harazim, D. (2018). Mechanisms of muddy clinothem progradation on the Southwest Louisiana Chenier Plain inner shelf. *Geo-Marine Letters*, 38(3), 273-285.
- Desjardins, P., Achong, C., & Zhou, L. (2014). Mudstone reservoir characterization workflows: core calibrated Electrofacies and geochemical-geomechanical cluster analyses. In *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, extended abstracts* (pp. 197-202).
- Desjardins, P., Fantín, M., Tomassini, F. G., Reijenstein, H., Sattler, F., Domínguez, F., ... & Minisini, D. (2018). Chapter 2: Regional seismic stratigraphy. *Regional Cross Section of the Vaca Muerta Formation, Integration of Seismic, Well Logs, Cores and Outcrops: Instituto Argentino del Petroleo y del Gas, Buenos Aires*, 5-22.
- Desjardins, P., Fantín, M., Tomassini, F. G., Reijenstein, H., Sattler, F., Domínguez, F., D... & Minisini, D. (2016). Capítulo 2: Estratigrafía sísmica regional. *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta (IAPG), Buenos Aires*, 5-22.
- Dillenburg, S. R., Hesp, P. A., Angulo, R. J., Souza, M. C. D., & Lessa, G. C. (2009). The Holocene barrier systems of Paranaguá and northern Santa Catarina coasts, southern Brazil. *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*, 135-176.
- Dominguez, R. F., & Catuneanu, O. (2017, August). Regional stratigraphic framework of the Vaca Muerta–Quintuco system in the Neuquén embayment, Argentina. In *XX Congreso Geológico Argentino*.
- Domínguez, R. F., Catuneanu, O., Reijenstein, H. M., Notta, R., & Posamentier, H. W. (2020). Sequence stratigraphy and the three-dimensional distribution of organic-rich units.
- Domínguez, R. F., Cristallini, E., & Leanza, H. A. (2017, August). Evolución tectono-sedimentaria del Sistema Vaca-Muerta Quintuco (Tithoniano a Valanginiano inferior) en el Engolfamiento Neuquino. In *Argentina: Simposio de la Geología de la Formación Vaca Muerta. 20 Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Argentina* (pp. 7-11).
- Domínguez, R. F., Paulin, S., Constanzia, M. J., Askenazi, A. D., & Seoane, F. N. (2014). Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta–Quintuco en el sector central de la cuenca Neuquina. In *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Mendoza, Argentina*.
- Dunbar, G. B., & Barrett, P. J. (2005). Estimating palaeobathymetry of wave-graded continental shelves from sediment texture. *Sedimentology*, 52(2), 253-269.
- Enge, H. D., & Howell, J. A. (2010). Impact of deltaic clinothems on reservoir performance: Dynamic studies of reservoir analogs from the Ferron Sandstone Member and Panther Tongue, Utah. *AAPG bulletin*, 94(2), 139-161.
- Fantín, M., & González, R. (2014). Primeros Pasos en la Evaluación de Vaca Muerta como Reservorio No-Convencional en el Bloque El Trapial. In *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Mendoza, Argentina*.

- Fantin, M., Crousse, L., Cuervo, S., Vallejo, D., Gonzalez Tomassini, F., Reijenstein, H., & Lipinski, C. (2014, August). Vaca Muerta Stratigraphy in central Neuquén Basin: Impact on emergent unconventional project. In *SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference*. OnePetro.
- Fernández, M., Verzi, H., & Sanchez, E. (2003, September). Actividad Tectónica Y Evolución Sedimentaria De Los Depósitos Tithoniano/Valanginiano Temprano, Porción Oriental De La Cuenca Neuquina–Argentina. In *8th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas* (pp. cp-33). EAGE Publications BV.
- Fernández-Salas, L. M., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Del Río, V. D., Zazo, C., Lobo, F. J., ... & Lario, J. (2009). Land–sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology*, *104*(1-2), 4-11.
- Field, M. E., & Roy, P. S. (1984). Offshore transport and sand-body formation; evidence from a steep, high-energy shoreface, southeastern Australia. *Journal of Sedimentary Research*, *54*(4), 1292-1302.
- Franzese, J. R., & Spalletti, L. A. (2001). Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, *14*(3), 257-270.
- Franzese, J. R., Veiga, G. D., Schwarz, E., & Gómez-Pérez, I. (2006). Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, *163*(4), 707-721.
- Fruergaard, M., Johannessen, P. N., Nielsen, L. H., Nielsen, L., Møller, I., Andersen, T. J., ... & Pejrup, M. (2018). Sedimentary architecture and depositional controls of a Holocene wave-dominated barrier-island system. *Sedimentology*, *65*(4), 1170-1212.
- Galloway, W.E., (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas: Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, pp. 87–98.
- Giacomone, G., Venara, L., Quintero, Y. (2022) Shelf edge trajectory and stratigraphic analysis of the Colorado basin cretaceous sequence, offshore Argentina. 11° congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Estratigrafía y Análisis de Cuencas. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas.
- Gilbert, G.K., 1885. The Topographic Feature of Lake Shores. vol. 5. U.S. Geological Survey, pp. 104–108 Annual Report.
- González Tomassini, F., Kietzmann, D. A., Fantín, M. A., Crousse, L. C., & Reijenstein, H. M. (2015). Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial.
- González, G. (2016). Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: Integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos.
- González, G., Vallejo, M. D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., Tomassini, F. G., ... & Domínguez, R. F. (2018). Regional cross section of the Vaca Muerta Formation. *Integration of seismic, well logs, cores and outcrops. Special Publication of Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG), Buenos Aires*, 244.

- Gugliotta, M., Kurcinka, C. E., Dalrymple, R. W., Flint, S. S., & Hodgson, D. M. (2016). Decoupling seasonal fluctuations in fluvial discharge from the tidal signature in ancient deltaic deposits: an example from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 173(1), 94-107.
- Gutiérrez Pleimling, A., Olea, G., Suárez, M., & Valenzuela, M. (2011). El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino* (pp. 175-188).
- Hampson, G. J. (2000). Discontinuity surfaces, clinoforms, and facies architecture in a wave-dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sedimentary Research*, 70(2), 325-340.
- Hampson, G. J. (2010). Sediment dispersal and quantitative stratigraphic architecture across an ancient shelf. *Sedimentology*, 57(1), 96-141.
- Hampson, G. J., & Premwichein, K. (2017). Sedimentologic character of ancient muddy subaqueous-deltaic clinoforms: Down Cliff Clay Member, Bridport Sand Formation, Wessex Basin, UK. *Journal of Sedimentary Research*, 87(9), 951-966.
- Hampson, G. J., Duller, R. A., Petter, A. L., Robinson, R. A., & Allen, P. A. (2014). Mass-balance constraints on stratigraphic interpretation of linked alluvial-coastal-shelfal deposits from source to sink: example from Cretaceous Western Interior Basin, Utah and Colorado, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(11), 935-960.
- Hampson, G.J., Storms, J.E., 2003. Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology* 50 (4), 667–701
- Haring, J. I.; Domínguez R.F.; Schwarz E. (2022). Caracterización Facial y sismoestratigráfica del intervalo Agrio superior-Chorreado (Cretácico Temprano), sector surmendocino de la Cuenca Neuquina. 11º Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos. Mendoza, Argentina.
- Haring, J. I. (2021). *Caracterización facial y paleoambiental del miembro chorreado inferior (Cretácico temprano) de la formación huitrín, subsuelo del sur de Mendoza, Cuenca Neuquina*. (Trabajo Final de licenciatura, Universidad Nacional de La Plata).
- Hede, M. U., Bendixen, M., Clemmensen, L. B., Kroon, A., & Nielsen, L. (2013). Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. *The Holocene*, 23(9), 1238-1246.
- Helland-Hansen, W., & Gjelberg, H. (2012). Towards a hierarchical classification of clinoforms. *AAPG Search and Discovery Article*, 90142, 22-25.
- Helland-Hansen, W., & Hampson, G. J. (2009). Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research*, 21(5), 454-483.
- Helland-Hansen, W., & Martinsen, O. J. (1996). Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4), 670-688.
- Helland-Hansen, W., Steel, R.J., Sømme, T.O., 2012. Shelf genesis revisited. *Journal of Sedimentary Research*. (82), 133–148.



- Henriksen, S., & Vorren, T. O. (1996). Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf. *Global and Planetary Change*, *12*(1-4), 171-199.
- Hernández-Molina, F. J., Fernández-Salas, L. M., Lobo, F., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., & Alveirinho Dias, J. M. (2000a). The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*, *20*(2), 109-117.
- Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., & Lobo, F. (2000b). Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. *Geological Society, London, Special Publications*, *172*(1), 329-362.
- Hodgson, D. M., Browning, J. V., Miller, K. G., Hesselbo, S. P., Poyatos-Moré, M., Mountain, G. S., & Proust, J. N. (2018). Sedimentology, stratigraphic context, and implications of Miocene intrashelf bottomset deposits, offshore New Jersey. *Geosphere*, *14*(1), 95-114.
- Horton, B. K., Constenius, K. N., & DeCelles, P. G. (2004). Tectonic control on coarse-grained foreland-basin sequences: An example from the Cordilleran foreland basin, Utah. *Geology*, *32*(7), 637-640.
- Houston, W. S., Huntoon, J. E., & Kamola, D. L. (2000). Modeling of Cretaceous foreland-basin parasequences, Utah, with implications for timing of Sevier thrusting. *Geology*, *28*(3), 267-270.
- Howell, J. A., Martinius, A. W., & Good, T. R. (2014). The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. *Geological Society, London, Special Publications*, *387*(1), 1-25.
- Howell, J. A., Skorstad, A., MacDonald, A., Fordham, A., Flint, S., Fjellvoll, B., & Manzcchi, T. (2008a). Sedimentological parameterization of shallow-marine reservoirs. *Petroleum Geoscience*, *14*(1), 17-34.
- Howell, J., Vassel, Å., & Aune, T. (2008b). Modelling of dipping clinoform barriers within deltaic outcrop analogues from the Cretaceous Western Interior Basin, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, *309*(1), 99-121.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an Overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Geological Society of London Special Publication 252, pp. 1–14.
- Hurley, N. F., Tanner, H. C., & Barcat, C. (1995). Unconformity-Related Porosity Development in the Quintuco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina.
- Iñigo, J. F. P., Pazos, P. J., Novara, M. E., & Comerio, M. (2019). The Lower Cretaceous Centenario Formation: A subsurface unit in the northeastern border of the Neuquén Basin revisited. *Journal of South American Earth Sciences*, *92*, 598-608.
- Inman, D. L., & Nordstrom, C. E. (1971). On the tectonic and morphologic classification of coasts. *The Journal of Geology*, *79*(1), 1-21.
- Inman, D.L. and Bagnold, R.A. (1963) Littoral processes. In: *The Sea*, Vol. 3 (Ed. M.N. Hill), pp. 529–553. Wiley-Interscience, New York.
- Isla, M. F., Schwarz, E., & Veiga, G. D. (2018a). Bedset characterization within a wave-dominated shallow-marine succession: an evolutionary model related to sediment imbalances. *Sedimentary Geology*, *374*, 36-52.

- Isla, M.F. (2018b) Estratigrafía secuencial de alta resolución de las unidades marino-someras del Miembro Pilmatué (Formación Agrio) en la Cuenca Neuquina Central: Procesos, implicancias paleogeográficas y Caracterización de reservorios. (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).
- Isla, M. F., Schwarz, E., & Veiga, G. D. (2020c). Record of a nonbarred clastic shoreline. *Geology*, *48*(4), 338-342.
- Isla, M. F., Coronel, M. D., Schwarz, E., & Veiga, G. D. (2020d). Depositional architecture of a wave-dominated clastic shoreline (Pilmatué Member, Argentina): Linking dynamics and stratigraphic record of bar-trough systems. *Marine and Petroleum Geology*, *118*, 104417.
- Jackson, M. D., Hampson, G. J., Saunders, J. H., El-Sheikh, A., Graham, G. H., & Massart, B. Y. G. (2014). Surface-based reservoir modelling for flow simulation. *Geological Society, London, Special Publications*, *387*(1), 271-292.
- Johannessen, E. P., & Steel, R. J. (2005). Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands. *Basin Research*, *17*(4), 521-550.
- Johnson, D.W., 1919. Shore Processes and Shoreline Development. Wiley, New York, 584 pp
- Johnson, H. D. (1996). Shallow clastic seas. *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy.*, 232-280.
- Judd, E. J., Bhattacharya, T., & Ivany, L. C. (2020). A dynamical framework for interpreting ancient sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, *47*(15), e2020GL089044.
- Kietzmann, D. A., & Palma, R. M. (2011). Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, *18*(2), 121-149.
- Kietzmann, D. A., Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, M. S., Tomassini, F. G., Depine, G., & Repol, D. (2016). The Vaca Muerta–Quintuco system (Tithonian–Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *AAPG Bulletin*, *100*(5), 743-771.
- Kietzmann, D. A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, M. B., ... & Repol, D. (2014). Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina.
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M., & Llanos, M. P. I. (2015). Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian–Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: implications for the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Sedimentary Geology*, *315*, 29-46.
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M., Riccardi, A. C., Martín-Chivelet, J., & López-Gómez, J. (2014). Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): a misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary geology*, *302*, 64-86.
- Korus, J. T., & Fielding, C. R. (2015). Asymmetry in Holocene river deltas: patterns, controls, and stratigraphic effects. *Earth-Science Reviews*, *150*, 219-242.
- La Croix, A. D., & Gingras, M. K. (2021). Facies characteristics and stratigraphy of an Upper Cretaceous mud-dominated subaqueous delta: Medicine Hat Member (Niobrara Formation), Alberta, Canada. *Sedimentology*, *68*(6), 2820-2853.

- Lambiase, J. J., & Tulot, S. (2013). Low energy, low latitude wave-dominated shallow marine depositional systems: examples from northern Borneo. *Marine Geophysical Research*, 34, 367-377.
- Lazo, D. G., & Damborenea, S. E. (2011). Barremian bivalves from the Huitrín Formation, west-central Argentina: taxonomy and paleoecology of a restricted marine association. *Journal of Paleontology*, 85(4), 719-743.
- Leanza, H. A., Sattler, F., Martínez, R. S., & Carbone, O. (2011). La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Neuquén. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina*, 113-129.
- Leanza, H. A., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, M. B., Concheyro, A., Lescano, M., Ivanova, D., ... & Paz, M. (2020). Relevant marine paleobiological markers of the Vaca Muerta Formation.
- Leanza, M., & CA, H. (1977). sucesión de ammonites y edad de la formación vaca muerta y sincrónicas entre los paralelos 35o y 40o 1. s., cuenca neuquina-mendocina.
- Legarreta, L., & Uliana, M. A. (1991). Jurassic—marine oscillations and geometry of Back-arc basin fill, central Argentine Andes. *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*, 429-450.
- Legarreta, L., & Uliana, M. A. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. In *Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* (Vol. 29, No. 16, pp. 399-416).
- Leithold, E. L. (1993). Preservation of laminated shale in ancient clinofolds; comparison to modern subaqueous deltas. *Geology*, 21(4), 359-362.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., Gao, S., Cheng, P., 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Mar. Geol.* 209, 45–67.
- Lobo, F.J., Fernández-Salas, L.M., Hernández-Molina, F.J., González, R., Dias, J.M.A., Díaz Del Río, G., Somoza, L., 2005. Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: a high-resolution record of hierarchical environmental changes. *Mar. Geol.* 219, 109–131
- Macquaker, J. H., Bentley, S. J., & Bohacs, K. M. (2010). Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, 38(10), 947-950.
- Marchal, D., F. Sattler, G. Kohler, (2016), Sierra Chata, in G. González, M. D. Vallejo, D. Kietzmann, D. Marchal, P. R. Desjardins, F. Gonzalez-Tomassini, L. Gomez Rivarola, R. F. Dominguez, eds., *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: Integración de sísmica, registro de pozos, coronas y afloramientos: IAPG–AGA*, p. 155–167.
- Massaferro, J. L., Zeller, M., Giunta, D. L., Sagasti, G., & Eberli, G. P. (2014, November). Evolución del sistema mixto tithoniano-valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramientos y subsuelo, centro-sur de la Cuenca Neuquina. In *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*.
- Masselink, G., & Hegge, B. (1995). Morphodynamics of meso-and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine geology*, 129(1-2), 1-23.

- Masselink, G., & Short, A. D. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of coastal research*, 785-800.
- Michels, K. H., Kudrass, H. R., Hübscher, C., Suckow, A., & Wiedicke, M. (1998). The submarine delta of the Ganges–Brahmaputra: cyclone-dominated sedimentation patterns. *Marine Geology*, 149(1-4), 133-154.
- Midtkandal, I., Faleide, T. S., Faleide, J. I., Planke, S., Anell, I., & Nystuen, J. P. (2020). Nested intrashelf platform clinofolds—Evidence of shelf platform growth exemplified by Lower Cretaceous strata in the Barents Sea. *Basin Research*, 32(2), 216-223.
- Minisini, D., P. Desjardins, G. Otharán, M. Paz, D. Kietzmann, G. Eberli, C. Zavala, T. Simo, and C. Heine, 2020, Depositional model for the Vaca Muerta Formation and implications for reservoir quality, in D. Minisini, M. Fantin, I. Lanusse, and H. Leanza, eds., Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir 120, p. 00–00
- Mitchell, N. C. (2012). Modeling The Rollovers of Sandy Clinofolds from the Gravity Effect On Wave-Agitated Sand CURRENT RIPPLES. *Journal of Sedimentary Research*, 82(7), 464-468.
- Mitchum Jr, R. M., & Uliana, M. A. (1985). Seismic Stratigraphy of Carbonate Depositional Sequences, Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina: Chapter 15.
- Mitchum, R. M., & Uliana, M. A. (1982). estratigrafía sísmica de las formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico inferior de la cuenca Neuquina, República Argentina. In *Congreso Nacional de Hidrocarburos. Conferencias. 1* (pp. 439-484).
- Mitchum, R. M., and M. A. Uliana, (1988), Regional seismic analysis of Upper Jurassic–Lower Cretaceous carbonate depositional sequences, Neuquén Basin, Argentina, in A. W. Bally, ed., Atlas of seismic stratigraphy: AAPG Memoir 27, p. 206–211.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A., & Franzese, J. R. (2011). Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 238(1-2), 132-144.
- Muto, T., & Steel, R. J. (1997). Principles of regression and transgression; the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, 67(6), 994-1000.
- Muto, T., & Steel, R. J. (2002). In defense of shelf-edge delta development during falling and lowstand of relative sea level. *The Journal of Geology*, 110(4), 421-436.
- Muto, T., Steel, R. J., & Swenson, J. B. (2007). Autostratigraphy: a framework norm for genetic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 77(1), 2-12.
- Nielsen, L. H., & Johannessen, P. N. (2009). Facies architecture and depositional processes of the Holocene–Recent accretionary forced regressive Skagen spit system, Denmark. *Sedimentology*, 56(4), 935-968.
- Ochoa, R. I., Birgenheier, L. P., Schwarz, E., & Salazar, J. M. (2022). Calibrated petrophysical model for elevated organic matter intervals and mineralogical variability in the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 146, 105913.

- Olariu, C., & Steel, R. J. (2009). Influence of point-source sediment-supply on modern shelf-slope morphology: Implications for interpretation of ancient shelf margins. *Basin Research*, 21(5), 484-501.
- Olariu, C., Steel, R. J., Vann, N. K., Tudor, E. P., Shin, M., Winter, R. R., ... & Gutierrez, R. (2020). Criteria for recognizing shelf-slope clinoforms in outcrop; Jurassic Lajas and Los Molles formations, S. Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research*, 32(Clinoforms and Clinothem: Fundamental Elements of Basin Infill), 279-292.
- Ortiz, A. C., Crousse, L., Bernhardt, C., Vallejo, D., & Mosse, L. (2020). Reservoir properties: Mineralogy, porosity, and fluid types.
- Orton, G. J., & Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475-512.
- Palinkas, C. M., & Nittrouer, C. A. (2006). Clinoform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea. *Marine Geology*, 234(1-4), 245-260.
- Patruno, S., & Helland-Hansen, W. (2018). Clinoforms and clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. *Earth-Science Reviews*, 185, 202-233.
- Patruno, S., Hampson, G. J., & Jackson, C. A. (2015). Quantitative characterisation of deltaic and subaqueous clinoforms. *Earth-Science Reviews*, 142, 79-119.
- Patruno, S., Hampson, G. J., Jackson, C. A. L., & Dreyer, T. (2015). Clinoform geometry, geomorphology, facies character and stratigraphic architecture of a sand-rich subaqueous delta: Jurassic Sognefjord Formation, offshore Norway. *Sedimentology*, 62(1), 350-388.
- Patruno, S., Hampson, G. J., Jackson, C. A. L., & Whipp, P. S. (2015c). Quantitative progradation dynamics and stratigraphic architecture of ancient shallow-marine clinoform sets: a new method and its application to the Upper Jurassic Sognefjord Formation, Troll Field, offshore Norway. *Basin Research*, 27(4), 412-452.
- Paz, M., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Desjardins, P. R., Rodríguez, M. N., Ponce, J. J., ... & Vallejo, M. D. (2023). Basin circulation affecting sediment partitioning in a fine-grained carbonate-siliciclastic, subaqueous clinoform: the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 180(2).
- Paz, M., Mángano, G., Buatois, L., Carmona, N. B., Desjardins, P., Reijenstein, H., & Gonzalez Tomassini, F. (2018). Bottom currents in the jurassic-cretaceous vaca muerta formation black shales (argentina): an example of benthos response to oxygen delivery in oxygen deficient environments.
- Paz, M., Ponce, J. J., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Carmona, N. B., Pereira, E., & Desjardins, P. R. (2019). Bottomset and foreset sedimentary processes in the mixed carbonate-siliciclastic Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Picún Leufú Area, Argentina. *Sedimentary Geology*, 389, 161-185.
- Pazos, P. J., Novara, M. E., Iñigo, J., & Comerio, M. (2021). Sedimentology and sequence stratigraphy of the Early Cretaceous Centenario Formation (upper member) in the north-eastern border of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103203.

- Pellegrini, C., Asioli, A., Bohacs, K. M., Drexler, T. M., Feldman, H. R., Sweet, M. L., ... & Trincardi, F. (2018). The late Pleistocene Po River lowstand wedge in the Adriatic Sea: Controls on architecture variability and sediment partitioning. *Marine and Petroleum Geology*, *96*, 16-50.
- Pellegrini, C., Maselli, V., Cattaneo, A., Piva, A., Ceregato, A., & Trincardi, F. (2015). Anatomy of a compound delta from the post-glacial transgressive record in the Adriatic Sea. *Marine Geology*, *362*, 43-59.
- Pellegrini, C., Maselli, V., Gamberi, F., Asioli, A., Bohacs, K. M., Drexler, T. M., & Trincardi, F. (2017). How to make a 350-m-thick lowstand systems tract in 17,000 years: The Late Pleistocene Po River (Italy) lowstand wedge. *Geology*, *45*(4), 327-330.
- Pellegrini, C., Patruno, S., Helland-Hansen, W., Steel, R. J., & Trincardi, F. (2020). Clinoforms and clinothems: Fundamental elements of basin infill. *Basin Research*, *32*(2), 187-205.
- Perez, D. G., Pedersen, G. A., Lehu, R. E., Thompson, A., & Morettini, E. (2017, May). High Resolution Dynamic Modelling to Revitalize a Mature Oil Field in a Low Oil Price Scenario. In *SPE Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. OnePetro.
- Pirmez, C., Pratson, L. F., & Steckler, M. S. (1998). Clinoform development by advection-diffusion of suspended sediment: Modeling and comparison to natural systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B10), 24141-24157.
- Plink-Björklund, P. (2020). Shallow-water deltaic clinoforms and process regime. *Basin Research*, *32*(2), 251-262.
- Plint, A. G., & Macquaker, J. H. (2013). Bedload Transport of Mud Across a Wide, Storm-Influenced Ramp: Cenomanian–Turonian Kaskapau Formation, Western Canada Foreland Basin—Reply. *Journal of Sedimentary Research*, *83*(12), 1200-1201.
- Plint, A.G., Tyagi, A., Hay, M.J., Varban, B.L., Zhang, H., Roca, X., 2009. Clinoforms, paleobathymetry, and mud dispersal across the Western Canada Cretaceous foreland basin: evidence from the Cenomanian Dunvegan Formation and contiguous strata. *J. Sediment. Res.* *79* (3), 144–161
- Pomar, L., & Tropeano, M. (2001). The Calcarene di Gravina Formation in Matera (southern Italy): new insights for coarse-grained, large-scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits. *AAPG bulletin*, *85*(4), 661-689.
- Porębski, S. J., & Steel, R. J. (2003). Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth-Science Reviews*, *62*(3-4), 283-326.
- Porebski, S. J., & Steel, R. J. (2006). Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research*, *76*(3), 390-403.
- Pose, F., Gangui, A., & Galeazzi, S. (2014, November). Estratigrafía secuencial del intervalo Quintuco-Vaca Muerta en el Engolfamiento Neuquino, Cuenca Neuquina, Argentina. In *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (No. 9, pp. 341-364).
- Poyatos-Moré, M., Jones, G. D., Brunt, R. L., Tek, D. E., Hodgson, D. M., & Flint, S. S. (2019). Clinoform architecture and along-strike facies variability through an exhumed erosional to accretionary basin margin transition. *Basin Research*, *31*(5), 920-947.
- Pratt, B.P., Holmden, C., 2008. Epeiric Seas: introduction. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* *48*, 1–5

- Read, J. F. (1982). Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81(3-4), 195-212.
- Reading, H. G., Collinson, J. D., 1996. Clastic coast. H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 232-280.
- Reijenstein, H. M., Posamentier, H. W., Bande, A., Lozano, F. A., Domínguez, R. F., Wilson, R., ... & Galeazzi, S. (2020). Seismic geomorphology, depositional elements, and clinoform sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir prediction.
- Reijenstein, H. M., Posamentier, H. W., Fantin, M., González Tomassini, F., & Lipinski, C. (2014). Vaca Muerta Seismic stratigraphy and Geomorphology: regional architectural trends for unconventional exploration. In *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Mendoza, Argentina*.
- Reijenstein, H. M., R. F. Domínguez, A. Bande, M. D. Vallejo, R. Notta, D. Guerberoff, I. Lanusse. (2017), Transecta sísmica regional del Sistema Vaca Muerta – Quintuco: interpretación de facies sísmicas basadas en impedancia acústica y litofacies dominantes: 20th Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina, p. 130–134
- Reis, A. T., Maia, R. M. C., Silva, C. G., Rabineau, M., Guerra, J. V., Gorini, C., ... & Tardin, R. (2013). Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, 203, 25-45.
- Remírez, M. N., & Algeo, T. J. (2020). Paleosalinity determination in ancient epicontinental seas: A case study of the T-OAE in the Cleveland Basin (UK). *Earth-Science Reviews*, 201, 103072.
- Remírez, M. N., Spalletti, L. A., & Isla, M. F. (2020). Petrographic, mineralogical and geochemical characterization of fine-grained rocks of the Pilmatué Member (Upper Valanginian-lower hauterivian) of the Neuquén Basin (Argentina): Implications for siliciclastic input, carbonate productivity and redox conditions. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102663.
- Rich, J.L., 1951. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *GSA Bull.* 62, 1–20.
- Roberts, H. H., & Sydow, J. (2003). Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of the offshore Mahakam delta, east Kalimantan (Indonesia).
- Rodríguez, A. B., & Meyer, C. T. (2006). Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 257-269.
- Rodríguez, A. B., Fassell, M. L., & Anderson, J. B. (2001). Variations in shoreface progradation and ravinement along the Texas coast, Gulf of Mexico. *Sedimentology*, 48(4), 837-853.
- Sagasti, G. (2005). Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 231-250.

- Sagasti, G., Ortiz, A., Hryb, D., Foster, M., & Lazzari, V. (2014, August). Understanding geological heterogeneity to customize field development: An example from the Vaca Muerta unconventional play, Argentina. In *SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference*. OnePetro.
- Schieber, J. (2016). Mud re-distribution in epicontinental basins—Exploring likely processes. *Marine and Petroleum Geology*, *71*, 119-133.
- Schlee, J.S., Dillon, W.P., Grow, J.A., 1979. Structure of the continental slope off the eastern United States. In: Doyle, L.J., Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. vol. 27. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, pp. 95–117.
- Schwarz, E., Finzel, E. S., Veiga, G. D., Rapela, C. W., Echevarria, C., & Spalletti, L. A. (2021). U-Pb geochronology and paleogeography of the Valanginian–Hauterivian Neuquén Basin: Implications for Gondwana-scale source areas. *Geosphere*, *17*(1), 244-270.
- Schwarz, E., Remírez, M., Lazo, D. G., Veiga, G. D., Isla, M. I., Echevarria, C., ... & Garberoglio, R. M. (2022). A review on depositional systems, bioevents and paleogeography of the Valanginian-Hauterivian Neuquén Sea: Refining sedimentary and biological signals linked to the dynamics of epeiric seas. *Earth-Science Reviews*, 104224.
- Schwarz, E., Veiga, G. D., Álvarez Trentini, G., Isla, M. F., & Spalletti, L. A. (2018). Expanding the spectrum of shallow-marine, mixed carbonate–siliciclastic systems: Processes, facies distribution and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. *Sedimentology*, *65*(5), 1558-1589.
- Shah-Hosseini, M., Ghanavati, E., Morhange, C., Beni, A. N., Lahijani, H. A., & Hamzeh, M. A. (2018). The evolution of Chabahar beach ridge system in SE Iran in response to Holocene relative sea level changes. *Geomorphology*, *318*, 139-147.
- Shaw, A.B., (1964). *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, p. 365
- Shepard, F.P., (1973). *Submarine Geology*. Harper and Row, New York, 3rd edition.
- Sloss, L.L., (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*. *74*, 93e114.
- Smith, D. G., Meyers, R. A., & Jol, H. M. (1999). Sedimentology of an upper-mesotidal (3.7 m) Holocene barrier, Willapa Bay, SW Washington, USA. *Journal of Sedimentary Research*, *69*(6), 1290-1296.
- Sømme, T. O., Howell, J. A., Hampson, G. J., & Storms, J. E. (2008). Genesis, architecture, and numerical modeling of intra-parasequence discontinuity surfaces in wave-dominated deltaic deposits: Upper Cretaceous Sunnyside Member, Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, USA.
- Spalletti, L. A., & Veiga, G. D. (2007). Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, *14*(2), 85-104.



- Spalletti, L. A., Poiré, D. G., Schwarz, E., & Veiga, G. D. (2001). Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate–siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6), 609-624.
- Spalletti, L. A., Remírez, M. N., & Sagasti, G. (2019). Geochemistry of aggradational-Progradational sequence sets of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Vaca Muerta shales (Añelo area, Neuquén Basin, Argentina): Relation to changes in accommodation and marine anoxia. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 495-509.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E., Leanza, H. A., & Arregui, C. (2011). La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 145-160). Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.
- Steckler, M. S., Mountain, G. S., Miller, K. G., & Christie-Blick, N. (1999). Reconstruction of Tertiary progradation and clinof orm development on the New Jersey passive margin by 2-D backstripping. *Marine Geology*, 154(1-4), 399-420.
- Steel, R. J., Crabaugh, J., Schellpeper, M., Mellere, D., Plink-Bjorklund, P., Deibert, J., & Loeseth, T. (2000). Deltas vs. rivers on the shelf edge: their relative contributions to the growth of shelf-margins and basin-floor fans (Barremian and Eocene, Spitsbergen).
- Steel, R. J., Olariu, C., Rossi, V. M., Minisini, D., Brinkworth, W., Loss, L. M., Giunta, D., Vocaturro, G. (2022) Prograding early to Middle Jurassic Margin, Neuquén Basin: Topset process stratigraphy and morphodynamic sediment partitioning. *Basin Research*.
- Steel, R. J., Olariu, C., Zhang, J., & Chen, S. (2020). What is the topset of a shelf-margin prism?. *Basin Research*, 32(2), 263-278.
- Steel, R.J., Carvajal, C., Petter, A.L., Uroza, C., 2008. Shelf and shelf-margin growth in scenarios of rising and falling sea level. In: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.M., Dalrymple, R.W. (Eds.), Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine. *Society for sedimentary geology (SEPM) Special Publications*, vol. 90, pp. 47–71.
- Steel, R.J., Olsen, T., 2002. Clinof orms, clinof orm trajectory and deepwater sands. In: Armentrout, J.M., Rosen, N.C. (Eds.), *Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories*. GCS-SEPM Special Publication, pp. 367–381.
- Steel, R.J., Porebski, S.J., Plink-Bjorklund, P., Mellere, D., Schellpeper, M., (2003). Shelf-Edge Delta Types and their Sequence-Stratigraphic Relationships. *Shelf Margin Deltas and Linked Down Slope Petroleum Systems*. pp. 205–230.
- Swenson, J. B., & Muto, T. (2007). Response of coastal plain rivers to falling relative sea-level: allogenic controls on the aggradational phase. *Sedimentology*, 54(1), 207-221.
- Swenson, J. B., Paola, C., Pratson, L., Voller, V. R., & Murray, A. B. (2005). Fluvial and marine controls on combined subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modeling of compound-clinof orm development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F2).

- Swift, D. J. (1975). Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern USA. *Sedimentary Geology*, 14(1), 1-43.
- Sydow, J., & Roberts, H. H. (1994). Stratigraphic framework of a late Pleistocene shelf-edge delta, northeast Gulf of Mexico. *AAPG bulletin*, 78(8), 1276-1312.
- Sztanó, O., Szafián, P., Magyar, I., Horányi, A., Bada, G., Hughes, D. W., Hoyer, D.L., & Wallis, R. J. (2013). Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. *Global and Planetary Change*, 103, 149-167.
- Tamura, T., Masuda, F., Sakai, T., & Fujiwara, O. (2003). Temporal development of prograding beach–shoreface deposits: the Holocene of Kujukuri coastal plain, eastern Japan. *Marine Geology*, 198(3-4), 191-207.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., & Saito, Y. (2008). Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248(1-2), 11-27.
- Tanner, W.F. (1982) Equilibrium shoreline. In: *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments* (Ed. M.L.Schwartz), pp. 391–392. Hutchinson-Ross, Stroudsburg.
- Tucker, M. E. (1991). Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society*, 148(6), 1019-1036.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., & Ramos, V. A. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258-273.
- Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., & Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods Exploration* 7 (55 pp.).
- Vanney, J.R., Stanley, D.J., 1983. Shelfbreak physiography: an overview. In: Stanley, D.J., Moore, G.T. (Eds.), *The Shelf Break: Critical Interface on Continental Margins*. vol. 33. SEPM Special Publication, pp. 1–24.
- Varban, B. L., & Guy Plint, A. (2008). Palaeoenvironments, palaeogeography, and physiography of a large, shallow, muddy ramp: Late Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada foreland basin. *Sedimentology*, 55(1), 201-233.
- Veiga, G. D., Howell, J. A., & Strömbäck, A. (2005). Anatomy of a mixed marine-non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 139-162.

- Veiga, G. D., Spalletti, L. A., & Flint, S. S. (2007). Anatomy of a fluvial lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (northwest Neuquén province), Argentina. *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*, 341-365.
- Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Schwarz, E., Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., ... & Vallés, J. M. (2011b). El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 2-6).
- Veiga, G. D., Vergani, G. D., Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. C., & Vallés, J. M. (2011a). El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 181-188.
- Vergani, G. D., Barrionuevo, M., Sosa, H., & Pedrazzini, M. (2001). Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución en la Formaciones Agrio y Huitrín en el Yacimiento Puesto Hernández, Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de informaciones Petroleras*, 67, 76-87.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., & Welsink, H. J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.
- Violante, R. A., Paterlini, C. M., Marcolini, S. I., Costa, I. P., Cavallotto, J. L., Laprida, C., ... & Osterrieth, M. L. (2014). Chapter 6 The Argentine continental shelf: Morphology, sediments, processes and evolution since the Last Glacial Maximum. *Geological Society, London, Memoirs*, 41(1), 55-68.
- Walker, R. G., Plint, A.G, 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada*, p. 219–238.
- Walsh, J. P., & Nittrouer, C. A. (2009). Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. *Marine Geology*, 263(1-4), 34-45.
- Walsh, J. P., Nittrouer, C. A., Palinkas, C. M., Ogston, A. S., Sternberg, R. W., & Brunskill, G. J. (2004). Cliniform mechanics in the Gulf of Papua, New Guinea. *Continental Shelf Research*, 24(19), 2487-2510.
- Weaver, C. E. (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina* (Vol. 1). University of Washington press. 1, 1–595
- Williams, H. D., Burgess, P. M., Wright, V. P., Della Porta, G., & Granjeon, D. (2011). Investigating carbonate platform types: multiple controls and a continuum of geometries. *Journal of Sedimentary Research*, 81(1), 18-37.
- Wright, L. D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 88(6), 857-868.
- Zecchin, M., & Catuneanu, O. (2013). High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, 39(1), 1-25.
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G. P., Massaferró, J. L., Schwarz, E., & Spalletti, L. (2015). Depositional controls on mixed carbonate–siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*, 62(7), 2009-2037.