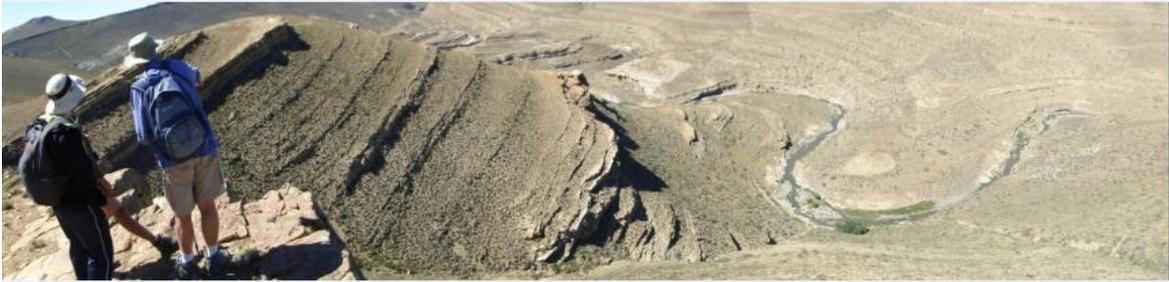


Trabajo Final de Licenciatura



Análisis estratigráfico de secuencias de alta resolución de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Cañón del Arroyo Picún Leufú), Provincia de Neuquén

Autor: Silvio Alejandro Chávez



Universidad Nacional del Comahue
Facultad de Ingeniería
Departamento de Geología y Petróleo

Director: Carlos Arregui

Carrera: Licenciatura en Ciencias Geológicas
Ciudad de Neuquén
2018

Contacto: silvioach@hotmail.com
Cel.: 2995174680

Resumen

La Fm. Lajas que se analizó en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina se define como un sistema deltaico tipo *bird-foot* perteneciente a un *highstand* de segundo orden caracterizado por una tendencia casi completamente regresiva y desarrollándose sobre una plataforma somera.

En este trabajo se analiza un total de 800 m entre las dos secciones medidas, lo que representa una gran proporción de la Fm. Lajas (más del 70% de la unidad). Estos espesores son atribuidos a la alta tasa de subsidencia junto a una equitativa y constante tasa de sedimentación, permitiendo que los desplazamientos de la línea de costa fueran muy leves.

En la zona del Cañón Picún Leufú entre los procesos que se observan (3), el fluvial es dominante, con escasa influencia de marea y casi nula actividad de olas.

Se destaca que la Fm. Lajas analizada en este trabajo pertenece a un sistema deltaico de aguas limpias y someras, rico en arenas bien seleccionadas, a diferencia de muchos otros ejemplos fluvio-dominados donde la selección de los sedimentos es bastante pobre conformados por sedimentos guijarrosos a conglomerádicos y de aguas fangosas.

La correlación de los puntos de control analizados fue dividida en 3 secuencias de tercer orden, en 13 secuencias de cuarto orden y 29 secuencias de quinto orden, siguiendo los lineamientos establecidos por Catuneanu (2010) y Embry (1993). Dichas secuencias, a escala de tercer orden, muestran una tendencia progradante, aunque la agradación también es muy importante, donde se mantiene el equilibrio entre aporte sedimentario y creación de espacio de acomodación sin producir grandes cambios paleogeográficos. A escala de secuencias de cuarto orden las secuencias muestran un avance general hacia la cuenca, de los subsistemas de carácter proximal, coronando el afloramiento con secuencias espesas al tope pertenecientes a la planicie deltaica. Por último, las secuencias a escala de quinto orden, muestran una variabilidad lateral producida en su mayoría por la compensación de lóbulos deltaicos que se desarrollan acorde a la dinámica de los canales distributarios.

La máxima distalidad del sistema está representada por un paquete de pelitas que marcan el inicio de la 2da secuencia de tercer orden. Su interpretación podría constituir en un sistema petrolero, un importante sello local o regional, dependiendo del alcance total de este nivel sedimentario, mientras que las secuencias **a** y **b**, debido a su material bien clasificado, podrían constituir una secuencia con alto potencial de reservorio de hidrocarburos.

Palabras clave: *Fm. Lajas- Cuenca Neuquina- Highstand- Fluvial- Agradación- Secuencias- Selección- Progradación- Subsistemas- Lóbulos deltaicos- Compensación*

Abstract

The Lajas Formation analyzed in the Southwestern sector of the Neuquén Basin, was defined as a bird foot type deltaic system, belonging to second order *highstand*. Deposits are entirely regressive and were developed over *Coastal lateral environments*

This report consists in 800 m of sedimentary rock analysis, which represents a big proportion of Fm. Lajas (70 percent of the unit). The important thickness is a consequence of a combination of high and constant subsidence, proportional rates of sedimentation, producing minimum paleogeographic changes.

The Picún Leufú Canyon presents a variety of processes being the fluvial the most dominant, while the tidal and the wave process act like secondary influences.

The Lajas Formation analyzed in this report belongs to inner shelf deltaic system, with clean water, plenty and good selection sands, differentiating itself from other fluvial examples with poorly classified sediments.

The correlation between sections analyzed, was divided into three sequences of third order sequences, thirteen fourth order sequences and twenty nine fifth order sequences, following the Catuneanu's and Embry's (2010) proposals. This sequences, show a prograding tendency on the third order scale, although, the aggradation is prominent. An equilibrium exists between sedimentary supply and accommodation, and there were no big paleogeographic changes. At fourth order scale, the sequences show a general and relative increase of thicknesses in the direction of the basin, the sub-environments shows a shallowing up tendency and, culminates in thick successions belonging to deltaic plain. The fifth order sequences show a lateral variability produced by the compensation of the deltaic lobes that were developed in accordance to the dynamics of the distributary channels. Finally, shales into the beginning second sequence represents, the more distal portion of the system, which constitute a very important local or regional seal according to its scope in the

basin. The sequences **a** y **b**, due to excellent classified sediments, constitute a important potencial reservoir of hydrocarbons.

Keywords: *Lajas Formation-Neuquina Basin- Highstand- Fluvial- Aggradation- Sequences- Progradation- Subsystems- Deltaic lobes- Compensation- Petroleum System*

Agradecimientos

*Para mis padres Silvia y Alejandro...
gracias por la vida, los valores y
“la educación”.*

En primer lugar agradecer a mi primer pilar de la vida, mis padres y mi hermana Irina, por darme la posibilidad de estudiar una carrera de grado y brindarme todo el apoyo necesario para que pueda dedicarme solamente a mi carrera. Los amo infinitamente.

A mis amigos, mi segundo gran pilar que están en las buenas y en las malas y me dieron fuerzas siempre para conseguir mis objetivos.

Al profesor Carlos Arregui, mi director, por su enseñanza y paciencia a lo largo del desarrollo de este trabajo y también al colega Guilherme Raja Gabaglia quien nos nutrió de conocimientos en nuestro primer viaje de campo.

A la Universidad Nacional del Comahue y a todos mis compañeros con los que compartí durante todos estos años muchas cosas más que horas de estudio e hicieron el camino más ameno.

Índice

| | |
|---|------------|
| <i>Resumen</i> | <i>i</i> |
| <i>Abstract</i> | <i>ii</i> |
| <i>Agradecimientos</i> | <i>iii</i> |
| <i>Índice</i> | <i>iv</i> |
| 1. Introducción | 1 |
| 2. Antecedentes | 2 |
| 3. Estratigrafía de secuencias | 7 |
| 3.3.1 Ventajas de la utilización de cada uno de los diferentes modelos | 11 |
| 3.3.2 Ventaja de la utilización de los modelos de secuencias estratigráficas genéticas | 11 |
| 3.3.3 Ventaja de la utilización de los modelos de secuencias transgresivo-regresivas | 12 |
| 3.4.4 Problemática de la utilización de los modelos de secuencias transgresivo-regresivas | 17 |
| 4. Metodología | 20 |
| 5. Desarrollo | 25 |
| 5.1.1 Perfil 1 | 26 |
| 5.1.2 Resumen Perfil 1..... | 49 |
| 5.1.3 Perfil 2 | 52 |
| 5.1.4 Resumen perfil 2 | 64 |
| 6. Discusión | 66 |
| 7. Conclusión | 82 |
| 8. Referencias | 86 |
| 9. Anexo | 91 |

1. Introducción

1.1. Ubicación y planteamiento del problema

Los afloramientos estudiados en este trabajo se encuentran en una región conocida como el Cañón del arroyo Picún Leufú, localizado a 35 km al sudoeste de Zapala, que conecta al anticlinal de Picún Leufú con las exposiciones que se encuentran sobre la ruta provincial N° 46 a la altura de las nacientes del citado arroyo y que se conocen como Lohan Mahuida (Figura 1).

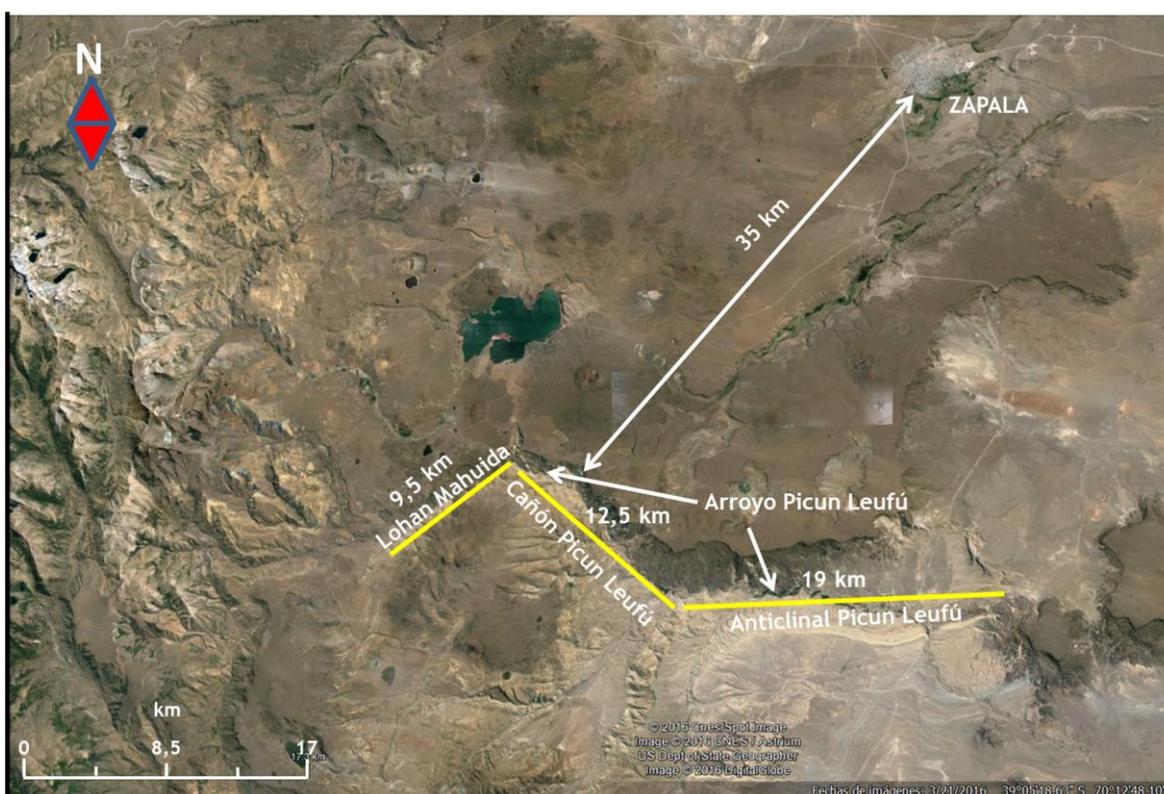


Figura 1: Ubicación de la zona de trabajo.

Es una región de difícil acceso ya que solo se puede alcanzar a través de picadas estrechas y poco conservadas que permiten llegar a la planicie basáltica que cubre los afloramientos y a partir de allí hay que bajar a pie por la pendiente de las exposiciones los 400 a 500 m que corresponden a la unidad estudiada.

Por esta razón el único perfil estratigráfico publicado del cañón, cuya longitud es de 12,5 km de extensión, fue realizado en el extremo noroeste del mismo, a unos 2 km de la presente propuesta, en la desembocadura del arroyo Ñireco en la tesis doctoral de Zavala (1993) y fue denominado Puesto Pichonleo.

El sector analizado se destaca notoriamente debido a que posee características excepcionales en cuanto a la continuidad estratigráfica y la posibilidad de individualizar ciclos que son resaltados por la meteorización, solo las altas pendientes crean una dificultad adicional tanto para ser transitadas como por la cobertura de material suelto.

Trabajos antiguos y recientes sobre las áreas circundantes describen que los sedimentos pertenecientes a la Fm Lajas corresponden a un ambiente deltaico fluvial-dominado (McIlroy et al., 2005) aunque no se descarta la influencia de los procesos de oleaje (Zavala 1996), para esto sin embargo, existe una gran variedad de posibles deltas con estas características pero con muy pocos ejemplos modernos y antiguos que puedan ser utilizados a modo de comparación. Estos sedimentos han sido estudiados debido a su excelente exposición y localización dentro un sector económicamente importante como lo es la cuenca neuquina.

Este tipo de contribuciones, podrá ser de gran utilidad para la confección de modelos geológicos análogos en subsuelo donde tanto la continuidad areal como la evolución vertical son construidas en base a datos discretos de propiedades físicas y escaso control de roca.

2. Antecedentes

2.1. Configuración estructural

La Cuenca Neuquina es un depocentro subandino con aproximadamente 7.000 metros de espesor de sedimentos Jurásicos y Cretácicos los cuales se depositaron a causa de una sucesión cíclica de eventos marinos alternantes con etapas de continentalización. El complejo mosaico de terrenos que forman el basamento y las alteraciones producidas en la interacción de las placas durante el Mesozoico da a la cuenca una impronta que se refleja en la dinámica de su relleno sedimentario. El conjunto de terrenos de basamento constituidos por Cuyania amalgamado en el Ordovícico Medio - Tardío (Astini, 1996), Chilenia (Ramos et al., 1986) que colisionó durante el Devónico Tardío y finalmente Patagonia (Ramos 1984), integrado al resto de los mosaicos basamentales durante el Carbonífero Tardío o Pérmico Temprano (Rapalini et al., 2010), imprimen una herencia de fundamental importancia para toda la historia posterior de subsidencia y acumulación de sedimentos.

Dentro de los terrenos citados anteriormente, el que posee una influencia e importancia mayor para la historia geológica de la zona en que se desarrollará este trabajo, es el terreno Patagonia que generó un frente de deformación con orientación E-O que es en tiempo equivalente a los movimientos gondwánides o interpérmicos, descritos por Keidel (1922) y Windhausen (1929), que los consideraban como una fase tardía de los movimientos carboníferos. Dicha acreción fue uno de los factores fundamentales que regularon el contexto tectosedimentario en el sector del anticlinal de Picún Leufú.

La inversión de fallas normales creadas durante el Triásico tardío- Jurásico temprano dio lugar a la formación de estructuras compresivas de orientación O-E por una extensión aproximadamente de 200 km denominada Dorsal de Huincul. Esta dorsal conforma un cinturón de deformación de intraplaca ortogonal al margen convergente pacífico, desarrollado a lo largo de la sutura entre la microplaca de Patagonia y el Gondwana Occidental. Posee una historia de deformación mesozoica episódica mayormente compresiva durante 84 Ma. y a la que se suman varias etapas de reactivación en el Terciario. Su evolución tectónica estuvo controlada por tres factores principales, un basamento altamente anisótropo, la rotación del campo de esfuerzos y la dinámica del margen convergente. La sutura del terreno de Patagonia constituyó una anisotropía de primer orden que determinó la ubicación y orientación de la dorsal, en tanto que las estructuras compresivas pérmicas gondwánides y los depocentros extensionales del Triásico tardío- Jurasico temprano conformaron zonas de debilidad reactivadas durante el Mesozoico y el Neógeno. La configuración estructural compleja de esta faja de deformación polifásica es producto de la interacción de los sistemas extensionales de orientación ONO a NO-ESE, y los distintos pulsos de deformación compresiva que afectaron a este sistema (García Morabito 2010).

En tiempos del Jurásico el sector sur de la cuenca influenciado por la Dorsal de Huincul se comportó como un área tectónicamente activa (en fase de *sin-rift*, figura 2 c), con un aporte anormal de sedimentos que condicionó durante el Grupo Cuyo una gran progradación de depósitos proximales desde el Jurásico Medio Temprano, que en el sector norte de la cuenca se manifiesta recién en el Jurásico Medio Tardío.

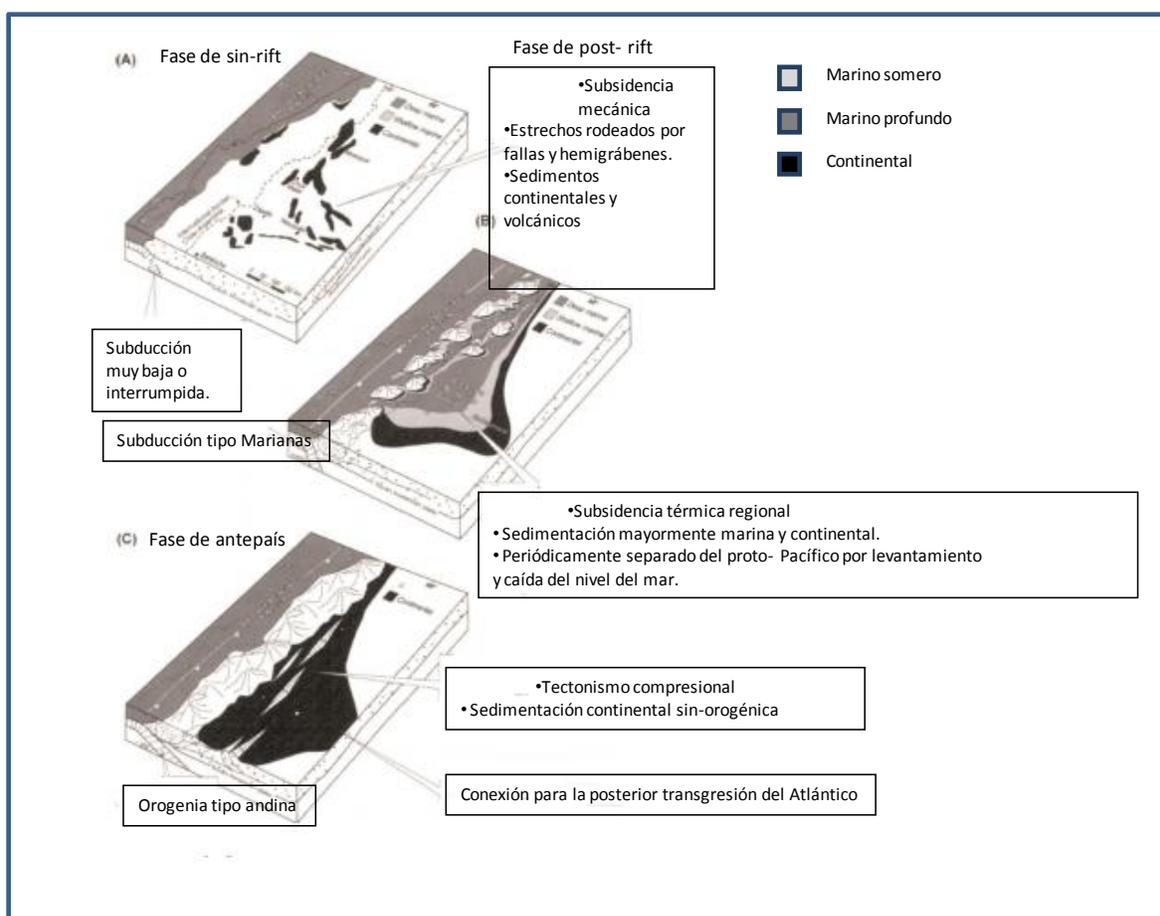


Figura 2: Evolución de la cuenca neuquina. La Fm. Lajas fue depositada durante la fase de post-rift. Modificado de Howell et al., (2005).

El término Cuyano fue propuesto inicialmente por Groeber (1946) como denominación de la sección inferior del Jurásico andino de origen marino comprendida entre el Hettangiano y el Bajociano. A partir de una serie de trabajos posteriores (Groeber et al., 1953; Digregorio y Uliana, 1975; Dellapé et al., 1978) se lo comenzó a utilizar para referirse al primero de una serie de ciclos depositacionales marinos característicos de la cuenca, y limitado en su base y en su techo por discordancias que reflejan eventos tectónicos como también cambios en la dinámica de la cuenca.

El área denominada Anticlinal de Picún Leufú se extiende con un rumbo este-oeste por más de 20 km de manera paralela al curso del río homónimo. Se trata de un anticlinal asimétrico con vergencia al sur desarrollado en las sedimentitas de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza. Dicha estructura es una prolongación de la dorsal de Huincul en el sistema precordillerano ubicado al oeste, y también queda expresado en otra estructura de primer orden de rumbo este-oeste llamada Falla La Jardinera disponiéndose ambas de manera escalonada y dejando un tramo intermedio que forma un bloque de basamento

sobreelevado representado por la sierra de Chacaico (García Morabitto 2010) (Figura 3). A su vez el afloramiento analizado en este trabajo se encuentra desvinculado estructuralmente a unos 12 km en dirección NNO. Se trata de un flanco suave homoclinal con inclinación al NE que forma parte de un complejo arreglo estructural que no fue analizado en la presente contribución (Figura 3).

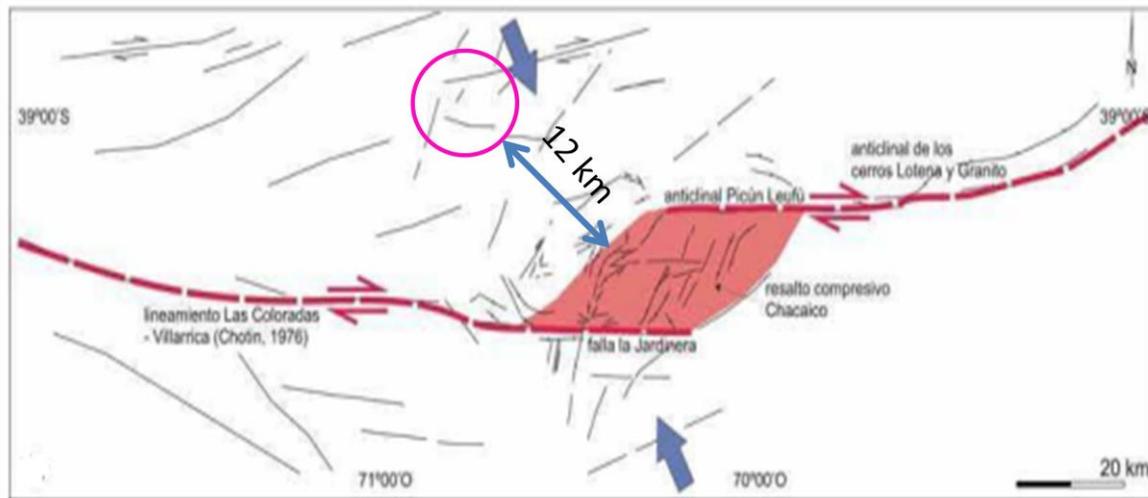


Figura 3: Faja transpresiva con bloque de basamento sobreelevado de la Sierra de Chacaico, ubicación de la zona del Cañón del Picún Leufú (circulo violeta) y su desvinculación estructural del Anticlinal del Picún Leufú y la Falla La Jardinería.

2.2. Estratigrafía

El ciclo Cuyano, que constituye la primer etapa de sedimentación marina que ocurrió en la Cuenca Neuquina en el Mesozoico, se inicia, de acuerdo a observaciones realizadas por diferentes autores (Vergani 2005; Mosquera & Ramos 2006; Berdini et al. 2004, entre otros) con una transición entre un episodio de rift inicial, y una subsidencia generalizada que dominó a posteriori el diseño evolutivo de la cuenca.

Dentro de este ciclo los representantes sedimentarios de ambientes proximales de plataforma y continentales (Fms. Lajas, Challacó y Punta Rosada) poseen una distribución con mayor desarrollo en áreas proximales, (más de 900 m en Cerro Lotena y Río Neuquén), adelgazando hacia el interior de la cuenca.

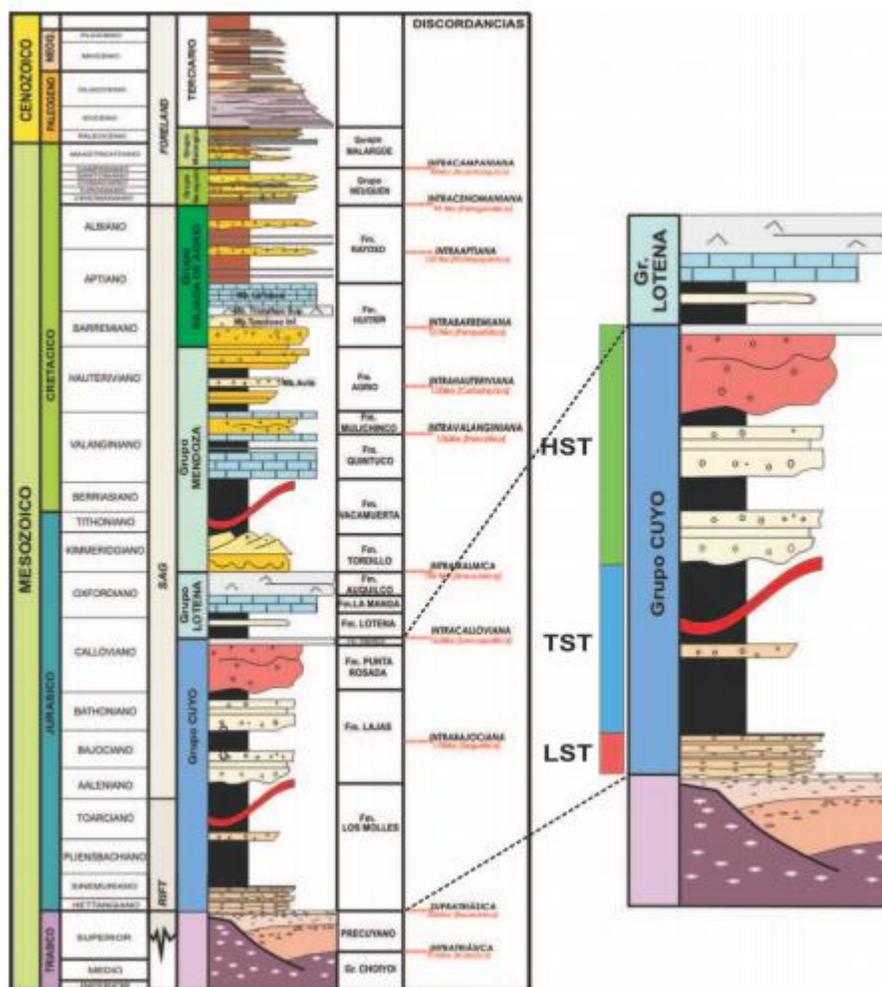


Figura 4: Columna estratigráfica generalizada de Mesozoico de la Cuenca Neuquina con la posición relativa del Grupo Cuyo, mostrando cortejos de segundo orden (Extraído de Arregui et al 2011)

Los sedimentos que se analizan en este trabajo pertenecen a la Fm. Lajas (Weaver 1931), que está integrada por areniscas y en menor medida pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, y conglomerados depositados en ambientes marino somero, deltaicos y estuarinos. Su localidad tipo se encuentra en el flanco occidental de la sierra de la Vaca Muerta en el oeste de la provincia del Neuquén, donde desarrolla espesores promedio de 200 metros. Aflora además de la localidad citada a ambos flancos de la Dorsal de Huincul (Cerro Lotena). En el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú posee entre 320 y 450 m y en la localidad de Lohan Mahuida casi 600 m, en tanto que en la localidad clásica de Cerro Lotena posee casi 900 m de potencia. En el subsuelo de la Cuenca Neuquina se halla documentada por constituir uno de los tradicionales reservorios de hidrocarburos a lo largo de la Dorsal (Cerro Bandera - Río Neuquén).

Se halla en contacto con Fm. Los Molles por la base y en su techo con las Fms. Challaco en el flanco sur y por la Fm. Tábanos al norte de la localidad de Zapala. En subsuelo yace por debajo de la Fm. Punta Rosada de la cual es parcialmente coetánea. Cuando estas últimas unidades están ausentes puede yacer bajo la Fm. Vaca Muerta mediante discordancia (Sierra Barrosa).

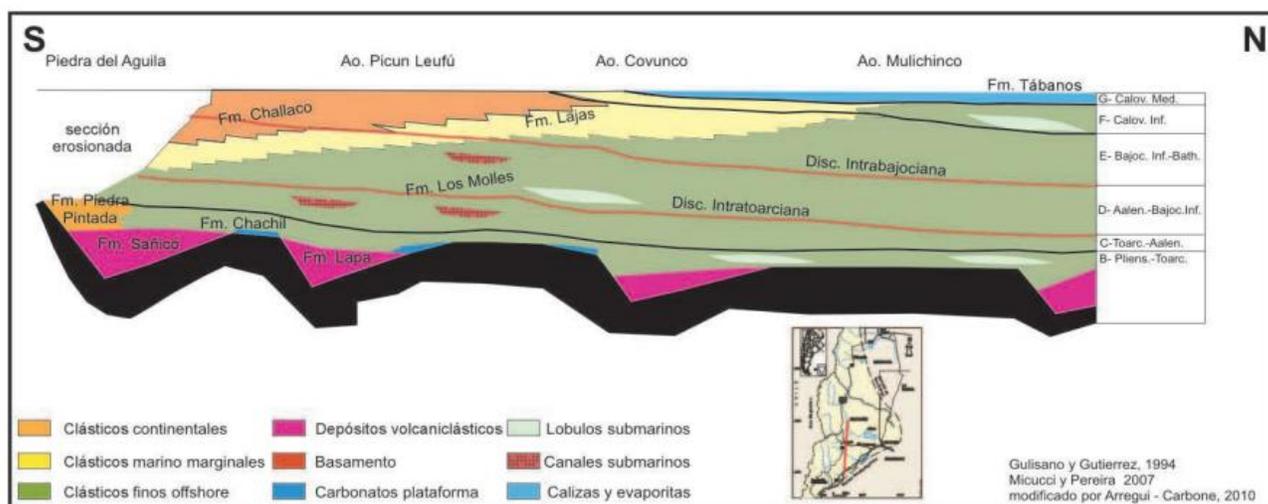


Figura 5: Corte estratigráfico esquemático del Grupo Cuyo basado en los afloramientos del oeste de Neuquén (Extraído de Arregui et al., 2010)

3. Estratigrafía de secuencias

Los conceptos de estratigrafía de secuencias que son desarrollados y aplicados en este trabajo, siguen los lineamientos establecidos por Catuneanu (2006) y Catuneanu y Zecchin (2017), que a su vez involucra todos los modelos de secuencia desarrollados por otros autores a lo largo de la historia de la Estratigrafía de secuencia.

Los modelos de secuencia más aceptados actualmente y utilizados para la elaboración de análisis estratigráfico tanto en el afloramiento como de perfiles sísmicos son: 1) El modelo del Grupo Exxon (secuencias deposicionales) y sus variantes; 2) Modelo de Secuencias Genéticas; 3) Modelo de secuencias T-R (transgresivo-regresivas).

Si bien el objetivo de este capítulo no es explicar al detalle de qué se trata cada

modelo, si se procede a describir brevemente las ventajas y los inconvenientes de cada uno de estos y, solo se desarrollará con un poco más de profundidad, en el modelo de secuencias estratigráficas T-R (transgresiva-regresiva) ya que es el modelo utilizado en este trabajo para el análisis de los afloramientos.

3.1. Antecedentes

En la historia de la estratigrafía de secuencias fueron surgiendo distintas alternativas para determinar cuáles son los criterios que delimitan una secuencia estratigráfica con sus respectivos cortejos de sistema, superficies limitantes, etc. Estas fueron variando de un autor a otro con el correr del tiempo y a grandes rasgos se dividieron en 3 grandes corrientes de pensamiento las cuales son: las secuencias depositacionales, propuestas por autores como Posamentier *et al.*, (1988), Van Wagoner *et al.*, (1988, 1990), Hunt and Tucker (1992, 1995); las secuencias genéticas con autores como Galloway (1989), y secuencias transgresivas- regresivas (T-R) con autores como Embry y Johannesen (1993, 1995).

Cada uno de estos autores asignó diferentes superficies limitantes para cada secuencia estratigráfica las cuales se muestran en los cuadros de la figura 6 y 7.

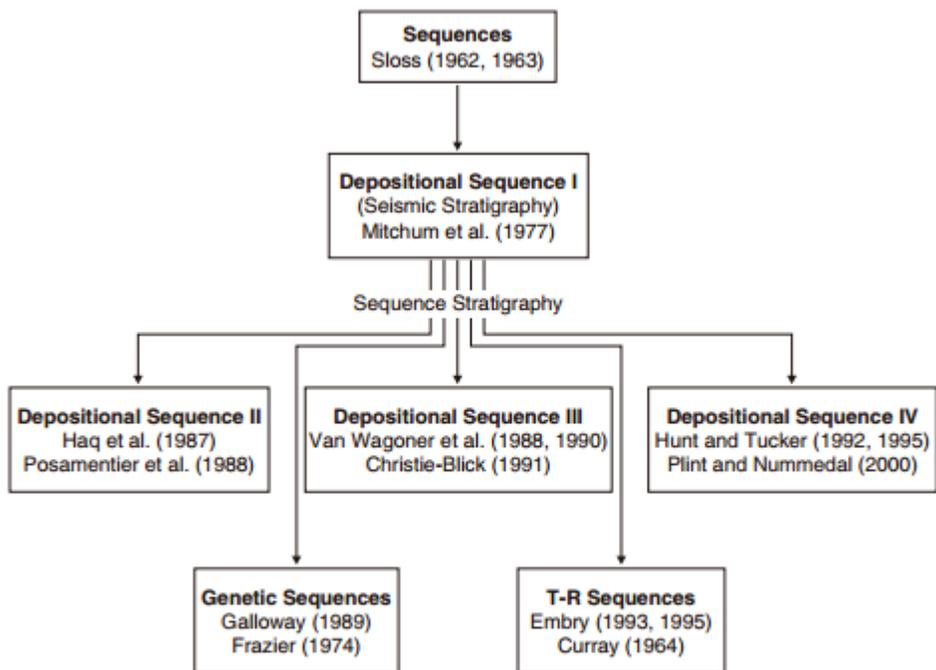


Figura 6: Modelos de secuencias que fueron surgiendo a partir de Sloss (1962) hasta Embry (1995)

| Sequence model Events | Depositional Sequence II | Depositional Sequence III | Depositional Sequence IV | Genetic Sequence | T-R Sequence |
|--------------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|------------------|--------------|
| end of transgression | HST | early HST | HST | HST | RST |
| end of regression | TST | TST | TST | TST | TST |
| end of base-level fall | late LST (wedge) | LST | LST | late LST (wedge) | RST |
| onset of base-level fall | early LST (fan) | late HST (fan) | FSST | early LST (fan) | |
| | HST | early HST (wedge) | HST | HST | |

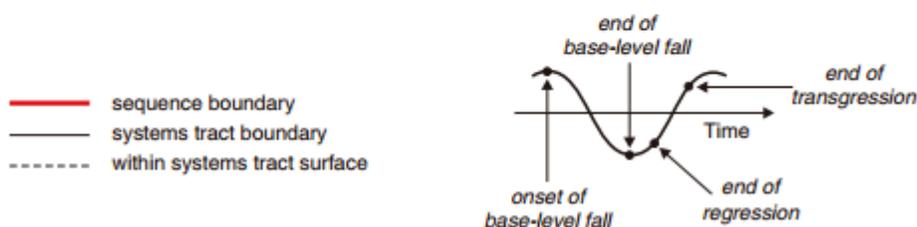


Figura 7: Modelos de secuencia depositacional mostrando como fueron variando los límites de secuencia y la nomenclatura de algunos cortejos de sistema respecto a los eventos de caída y subida relativa del nivel del mar (Catuneanu, 2002).

3.2. Cortejos de sistema (systems tracts) y secuencias

“Un sistema depositacional representa el producto sedimentario de los ambientes depositacionales asociados. Estos gradan lateralmente en sistemas coetáneos, formando asociaciones lógicas de elementos paleo-geomórficos. (Systems tracts).”

Cortejos de sistema (systems tracts) (Brown y Fisher, 1977): Un enlace de sistemas depositacionales contemporáneos, formando la subdivisión de la secuencia.

Los cortejos de sistema son interpretados en base al patrón de apilamiento de los estratos, posición dentro de la secuencia, y tipos de superficies limitantes. El timing (sucesión) de los cortejos de sistema es inferido relativo a una curva que describe las fluctuaciones del nivel de base en la línea de costa.

Definición de Secuencia (Mitchum, 1977): una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitados por discontinuidades o sus concordancias correlativas.

Las secuencias y cortejos de sistema son limitados por superficies estratigráficas claves. Tales superficies pueden ser concordantes o discordantes y marcan cambios en el régimen de sedimentación a través del límite.

3.3. Modelos de estratigrafía secuencial: Ventajas e inconvenientes

3.3.1 Ventajas de la utilización de cada uno de los diferentes modelos

Modelo del Grupo Exxon (secuencias deposicionales).

La utilización del modelo del Grupo Exxon presenta las siguientes ventajas:

- 1) Una de ellas es que este es el más extendido, aceptado y utilizado por la comunidad científica, de forma que constituye una metodología de trabajo de la que partir.
- 2) Otra ventaja es que subdivide a la secuencia en tres (o cuatro) cortejos o *systems tracts*, generados en tramos o periodos concretos de los ciclos de variación relativa del nivel de base.
- 3) La utilización de superficies con significado cronoestratigráfico a escala global como límites de secuencia es otra de las ventajas. Si las secuencias son exclusivamente respuesta a variaciones globales de tipo eustático, estos límites se generarán simultáneamente en todo el planeta.
- 4) Teóricamente, las discontinuidades que limitan las secuencias deposicionales son reconocibles fácilmente en las zonas costeras y, sobre todo, en las partes subaéreas del sistema, donde suelen alcanzar su máxima expresión.
- 5) La última ventaja es la existencia de tres tipos diferentes de secuencias, aplicables a diferentes contextos y circunstancias.

3.3.2 Ventaja de la utilización de los modelos de secuencias estratigráficas genéticas

- 1) La primera es que constituye un modelo simple sin demasiadas complicaciones conceptuales.
- 2) En las secuencias estratigráficas genéticas se utiliza un criterio similar para diferentes escalas de trabajo. Todas las secuencias, sea cual sea, están limitadas por superficies de máxima inundación.
- 3) Este tipo de secuencias son utilizadas en lugares donde no se generan discordancias subaéreas (Embry, 1994) o las mismas son muy limitadas arealmente ya que sus límites son fácilmente reconocibles.
- 4) Este tipo de secuencias solo se subdividen en dos partes (intervalo progradacional y retrogradacional). Ambas partes son fácilmente reconocibles en el campo, ya que se

basan en la evolución de la trayectoria de la línea de costa (hacia tierra o hacia la cuenca).

- 5) Las superficies limitantes (superficies de máxima inundación) son fácilmente reconocibles, tanto en el campo como en los perfiles sísmicos. Estas superficies, además, suelen tener fauna asociada lo que hace que su datación no sea muy difícil. Las superficies limitantes tienen un gran potencial de preservación y son las más evidentes en contextos con alta tasa de acomodación.
- 6) Galloway (1989) implica tanto al eustatismo, como a la subsidencia y al aporte sedimentario en la generación de secuencias estratigráficas genéticas. También propone una jerarquía de correlación de secuencias.
 - * Las que se restringen a un depocentro o depocentros muy próximos.
 - * Las que se extienden por todo un margen de placa.
 - * Las que se extienden por placas corticales adyacentes.
 - * Las correlacionables globalmente.

3.3.3 Ventaja de la utilización de los modelos de secuencias transgresivo-regresivas

Las secuencias de tipo transgresivo-regresivas tienen bastantes ventajas a su favor para ser utilizadas en el estudio de sistemas deltaicos.

- 1) Estas secuencias tienen un origen tanto descriptivo como interpretativo, ya que se basan en los cambios de tendencia (transgresiva o regresiva) de la sucesión y en la interpretación de escalas a las cuales están sucediendo dichos cambios.
- 2) Las secuencias transgresivo-regresivas son (al igual que las secuencias estratigráficas genéticas) simples ya que, en principio solo constan de dos partes bien diferenciadas (cortejos “*systems tracts*”, unidades, megaunidades, etc.) una transgresiva y otra regresiva. Sin embargo, en algunos casos, la parte regresiva puede dividirse en tres sectores (equivalentes al HST : *highstand system tract*, FRST: *forced Regressive system tract*, LPW: *lowstand prograding wedge*; del modelo de Exxon) según la disposición y trayectoria de los depósitos costeros.
- 3) El reconocimiento de las secuencias transgresivo-regresivas en el campo es relativamente sencillo. A nivel de secuencias fundamentales, en las zonas transicionales y marinas hay claras diferencias litológicas entre las partes transgresivas (con facies bioturbadas, bioclásticas y ricas en carbonatos y tendencias profundizantes) y las regresivas (con facies detríticas progradantes y somerizantes). Las secuencias de mayor escala (secuencias y megasecuencias compuestas) se basan simplemente en las variaciones de las tendencias de apilamiento de las secuencias de escala inmediatamente menor, que quedan claramente expresadas en las trayectorias de la línea de costa y depósitos asociados.
- 4) En las secuencias transgresivas- regresivas se utiliza un criterio similar para las diferentes escalas de trabajo. Así, todas las secuencias, sea cual sea su escala están

limitadas por superficies de máxima regresión, y constan de un tramo transgresivo basal y un tramo regresivo final.

- 5) Las superficies limitantes de este tipo de secuencias son fácilmente reconocibles, tanto en el campo como en los perfiles sísmicos. Hacia la cuenca vienen marcadas por el paso de tendencias regresivas a transgresivas. Hacia tierra, en ocasiones coinciden con las discontinuidades subaéreas (teóricamente la más evidente en depósitos subaéreos).
- 6) Este tipo de secuencias son útiles tanto en áreas donde se generan discontinuidades subaéreas como en las que no resultan significativas (Embry, 1994), ya que el límite viene marcado por la superficie de máxima regresión, que es independiente de que haya discontinuidad subaérea, o no (es decir, que haya o no descenso relativo del nivel de base).
- 7) Según Embry (1994), los límites de secuencia T-R muestran una “diacronismo” muy bajo en relación con la duración de los ciclos de subida-bajada del nivel de base.
- 8) En la generación de las secuencias transgresivo-regresivas se implica tanto al eustatismo, como la subsidencia, como el aporte sedimentario.
- 9) Tanto en los trabajos de Embry, como en los del autor de esta tesis, se establecen unas jerarquías dependientes de la escala relativa (vertical y/o lateral) de las secuencias, sin basarse directamente en la duración de las mismas.

3.4 Inconvenientes en la utilización de cada uno de los diferentes modelos:

3.4.1 Problemática y dificultades generales del análisis secuencial

1) La no globalidad de los diferentes tipos de secuencia:

Las secuencias deposicionales, las secuencias estratigráficas genéticas y las secuencias transgresivo-regresivas son el resultado de la interacción entre las variaciones eustáticas, la subsidencia local y los aportes sedimentarios. Por ello, las sucesivas secuencias generadas en un lapso de tiempo determinado y en dos zonas diferentes del globo, difícilmente sean isócronas (a no ser que el régimen de aportes y la subsidencia sean similares).

Vail (1987) indica que una secuencia deposicional se interpreta como depositada durante un ciclo de cambio eustático del nivel del mar, por lo que estas tendrán un carácter global al igual que los eventos eustáticos que la originan. En la figura 8 se muestra como la combinación de las diferentes alternativas de variaciones de parámetros (subsidencia y nivel del mar) tanto en magnitud como en sentido producen el mismo resultado final en términos de espacio de acomodación de sedimentos.

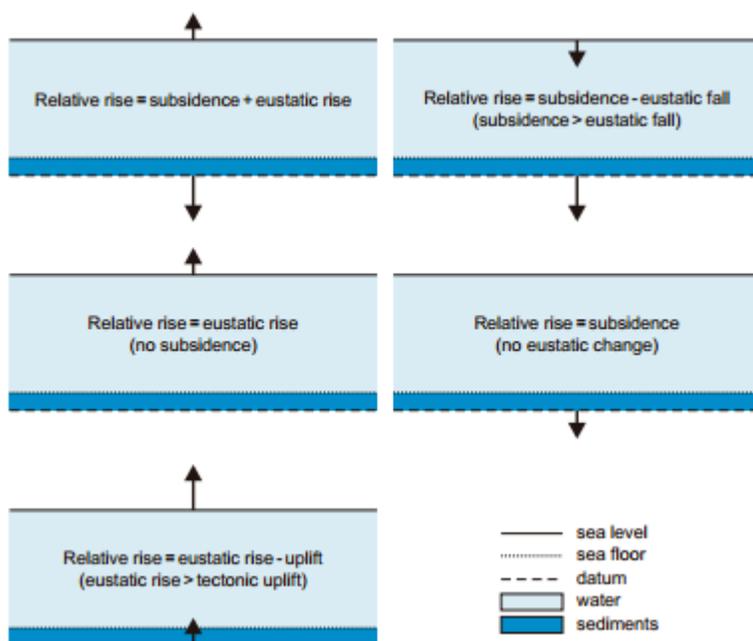


Figura 8.a: Escenarios de subida relativa del nivel del mar. Si el nivel de base es equitativo al nivel del mar (sin considerar la energía de las olas y las corrientes), entonces la subida relativa del nivel del mar se convierte en sinónimo de la subida del nivel de base. Notar que el nuevo espacio de acomodación creado puede ser consumido por sedimentación a diferentes velocidades, resultando en la somerización o profundización del agua. La longitud de las flechas es proporcional a los cambios eustáticos y tectónicos verticales.

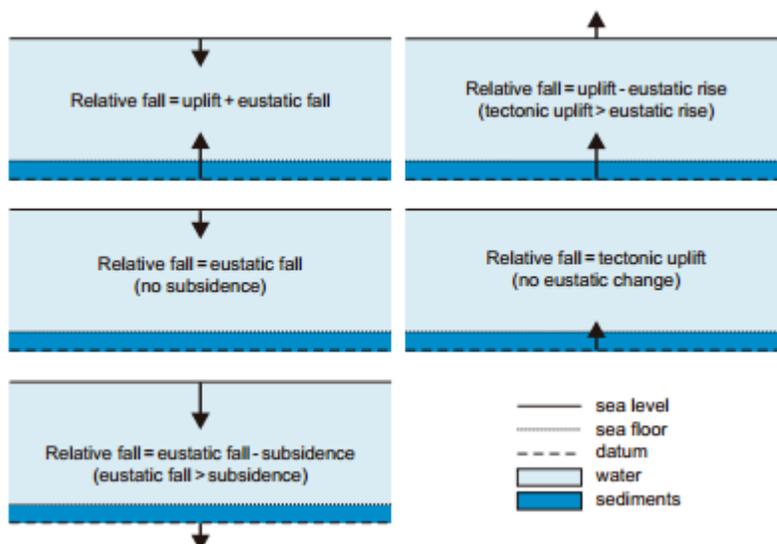


Figura 8.b: Escenarios de caída relativa del nivel del mar. Si el nivel de base es igual al nivel del mar por simplificación (sin tener en cuenta la energía de las olas y corrientes), entonces la caída del nivel del mar se convierte en sinónimo de la caída del nivel de base. El descenso del nivel de base es el resultado de la pérdida del espacio disponible de acomodación, y casi invariablemente

en la somerización del agua. La longitud de las flechas es proporcional a las velocidades de cambios eustáticos y tectónicos verticales (Extraído de Catuneanu, 2006)

Es por esa razón que resulta de difícil comprobación que un solo parámetro (eustasia) sea el responsable de ciclos globales y por lo tanto se debilitó su utilización universal propuesta en los modelos iniciales (Haq et al., 1977).

Las variaciones en el aporte sedimentario influyen directamente en la localización de superficies clave como la de máxima regresión o la de máxima inundación. El paso de condiciones transgresivas a regresivas, que queda marcado por la superficie de máxima inundación, y que delimita las secuencias estratigráficas genéticas, depende de la relación existente entre los movimientos relativos del nivel de base y el aporte sedimentario o erosión. Lo mismo ocurre con las superficies de máxima regresión, limitante de secuencias transgresivo-regresivas.

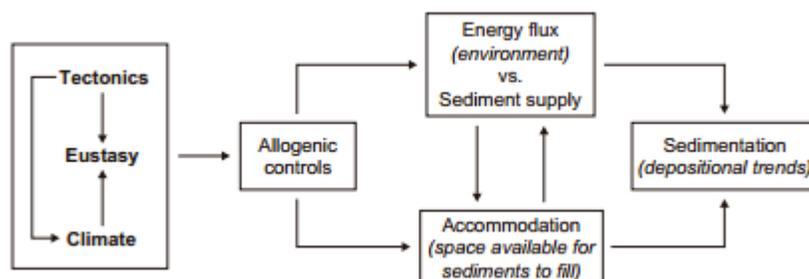


Figura 9: Controles alógenos sobre la sedimentación, y sus relaciones a ambientes con energía de flujo, aporte sedimentario, acomodación y tendencia depositacional (Modificado de Catuneanu, 2003).

La posición estratigráfica de las superficies de máxima inundación y de máxima regresión está influenciada por el eustatismo, la subsidencia y el aporte sedimentario (Figuras 8 y 9). De esta manera, las superficies de máxima inundación y de máxima regresión tienen un significado cronoestratigráfico limitado local y no tienen ninguna utilidad de cara a una correlación "global".

En un principio, el origen de las secuencias transgresivo regresivas no está exclusivamente ligado al eustatismo, ya que el aporte sedimentario y la subsidencia también influyen en su generación. Debido a esto y a que las superficies clave (superficies de máxima regresión y de máxima inundación) no tienen un significado cronoestratigráfico global y su correlación lateral es limitada dependiendo de su escala (o viceversa).

2) *La influencia de las variaciones en los aportes sedimentarios en la duración de los diferentes "cortejos" o localización de las superficies clave.*

Las variaciones en los aportes sedimentarios influyen en la secuencialidad además del eustatismo y la subsidencia.

Los modelos propugnados por el grupo Exxon no tienen en cuenta las variaciones en el aporte sedimentario. Estas variaciones en los aportes no influyen directamente en la localización de los límites de secuencia deposicional, pero si lo hacen en otras superficies. Si tomamos dos áreas con diferentes regímenes de aportes, en la zona con volumen de aportes alto, los depósitos transgresivos serán más reducidos que en las que reciben escasos aportes, es decir, variando la posición de los límites de las posibles secuencias estratigráficas genéticas y secuencias transgresivo-regresivas. De acuerdo con lo mencionado en el párrafo anterior, si los aportes son puntuales a lo largo del borde de cuenca, las secuencias mostraran una variación progresiva desde las zonas con aporte, con secuencias deposicionales bien desarrolladas, a las zonas con escasos aportes, donde predominaran las secciones condensadas (Loutit *et al.*, 1988; Armentrout *et al.*, 1993). Dichas variaciones pueden (y suelen) producirse en la misma zona a lo largo del tiempo. En un contexto con unos aportes sedimentarios decrecientes, el cortejo transgresivo durará más (comenzará antes y terminará después) que en un contexto sin variación en los aportes. Por el contrario, en un contexto con aportes sedimentarios crecientes, el cortejo transgresivo durará menos (comenzará más tarde y terminará antes) que en un contexto sin variación en los aportes. . Esto ocasiona el diacronismo de las superficies más acentuado en sentido strike que en *dip*. (Catuneanu 2006).

3) *La influencia de las variaciones en la posición y geometría de los sucesivos lóbulos en la duración de los diferentes cortejos o localización de las distintas superficies clave.*

En los sistemas deltaicos es común el desplazamiento lateral de los sucesivos lóbulos. Este desplazamiento puede ser más o menos aleatorio, inducido por procesos de avulsión, o estar controlado por procesos de origen autigénico.

Como se ha observado en este trabajo, el apilamiento de los sucesivos lóbulos arenosos no solo se produce en la vertical, sino que en ocasiones se producen desplazamientos laterales de unos con respecto a otros. Este hecho hace que, dependiendo de la orientación del corte del que se disponga, el modelo de apilamiento será de un tipo u otro, y, en resumen, las secuencias (estratigráficas, genéticas o transgresivo-regresivas) tendrán un diseño tridimensional diferente.

En los análisis secuenciales de sistemas deltaicos existen transgresiones y regresiones de alta frecuencia que posiblemente estén relacionadas con avulsiones o migraciones de alta frecuencia de lóbulos sucesivos, directamente ligada a la existencia de aportes locales.

Las secuencias estratigráficas genéticas y las secuencias transgresivo-regresivas resultantes serán locales, de reducido espesor y poco correlacionables lateralmente (5to orden o más).

3.4.2 Inconvenientes de la utilización de los modelos del grupo Exxon.

Las desventajas de la utilización de los modelos del grupo Exxon son varias:

- 1) El concepto de "parasecuencia";
- 2) la dificultad a la hora de reconocer algunas de las superficies clave;
- 3) el uso de superficies generadas en diferentes momentos del ciclo de ascenso-descenso del nivel de base relativo para limitar las secuencias;
- 4) el cambio de criterio para las diferentes escalas de trabajo;

En cualquier caso, merece destacarse que, seguramente, los modelos del grupo de Exxon son los más criticados porque son los que han alcanzado un desarrollo metodológico más elevado, de forma que contienen un alto número de conceptos para juzgar y debatir.

3.4.3 Problemática de la utilización de los modelos de secuencias estratigráficas genéticas

Aparte de los inconvenientes mencionados anteriormente existen otros problemas de cara a la aplicación del modelo de las secuencias estratigráficas genéticas tales como:

- 1) la excesiva sencillez del modelo, que no profundiza (por ejemplo) en la expresión de las secuencias a diferentes escalas o en la expresión de las superficies de máxima regresión;
- 2) la dificultad de reconocimiento de las superficies de máxima inundación en las porciones subaéreas del sistema,
- 3) la posible inclusión de importantes discontinuidades dentro de las secuencias.

3.4.4 Problemática de la utilización de los modelos de secuencias transgresivo-regresivas

Aparte de los inconvenientes mencionados anteriormente, existen otros problemas de cara a la aplicación del modelo de las secuencias transgresivo-regresivas tales como:

- 1) la preservación de las superficies limitantes; o
- 2) la dificultad existente en continuar los límites de secuencia hacia las porciones subaéreas del sistema.

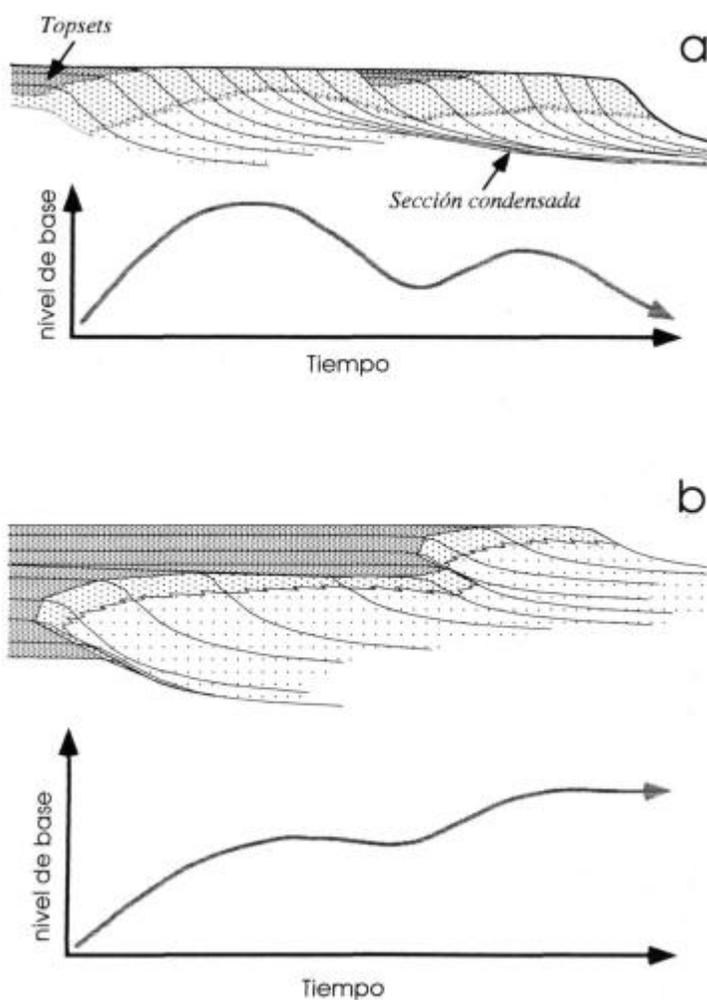


Figura 10.a: Diferentes respuestas de tipo sedimentario y estratigráfico para la misma curva eustática en situaciones con diferentes tasas de subsidencia. a) Baja subsidencia (regresión). b) Alta subsidencia (transgresiones y regresiones).

1) La preservación de las superficies limitantes

Las superficies limitantes de las secuencias transgresivo-regresivas tienen un potencial de preservación menor que las que limitan las secuencias estratigráficas genéticas. Las superficies de máxima regresión y sus correlativas discontinuidades subaéreas (una vez generadas) pueden sufrir modificaciones a posteriori.

2) La dificultad existente en continuar los límites de secuencia hacia las porciones subaéreas del sistema.

El seguimiento de los límites de secuencia hacia porciones subaéreas del sistema suele ser complicado. En situaciones en las que no hay caídas del nivel del mar relativo no se generan superficies de discontinuidad subaéreas y en las situaciones en las que éstas se generan, el tramo de no coincidencia entre la superficie de máxima regresión y la discontinuidad puede ser muy variable. Así, en la mayoría de los casos la continuidad de las superficies limitantes hacia los depósitos subaéreos no es directa y se tiene que basar en un seguimiento (físico de las mismas).

4. Metodología

Cuando se Inicia un trabajo de clasificación y ordenamiento estratigráfico se debe analizar primero las características de los datos a ser estudiados y la profundidad de los análisis que van a ser realizados y en base a éstas premisas se podrá seleccionar la metodología de trabajo a ser aplicada y el tipo y profundidad de las conclusiones que podrán ser alcanzadas. En este caso el análisis fue realizado sobre los datos recogidos en dos perfiles estratigráficos que fueron relevados a escala 1:200 y cuyas observaciones, que serán detalladas más adelante, tuvieron como objetivo realizar una historia de la evolución del relleno sedimentario y proyectar su geometría en áreas aledañas.

El afloramiento analizado corresponde a la margen oriental del arroyo Picún Leufú donde toma una trayectoria NNO-SSE entre el área de sus nacientes al este de la Cordillera de Chachil, y el tramo oeste este que recorre el anticlinal homónimo adosado a su flanco sur (Figura 1).

La localización de las dos columnas relevadas debió ajustarse a la accesibilidad de los caminos, y a la calidad de los afloramientos analizados. El trabajo de campo constituyó el levantamiento de columnas verticales de aproximadamente 400 m de espesor cada una, con una separación lateral de 500 a 700 m, de la parte aflorante de la Fm. Lajas, unos 2,5 km al sudeste del sector de trabajo del análisis estratigráfico hecho por Kurcinka (2014). La confección fue realizada en dos campañas de 5-7 días cada una, en Febrero de 2016 y Abril de 2017.

La colección de datos se centró en realizar observaciones acerca de características de las rocas como espesor, textura, color, estructuras sedimentarias, geometría de los bancos, tipos de contactos, caracterización de superficies, contenido y trazas fosilíferas, diagénesis y otras observaciones.

Se realizaron además observaciones acerca del patrón de apilamiento (progradante, retrogradante y agradante) y de las características de las superficies en función de los contrastes que las mismas limitan.

En base a este análisis se pretende llegar a la reconstrucción de la historia evolutiva en términos de variaciones del nivel de base que es un factor que sin dudas condiciona los tipos de ambientes sedimentarios más factibles de ser desarrollados tomando en cuenta los balances entre aporte sedimentario y espacio de acomodación disponible.

Las herramientas utilizadas en el campo fueron: panel y hojas de descripción de afloramientos, comparador granulométrico, lupa de mano, escalímetro, báculo y cámara fotográfica.

Con los datos obtenidos en el campo se procedió a realizar el perfil sedimentológico a

escala 1:200 para poder graficar el detalle necesario que permita representar las observaciones que resulten de relevancia. La representación gráfica fue efectuada, para cada sección de 400 m, mediante un software de diseño gráfico (Canvas), describiendo con detalle todas sus propiedades anteriormente mencionadas y adosando imágenes más relevantes que hayan sido tomadas en el campo. Posteriormente se procedió a realizar la correlación estratigráfica de las dos secciones analizadas y se obtuvieron conclusiones respecto de la ciclicidad de las secuencias depositacionales y la determinación del orden de jerarquía de cada una de ellas usando como herramienta adicional las fotografías panorámicas del lugar.

Se contó como referencia con todas las interpretaciones realizadas en áreas vecinas cuyas semejanzas o diferencias con la información aquí recolectada, son puestas de manifiesto siendo este el valor intrínseco del trabajo realizado.

La interpretación final de la evolución estratigráfica permite proyectar tanto en sentido paralelo como perpendicular a la línea de costa inferida, cual podría ser el desarrollo estratigráfico de esta unidad y definir su valorización como roca reservorio para alojar hidrocarburos.

El área de relevamiento entre los perfiles contiguos fue correlacionada caminando a lo largo de los estratos usando trazas visuales a lo largo de la sección y una serie de fotos panorámicas donde es posible distinguir algunos puntos de referencia para su correspondiente intervalo lateral.

Las características de la Fm Lajas en este sector de la cuenca marcan la existencia de un gran desequilibrio entre el aporte sedimentario y el espacio disponible que favorece una inmensa descarga de sedimentos clásticos y que a su vez conducen al desplazamiento de la línea de costa hacia el interior de la cuenca (regresión) de enorme magnitud. Bajo estas condiciones las etapas de desplazamiento de la línea de costa hacia el continente (transgresión) tienen pocas oportunidades de manifestarse con magnitud considerable.

Con estas condiciones como marco general, con gran dominio de progradaciones (a distintas escalas) sobre retrogradaciones, y a su vez considerando que el sector estudiado se encuentra en una posición de la cuenca bastante proximal donde los procesos distales están pobremente representados, se debía seleccionar un modelo de estratigrafía de secuencias adecuado.

Algunos autores han establecido sistemas de clasificaciones de los ciclos sedimentarios con criterios de asignación de tiempo atribuidos a distintos factores alogénicos (por ej: eustasia Vail 1977 y Van Wagoner 1990 utilizando el término “parasecuencias. Figura 11) los cuales son metodologías muy útiles para sedimentos relativamente jóvenes comprendidos durante el Cenozoico, donde existen diversos y exactos métodos de datación absoluta.

| Hierarchical order | Duration (My) | Cause |
|------------------------|---------------|---|
| First order | 200-400 | Formation and breakup of supercontinents |
| Second order | 10-100 | Volume changes in mid-oceanic spreading centers |
| Third order | 1-10 | Regional plate kinematics |
| Fourth and fifth order | 0.01-1 | Orbital forcing |

Figura 11: Jerarquización de ciclos sedimentarios, duración y causa. Extraído de Vail et al., 1977

Para sedimentos más antiguos las metodologías de datación son más limitadas pero la utilización de fósiles guías puede llegar a ser útil en los lugares de sedimentación de baja energía donde la fauna tanto de macrofósiles y microfósiles es abundante obteniendo caracterizaciones de ciclos bastante precisas. A diferencia de esto en los lugares de alta energía, la preservación faunística en los sedimentos es ínfima y pueden llegar a preservarse unas pocas especies con un biocrón tan amplio en cuyo lapso de tiempo podrían desarrollarse una cantidad considerable de ciclos sedimentarios de alta frecuencia (4to y 5to orden). Por esta razón la estratigrafía de alta resolución, y por ende en este trabajo, se intenta resolver este dilema comparando contrastes de superficies y cambios de patrones de apilamiento con una asignación de escala de tiempo relativa para cada orden determinado (Catuneanu et al., 2009). Raja Gabaglia expuso en forma generalizada, la jerarquización de las secuencias con sus diferentes órdenes y sus respectivas asignaciones de cambios estratigráficos a escala que serán utilizadas en las interpretaciones de los ciclos de este trabajo (Figura 12).



Figura 12: Jerarquización y asignación de cambios estratigráficos según orden de escala. (Modificado de Raja Gabaglia et al., 2006)

La adopción de un flujo de trabajo estándar libre de principios independientes orientados a preferencias personales ha sido endosado recientemente por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica como el enfoque recomendado para describir la ciclicidad de sucesiones sedimentarias (Catuneanu et al., 2011). Bajo esta recomendación, el flujo de trabajo aquí desarrollado, fue realizado tomando en cuenta las características de los modelos propuestos por diferentes autores que se ajustaban a las características intrínsecas de los afloramientos.

El análisis estratigráfico de alta resolución es una herramienta muy efectiva para la investigación en los afloramientos o más bien en estudios basados en testigos corona aunque en ciertos estudios se ha logrado una resolución sísmica de escala tal que rivaliza con los estudios hechos en afloramientos. Sin embargo, el grado de detalle de los atributos físicos de superficies y de los paquetes sedimentarios ofrecidos por los afloramientos y testigos coronas es irremplazable y esencial para el completo entendimiento de procesos y la definición de marcos estratigráficos de secuencia de alta resolución basados en procesos.

De todos los esquemas publicados se utilizó el propuesto por Embry & Johannessen (1993) para representar la evolución estratigráfica de la sección analizada de la Fm. Lajas (Figura 13). En este caso se encuentran mayoritariamente representados ciclos con aumento vertical de espesor y energía (*thickening and coarsening- shallowing upward*) sobre los que muestran adelgazamiento y disminución de energía verticalmente (*thinning and finning-deepening upward*).

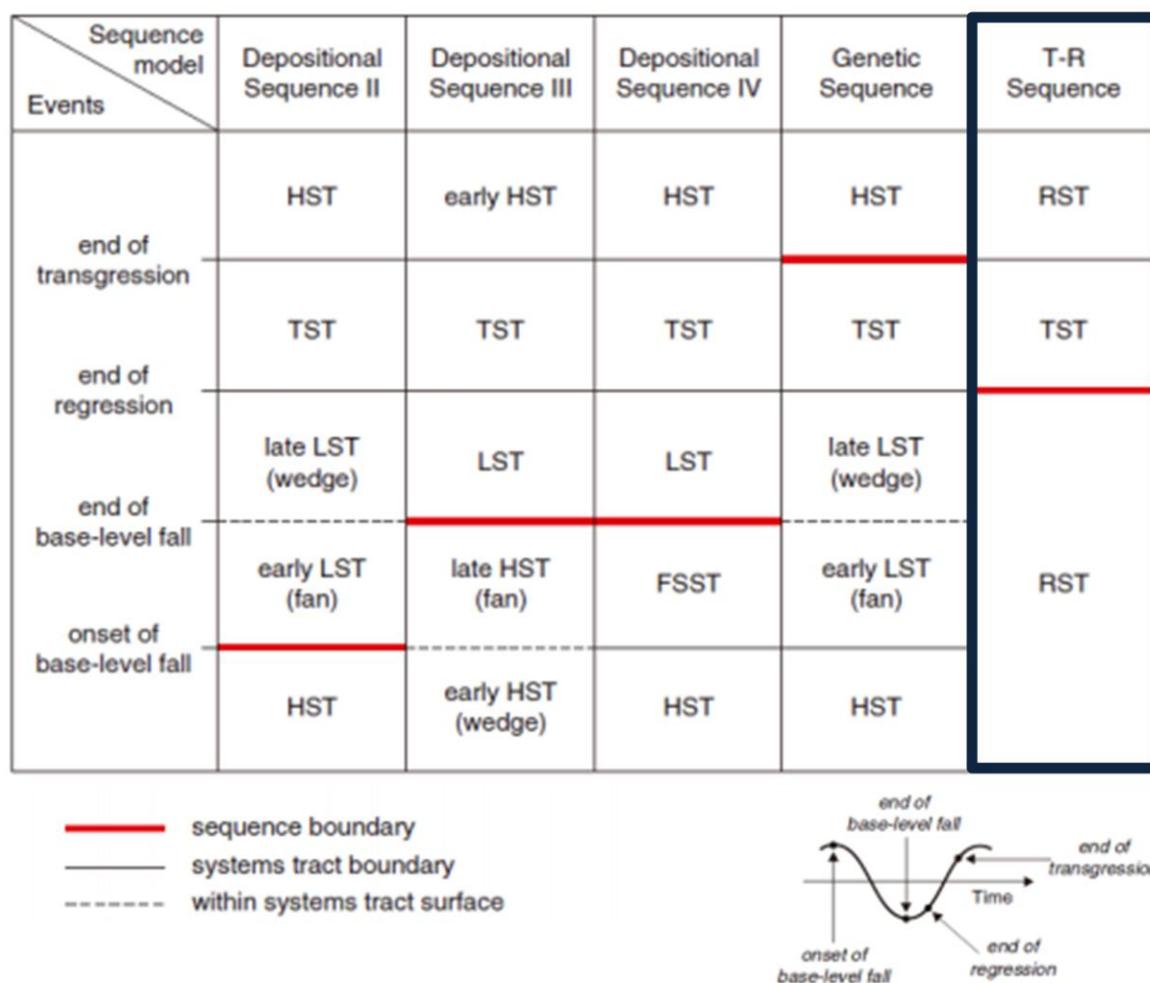


Figura 13.a: Modelo de secuencias T-R, elegido para la realización de este trabajo. (Embry et al., 2009).

Las superficies más frecuentemente individualizadas son las que marcan la finalización de las regresiones (Superficie de Máxima Regresión) donde se produce un cambio de patrones de apilamiento de progradacional a retrogradacional y la que representan la máxima expansión de las retrogradaciones (Superficie de Inundación Máxima) con cambio de retrogradación a progradación.

También están presentes las superficies de ravinamiento las cuales son superficies erosivas diacrónicas que ocurren durante la transgresión por efecto de las olas en condiciones marino someras.

Para la interpretación de los puntos de control se procedió de la siguiente manera: 1) identificación de las superficies de contactos estratigráficos que son utilizadas como límites de secuencias (SRM = superficie de regresión máxima; y SIM=superficie de inundación

máxima) y otras que marcan una superficie erosiva diacrónica (SR= superficie de ravinamiento) a distintas escalas, utilizando el criterio desarrollado por Catuneanu (2006); 2) identificación de los patrones de apilamiento; 3) definición de los contrastes que están limitados por cada una de las superficies; 4) establecimiento de un ranking de los contrastes; 5) definición de los ciclos sedimentarios en cuanto a posición paleogeográfica, asignando una posición relativa dentro del ambiente deltaico; 6) interpretación final de la evolución vertical de los perfiles utilizando la correlación de los ciclos de alta frecuencia (este trabajo) y las asociaciones de facies y caracterización paleoambiental definidas por Vinassa (2018).

Finalmente se efectúa una comparación de las conclusiones alcanzadas en este trabajo con las publicadas en secciones vecinas y remarcar los paralelismos y las diferencias alcanzadas y recomendaciones para futuros trabajos a realizarse en esta área.

5. Desarrollo

Para el análisis de estos afloramientos se siguió una metodología bien establecida con la finalidad de poder lograr un criterio válido y obtener conclusiones lo más acertadas posibles. Este ejercicio se realiza con dos puntos de control y a medida que se vayan agregando otros en un futuro el modelo podrá perfeccionarse aún más.

Los sedimentos analizados en los dos puntos de control pertenecen al *Highstand* de segundo orden del grupo Cuyo ubicados completamente dentro de un sistema de descarga de elevada eficiencia. El análisis de este trabajo comienza y termina con secuencias progradantes pertenecientes a un sistema deltaico, por lo que este espacio estratigráfico deja muy poco lugar para las transgresiones, de modo que, el afloramiento no nos proporciona un gran contraste sedimentario y arquitectural sobre el cual se pueda reconocer la presencia o influencia de otro tipo de ambiente. También es importante destacar que los espesores de la Fm. Lajas, analizados en este trabajo llegan a un máximo de 400 m, y aunque, a diferencia de los espesores máximos analizados por Zavala (1996) en su trabajo estratigráfico de la Fm. Lajas donde se describen perfiles que llegan a los 600 m (en posiciones más distales), en este trabajo se analizan más del 70% de los sedimentos que componen a dicha formación dotándolo de un gran valor experimental. Aunque en los 200 m de sedimentos faltantes pueden expresar rasgos y elementos que en este trabajo no se expresan, no quita el valor del volumen de datos y de las interpretaciones realizadas aquí.

El análisis de los perfiles inician dentro de la Fm. Lajas ya que no está visible el contacto con la Fm Los Molles y con respecto al tope, si bien no se reconoció la interfase hacia la suprayacente Fm. Challacó (si es que está desarrollada), se puede observar en imágenes panorámicas que, a un par de kilómetros al sur de la columna más austral, se observa la presencia de la Fm. Tordillo poco por encima de la posición alcanzada en el relevamiento indicando que resta un espesor pequeño de Grupo Cuyo no preservado en la posición del presente trabajo.

5.1. Análisis de los perfiles

Para el análisis de los perfiles como se mencionó anteriormente se procedió a identificar contrastes sedimentarios que fueron utilizados como amarres estratigráficos que no solo fueron reconocidos en el campo a través de su expresión física y continuidad sino también dentro de los perfiles. Así en cada uno de los perfiles se identificaron 2 puntos de contraste que coinciden (el primero) con una superficie de inundación máxima (a una distancia vertical de 88 m aprox. de la base del perfil 1 y 53 m del perfil 2) y el segundo con la superficie de regresión máxima (altura 203 m de la base del perfil 1 y 160 m del perfil 2) que permiten proponer una división que consta de 3 segmentos o ciclos de tercer orden, y posteriormente son subdivididos en ciclos de cuarto y quinto orden que a continuación serán descriptos.

La nomenclatura de los perfiles, secuencias de tercer y cuarto orden se resume de la siguiente manera:

- Primer lugar, número correspondiente al número de perfil (**1 y 2**).
- Segundo lugar, letra correspondiente a la secuencia de tercer orden (**a, b y c**).
- Tercer lugar, secuencia de cuarto orden (**I, II, III, IV, etc.**).
- Por último, las secuencias de quinto orden no son enumeradas, sino que, dentro de la descripción de los ciclos de cuarto orden se va a proceder a enunciar el número de los ciclos de orden inferior que haya dentro de la misma y sus particularidades.

5.1.1 Perfil 1

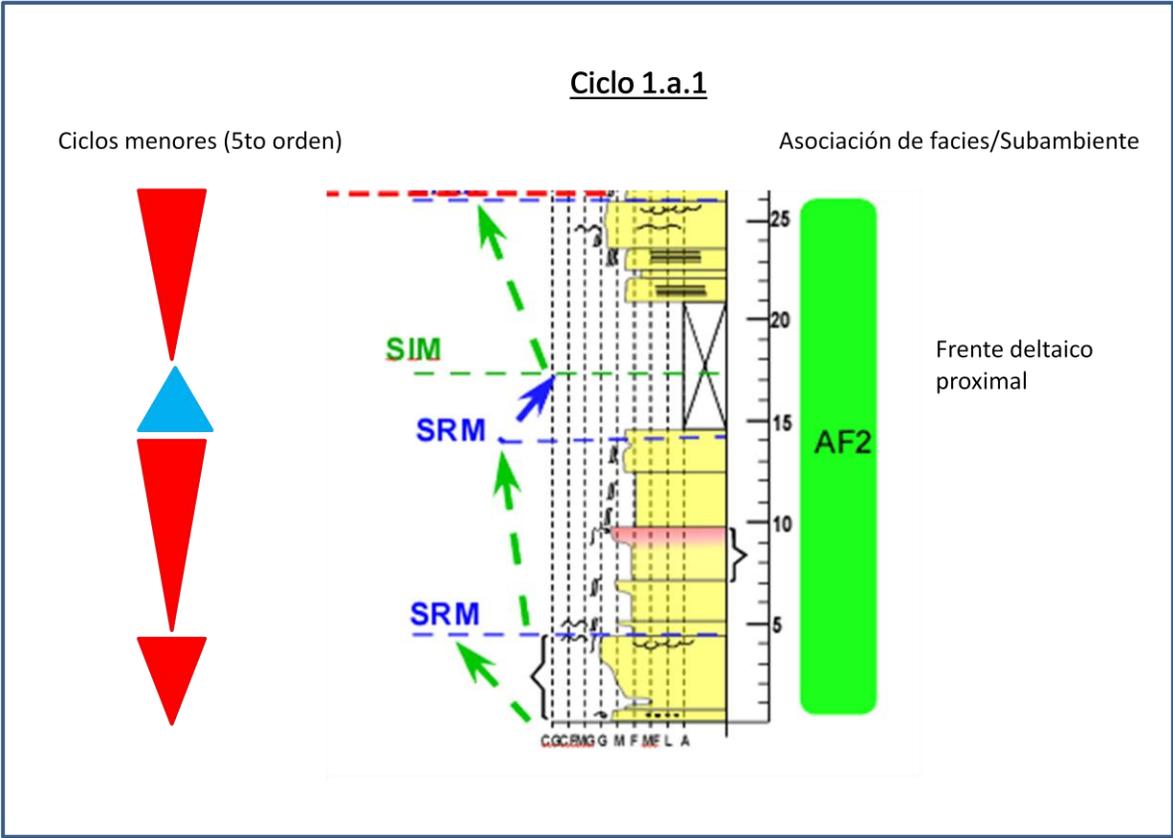
Dentro de los perfiles analizados se procedió a distinguir puntos con contrastes sedimentarios que además fueron identificados en el campo e imágenes satelitales. A estos puntos de contraste se los jerarquizó y son utilizados para la correlación entre ambos puntos de control y permiten dividir el perfil en 3 ciclos de tercer orden (a, b y c), 13 ciclos de cuarto orden y 29 ciclos de quinto orden que serán descriptos a continuación.

Secuencia "a"

La secuencia **a** del primer perfil abarca desde la base del afloramiento hasta una distancia vertical de 88 m de esta, formando un ciclo de tercer orden el cual está compuesto por 4 ciclos de cuarto orden, y a su vez, este último por 9 ciclos de quinto orden de jerarquía. A continuación se procederá a describir cada uno de los ciclos de cuarto orden y los ciclos menores que lo componen.

Ciclo 1.a.1

Compuesto por 3 ciclos de quinto orden. Los sedimentos que lo forman son areniscas medias-finas con algunas intercalaciones de pelitas y culminaciones de paquetes con areniscas gruesas. Este ciclo es de carácter progradante con unos 25 m de potencia. Representa en su parte inferior (hasta una altura de 10 m) un patrón de apilamiento estrato y granocreciente (*thickening and coarsening upward*) seguido por estratos que mantienen el espesor de los cuerpos pero el tamaño de grano aumenta hasta llegar a una arenisca gruesa (*coarsening upward*). Este ciclo está compuesto por las facies A, B, C y E, y por la asociación de facies AF 2 interpretada como un frente deltaico proximal (Vinassa 2018). Las estructuras van desde estratificación plano-paralela en la parte inferior de la facie C y estratificación en artesa en la parte superior sugiriendo un aumento relativo en la energía del sistema. También contienen ondulitas de corriente en los toques de algunas secuencias y bioturbación moderada a alta a lo largo de todo el ciclo.



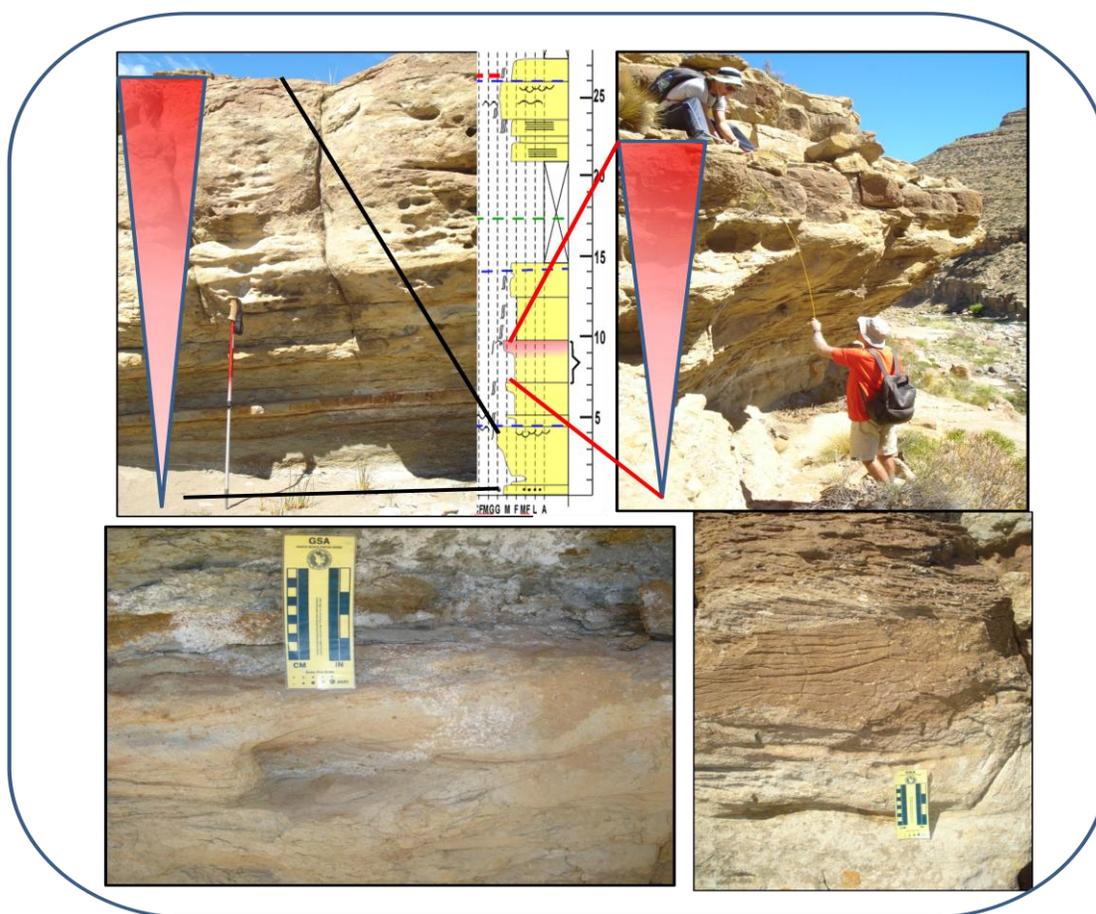
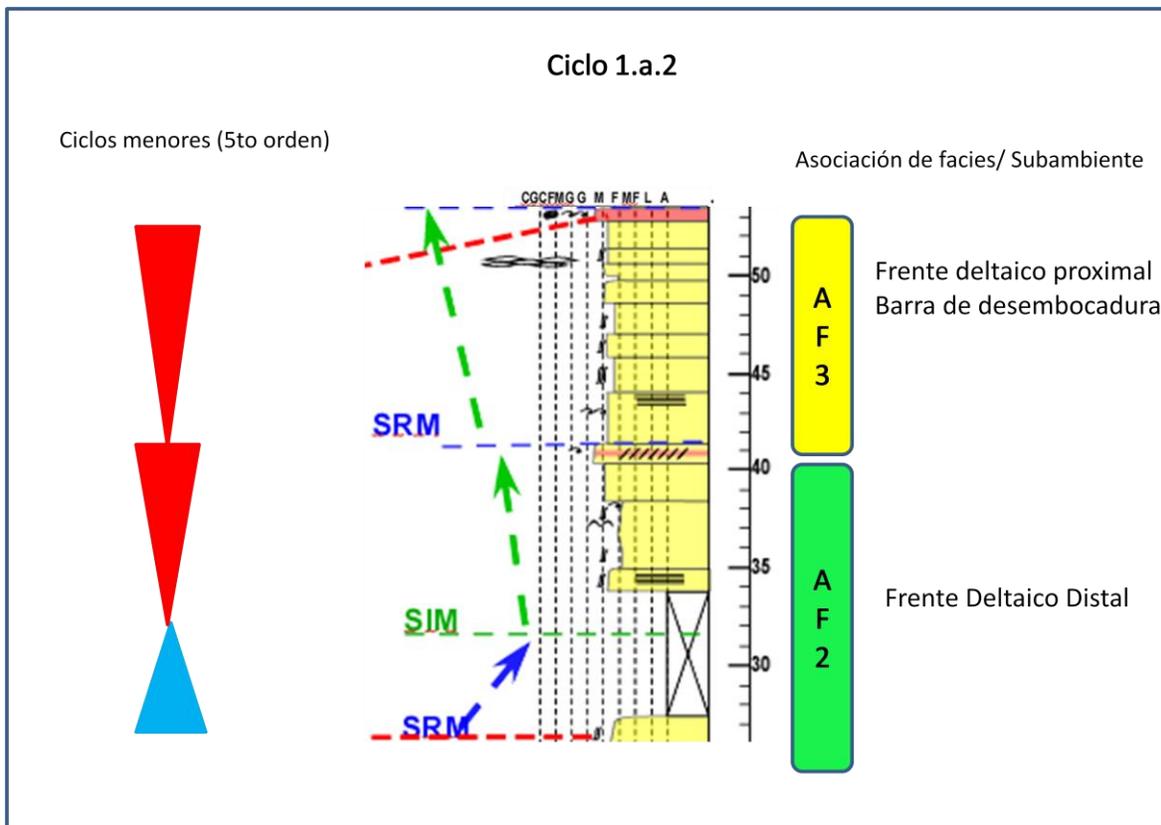


Figura 14: Sucesión con patrón de apilamiento estrato y granocreciente y estructuras en artesa perteneciente al ciclo 1.a.1.

Ciclo 1.a.2

Cuenta con unos 27 m de potencia y se compone de dos ciclos de quinto orden con areniscas finas y medias amarillentas aunque en algunos cuerpos se muestran con niveles rojizos. En su base contiene un arreglo retrogradante inferido por un decrecimiento en el espesor de los estratos y disminución en el tamaño de grano a pesar de tener casi una decena de metros ocultos o con escasos depósitos finos visibles. Posteriormente en la mitad del ciclo contiene un arreglo progradante de unos 7 m de espesor, con aumento en el tamaño de grano llegando hasta unas areniscas gruesas con estructuras plano-paralela y contenido bioclástico (posibles tormentas). Luego se pasa a un paquete con patrón de apilamiento agradante de unos 8 metros de espesor conformado por areniscas con estructura masiva y bioturbación moderada a abundante. El ciclo culmina con areniscas medias en arreglo progradante y granocreciente con abundante restos vegetales y un nivel rojizo

moderadamente bioturbado. En su tope contiene un nivel de areniscas medias a gruesas con moderado contenido bioclástico. Este ciclo está compuesto por las asociaciones de facies AF2 y AF3.



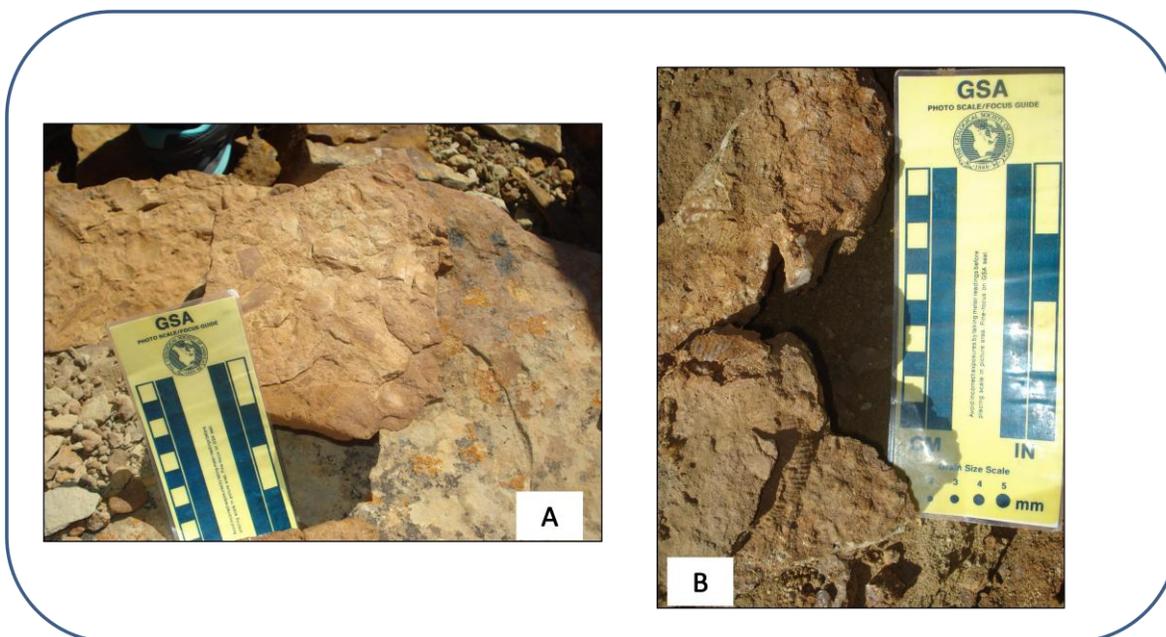


Figura 15, Ciclo 1.a.2: A) Areniscas con bioclásticos incluyendo restos vegetales; B) Areniscas masivas con amonites.

Ciclo 1.a.3

Compuesto por dos ciclos de quinto orden con areniscas finas y medias aunque en algunos niveles pueden verse algunos niveles centimétricos de areniscas gruesas. Este ciclo tiene unos 21 m de potencia y posee dos secuencias progradantes de quinto orden de jerarquía. Estos dos ciclos menores poseen un espesamiento de los estratos y un leve incremento en la granulometría hacia el tope. La secuencia basal de quinto orden se caracteriza por contener trozos de bioclastos y algunas sombras de estratificación cruzada, mientras que la secuencia del tope se caracteriza por arreglos estrato y granocrecientes con abundante contenido bioclástico conformando lentes y algunos extraclastos. Culminando el ciclo 3 se describen areniscas medias con distintas estructuras como plano-paralela, niveles con sedimentos finos y estratificación *wavy-bedding* y cruzada de bajo ángulo, todas estas en arreglo agradacional. El ciclo pertenece a frentes deltaicos distales y proximales (Vinassa *et al.*, 2018) y está conformado por las facies E y F.

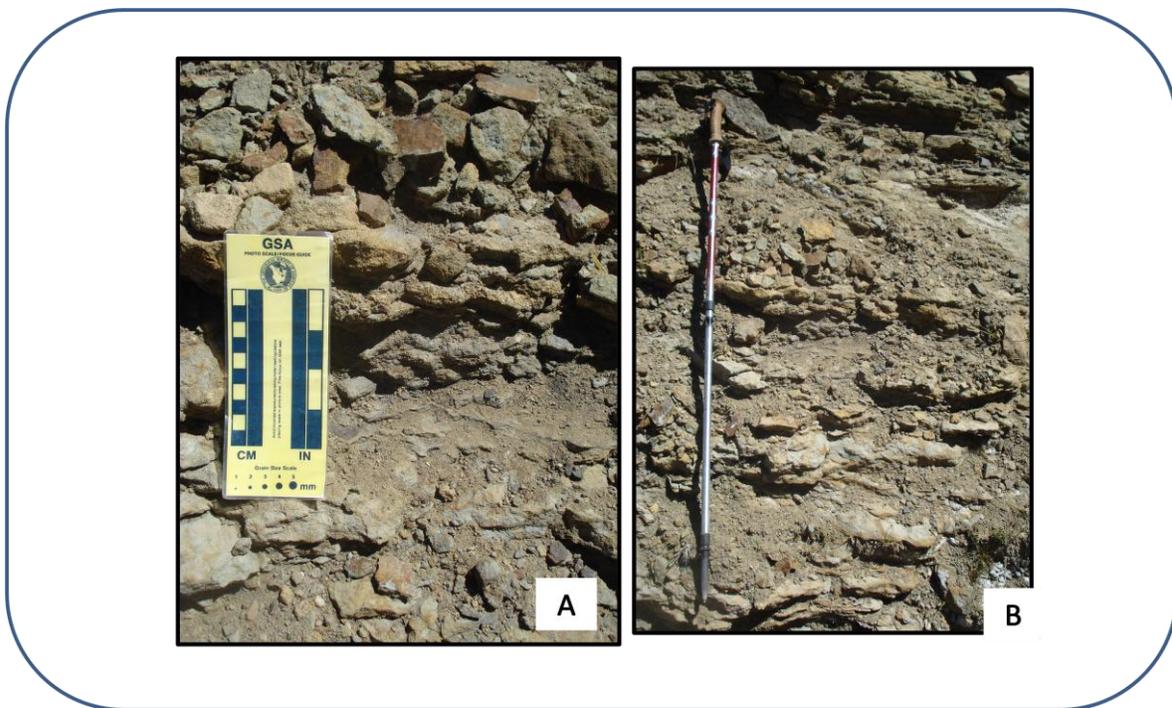
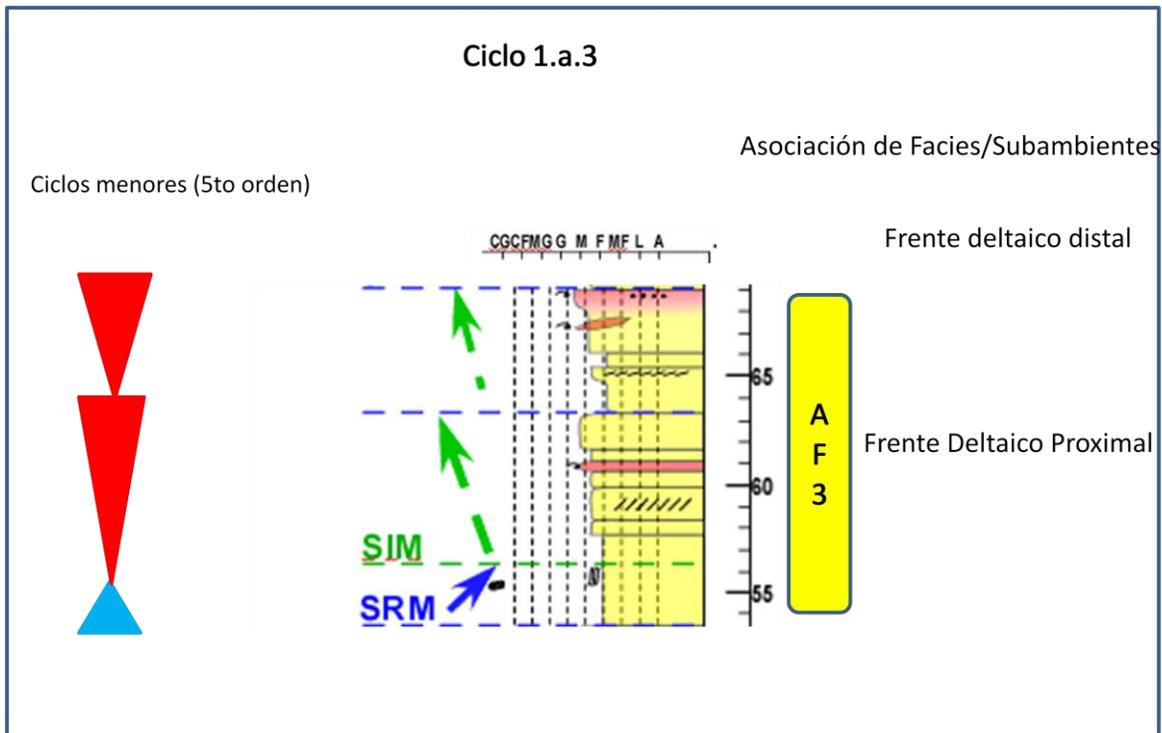
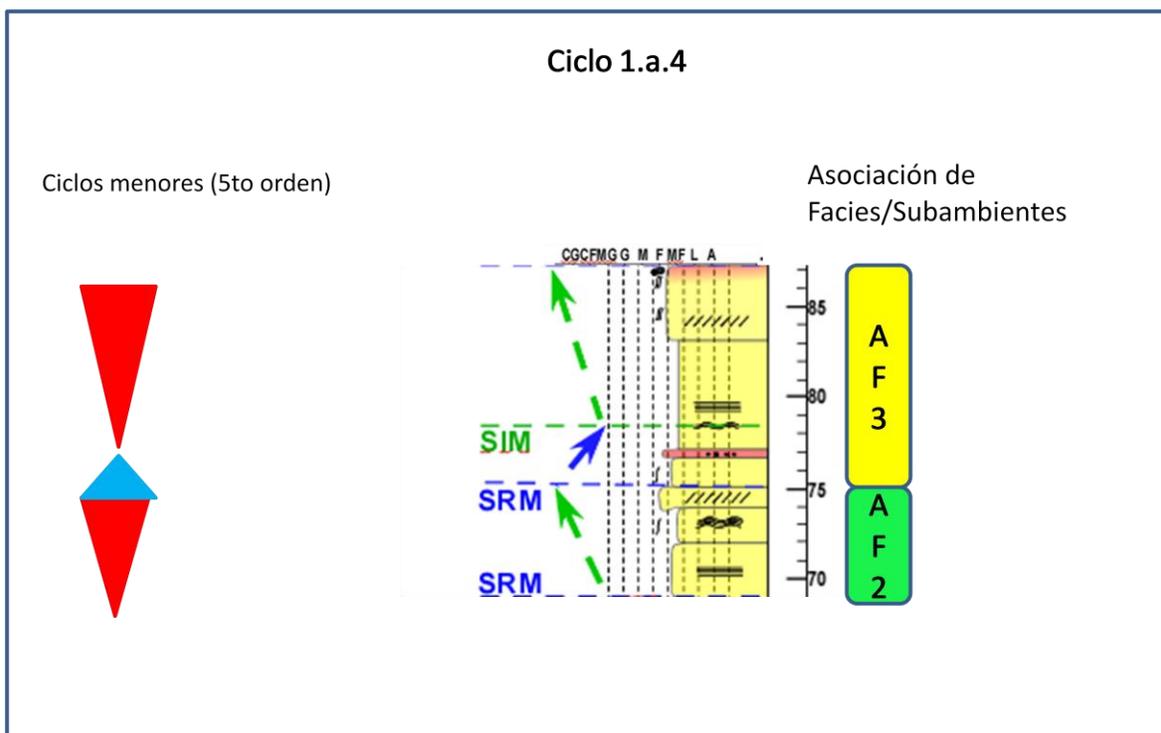


Figura 16: A) y B) Parte superior del perfil con estratificación tipo Wavy bedding.

Ciclo 1.a.4

El último de los 4 ciclos descritos en este segmento tiene unos 15 m de potencia y está compuesto por areniscas finas y medias de abajo hacia arriba el cual comienza con un pequeño arreglo retrogradacional seguido de areniscas medias con distintas estructuras como plano-paralela, niveles con sedimentos finos y estratificación wavy-bedding y cruzada de bajo ángulo, todas estas en arreglo agradacional. Posteriormente se describen areniscas verdosas con restos vegetales, laminación plano-paralela disminuyendo su granulometría y pasando a estratificación ondulada con un nivel rojizo intermedio con clastos aislados. Luego continua un paquete con un leve cambio de granulometría en el tope y pasando a una estratificación cruzada de bajo ángulo con algunos restos de madera y bioturbación moderada al tope. Este ciclo está compuesto enteramente por la facies F.



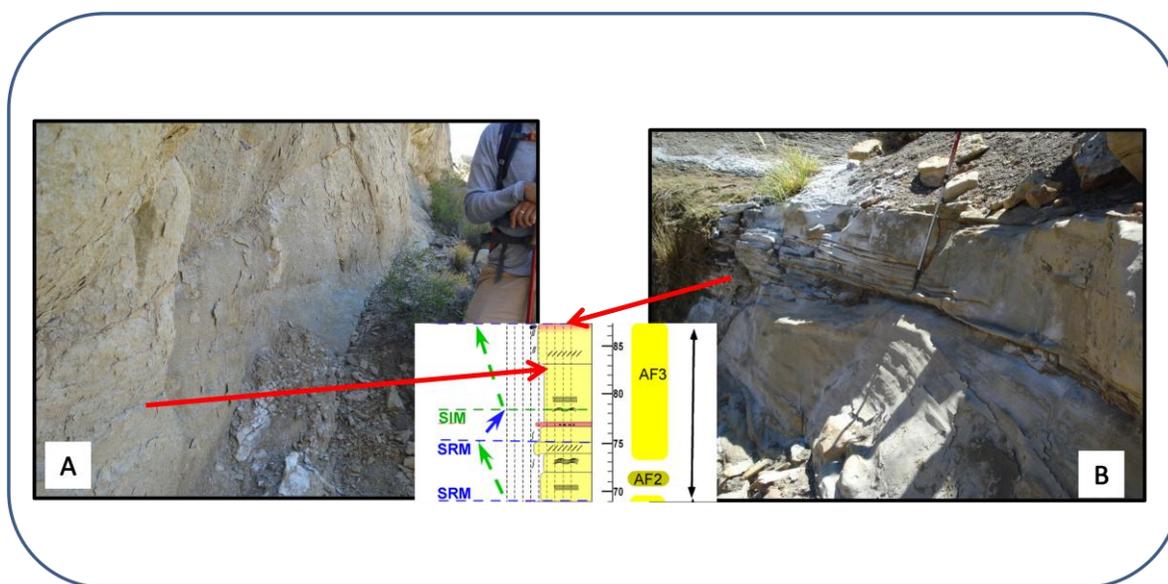


Figura 17: A) Areniscas verdosas con abundante materia orgánica; B) Limoarcilitas negras con restos vegetales carbonizados. AF3.

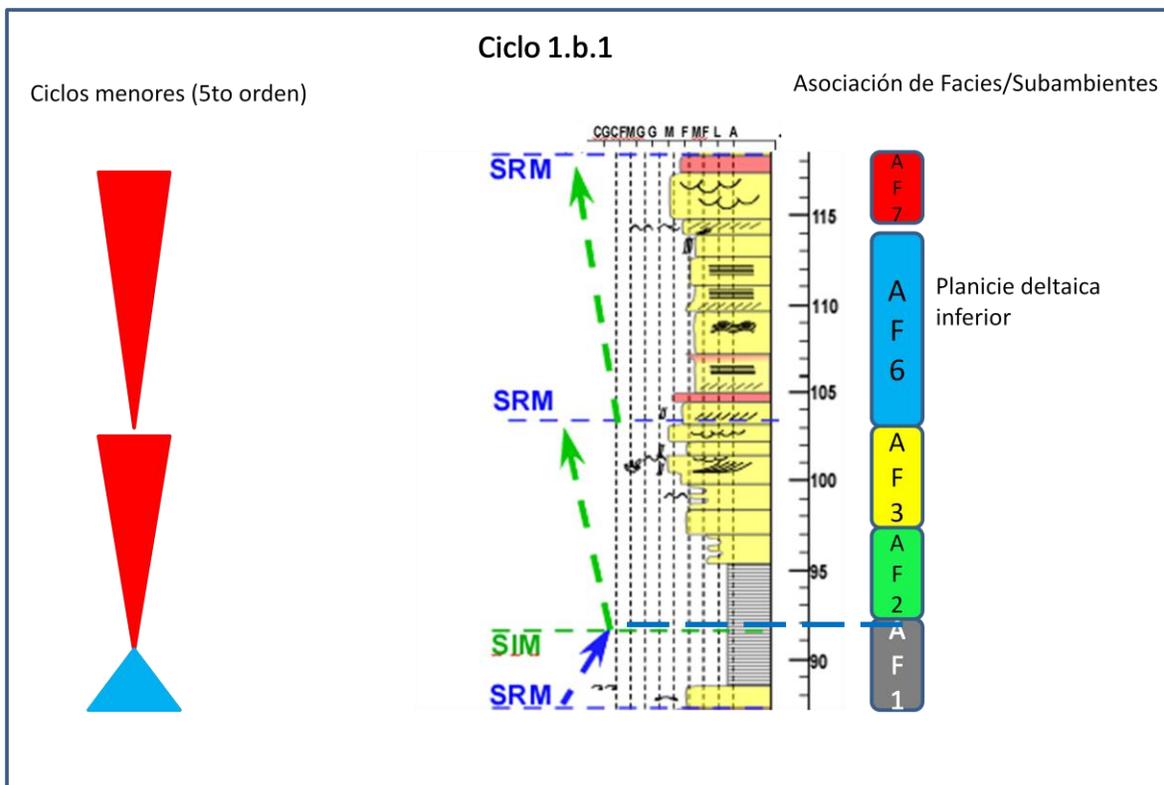
Secuencia "b"

A 203 m de la base en el perfil 1 se establece un segundo punto de contraste para delimitar la secuencia b como de tercer orden de jerarquía, la cual cuenta con una potencia total de 115 m. Este contraste se ve evidenciado en un cambio de los espesores de los estratos y en el cese de la depositación de sedimentos finos a medida que ascendemos en el perfil. El segmento está compuesto por 5 secuencias de 4to orden y 9 secuencias de 5to orden que serán descriptos a continuación.

Ciclo 1.b.1

Ciclo con 30 m de potencia compuesto por 2 secuencias de quinto orden. El primer ciclo de quinto orden comienza con un arreglo retrogradacional compuesto en la base por areniscas finas con bioclastos y laminación tipo *hummocky*, pasando a limoarcilitas con restos vegetales carbonizados e intraclastos pelíticos. Posteriormente se pasa a un arreglo progradacional con 2 ciclos, el primero con un estratos que mantienen su espesor y aumentan el tamaño de grano (*coarsening upward*) depositándose desde pelitas oscuras y heterolíticas con una alta tasa de bioturbación, además de concreciones y láminas carbonosas a, areniscas medias con estratificación cruzada asintótica y acanaladas en el techo. La segunda secuencia de quinto orden está compuesta por sedimentos arenosos en

arreglo progradacional con espesamiento de los estratos hacia el tope (*thickening upward*). Estos se inician con areniscas con pequeñas estructuras acanaladas y algunos niveles rojizos, estratificaciones tipo plano-paralela, *wavy* y *flaser bedding* y culminan en acanaladas grandes y un nivel de areniscas rojizas. También se describen fitoclastos abundantes El ciclo 1.b.1 está compuesto por las facies G, H, I, J y K descritas por Vinassa (2018).



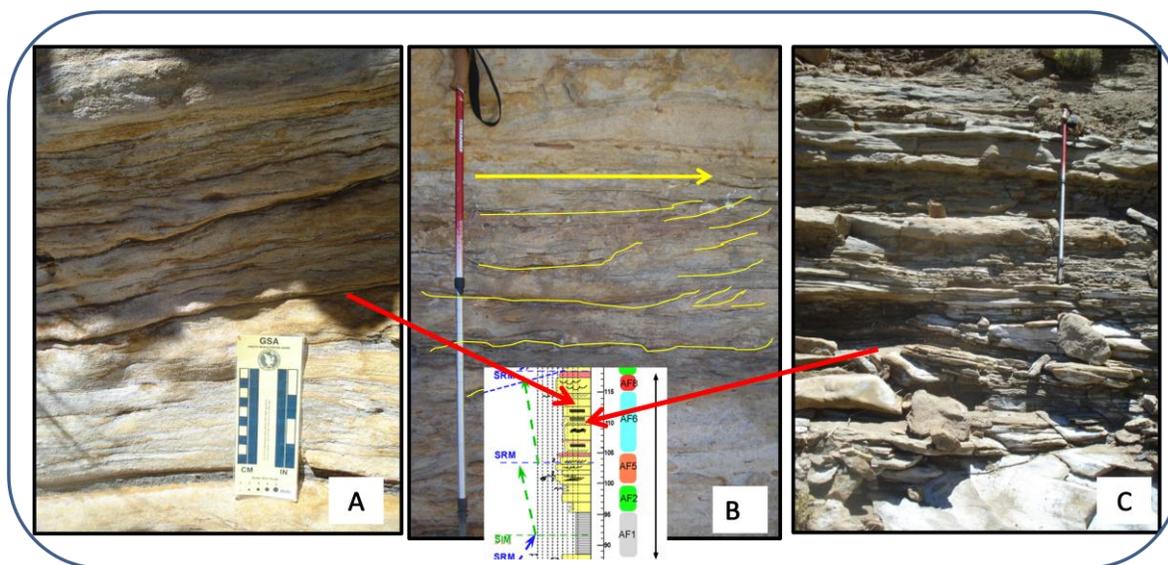


Figura 18:A) y B) Estratificación flaser con láminas carbonosas en las crestas; C) Areniscas con estratificación planoparalela intercalados con wavy bedding y finos en la base. Asociaciones de facies: AF6 y AF8.

Ciclo 1.b.2

Este ciclo consta de unos 17 m de potencia y se compone a su vez por un ciclo de quinto orden. Inicia con una etapa transgresiva caracterizada por heterolitos; posteriormente se deposita un ciclo de carácter regresivo. Este último se compone en la base por areniscas finas en arreglo agradacional y por encima una intercalación de estratos masivos muy finos a finos con estratificación cruzada de bajo ángulo culminando en un estrato de areniscas medias con estratificación cruzada con mayor ángulo. Este último arreglo progradacional tiene un patrón de apilamiento granocreciente hacia el tope y contiene bioturbación leve a moderada. Las facies que componen este ciclo son: E y H.

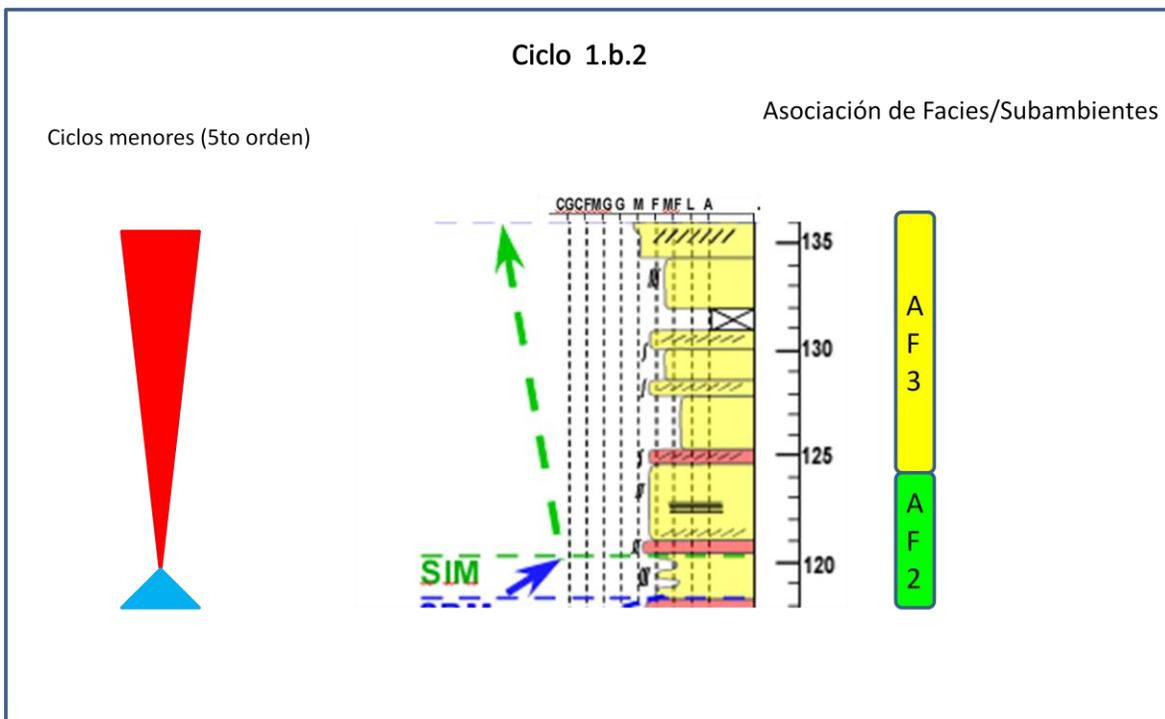
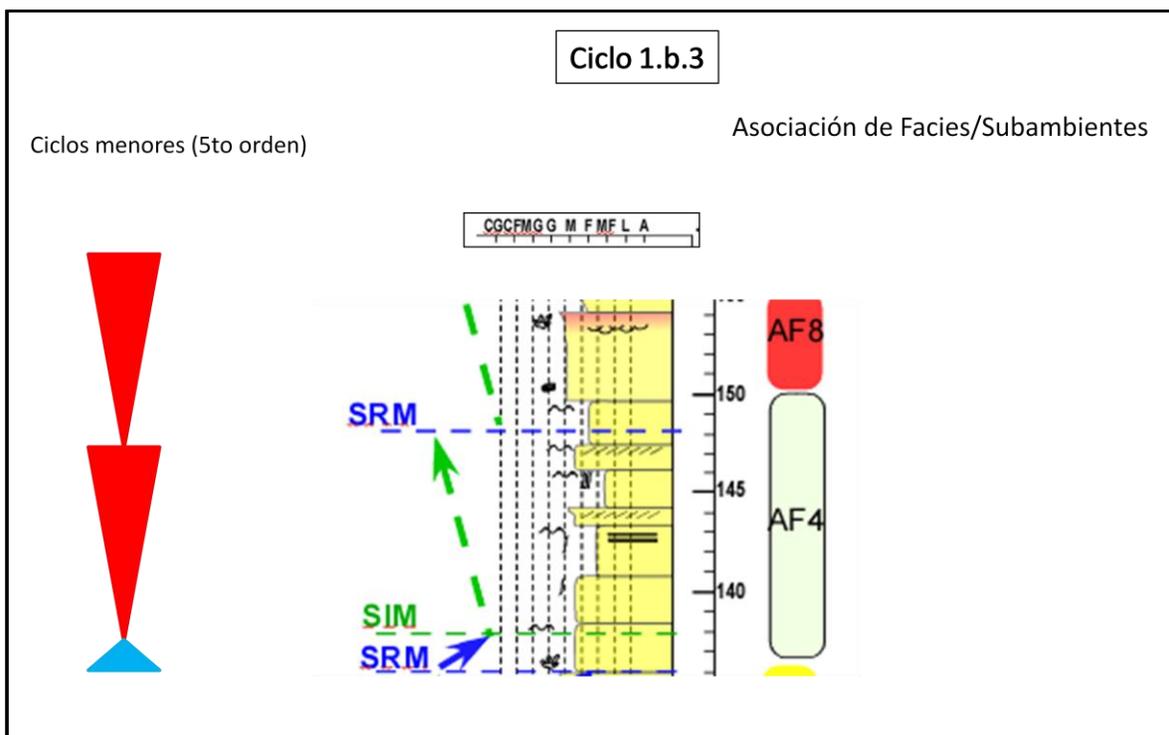


Figura 19: A) y B): Parte inferior de la secuencia en la que se describe un patrón de apilamiento retrogradacional compuesto areniscas finas y medias con abundantes restos vegetales carbonizados (Círculo rojo).

Ciclo 1.b.3

Este ciclo tiene unos 23 m de potencia el cual está compuesto por dos secuencias de quinto orden. Estas secuencias son de carácter progradacional estrato y granocreciente (*Thickening and Coarsening upward*) conformado por areniscas finas y medias con intercalaciones de areniscas muy finas, presentan estructuras sigmoidales en la base, cruzada en el medio del ciclo y acanaladas hacia el tope, mostrando un marcado incremento de energía en la depositación de los sedimentos. Otras estructuras como ondulitas de corriente en el tope de los sedimentos finos junto con restos de troncos y trazas de *Diplocraterion* (*Dactyloidites ottoii*) en los cuerpos con estructuras acanaladas. Las facies que componen este ciclo son C y A.



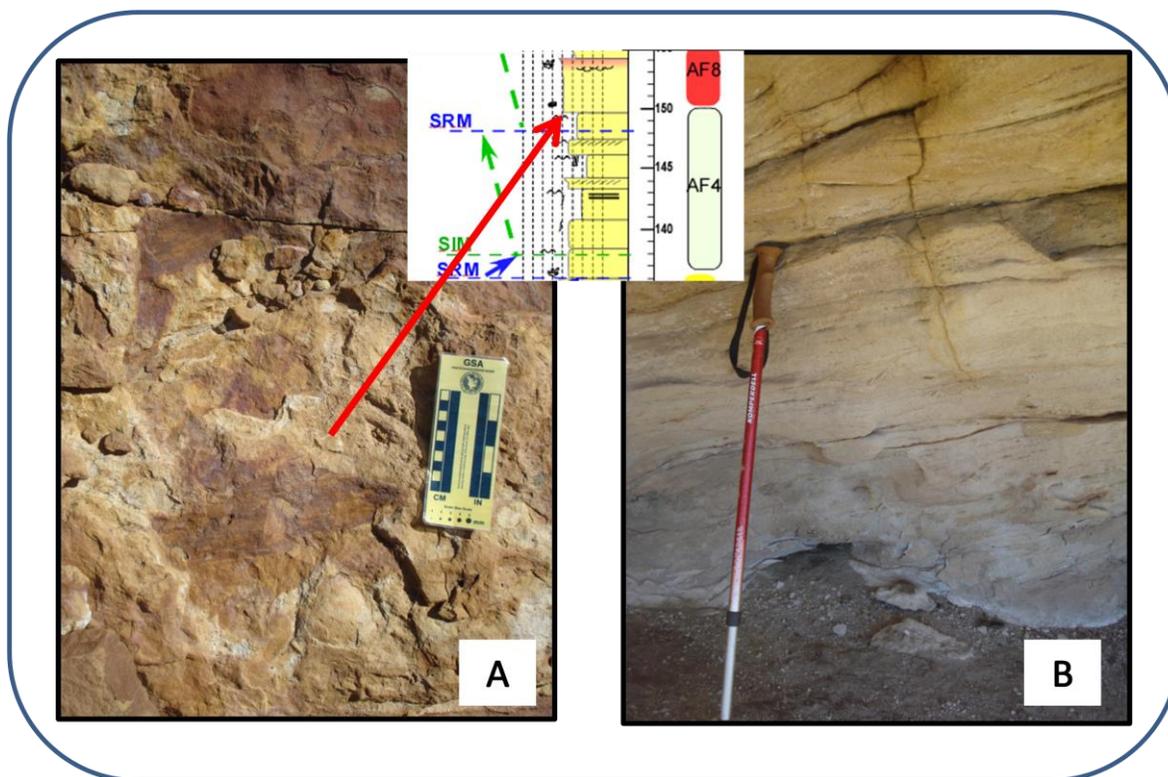


Figura 20: Parte superior del perfil. A) Restos de troncos sobre areniscas medias; B) Acanaladas con base de finos en láminas.

Ciclo 1.b.4

El cuarto ciclo tiene 31 m de espesor compuesto por areniscas finas y medias dividida en dos ciclos menores progradacionales pero con algunas diferencias. El primero de ellos con una potencia de 15 m es el que si bien el espesor individual de los cuerpos se mantiene, el tamaño granulométrico aumenta hasta llegar a una arenisca gruesa con algunos clastos muy gruesos aislados, El segundo está compuesto de areniscas finas en gran parte con arreglo agradacional intercalados con cuerpos de arenisca media con estructura acanalada, clastos gruesos al tope y trazas de diplocraterion y otros cuerpos con estructuras cruzadas, finalizando con un nivel rojizo con fitoclastos.

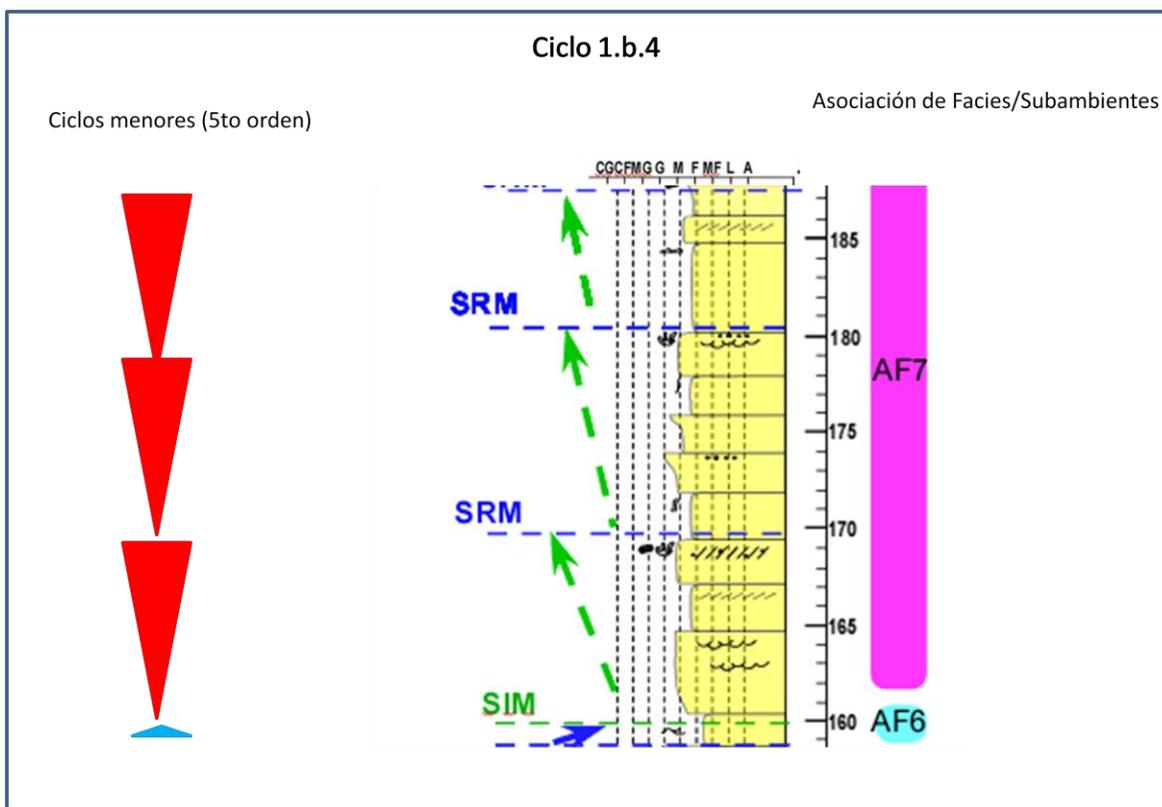


Figura 21: Ciclo 1.b.4 con sus respectivos ciclos de 5to orden.

Ciclo 1.b.5

Este ciclo tiene unos 14 m de espesor y comienza con 7 metros parcialmente ocultos en los cuales infiero que componen de areniscas muy finas poco consolidadas para luego pasar a unos espesos paquetes de areniscas con estructuras sigmoidales y otros con cruzadas. Este ciclo es estrato y granocreciente culminando con areniscas medias y se componen principalmente por la facies I. El tope de este ciclo coincide con la parte que topográficamente mas sobresale del perfil debido a su resistencia a los factores erosivos los cuales sirve como referencia a la hora de hacer una correlación visual tanto en el campo como con la utilización de fotografías tomadas en la zona de trabajo.

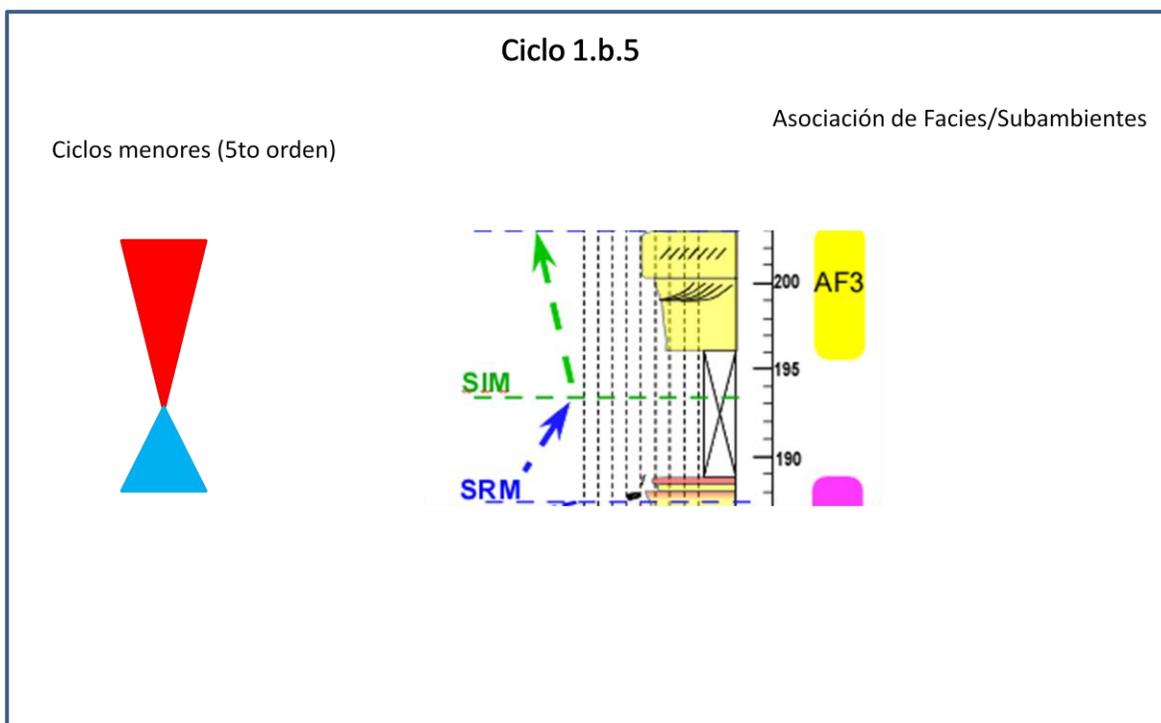


Figura 22: Ciclo 1.b.5 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Secuencia "c"

La secuencia c es dividida en 4 ciclos de cuarto orden, y a su vez, esta es dividida en 12 secuencias de quinto orden. Tiene en su base los sedimentos pertenecientes a la parte más saliente del perfil topográfico y su tope es el final del primer perfil a una altura de 341 m. Tiene unos 112 m de potencia y se caracteriza por un cambio substancial en el espesor de los estratos y en la granulometría principal que los compone, siendo estos los sedimentos más gruesos que se observan a lo largo del perfil. A pesar de varios metros de sedimentación oculta se recolectó los datos suficientes como para realizar una descripción y caracterización acorde.

Ciclo 1.c.1

Este ciclo tiene unos 25 m de potencia y en su comienzo tiene un pequeño estrato de arenisca fina masiva seguido de 10 m de material oculto. Posteriormente describo areniscas finas que gradan hacia areniscas medias al tope formando un paquete estrato y

granocreciente con estructuras internas acanaladas y con algunos limos en la base de los cuerpos. También contienen fitoclastos aislados en el tope y diplocraterion en la base. Este ciclo está compuesto por la facies K.

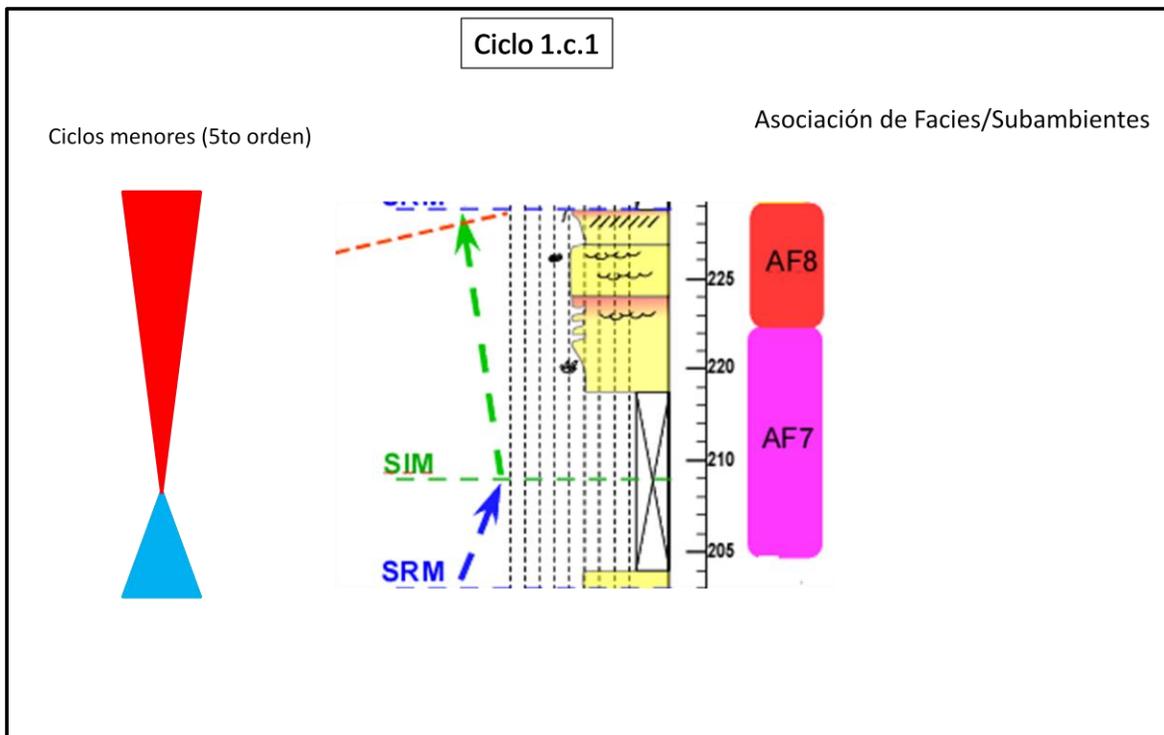


Figura 23: Ciclo 1.c.1 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

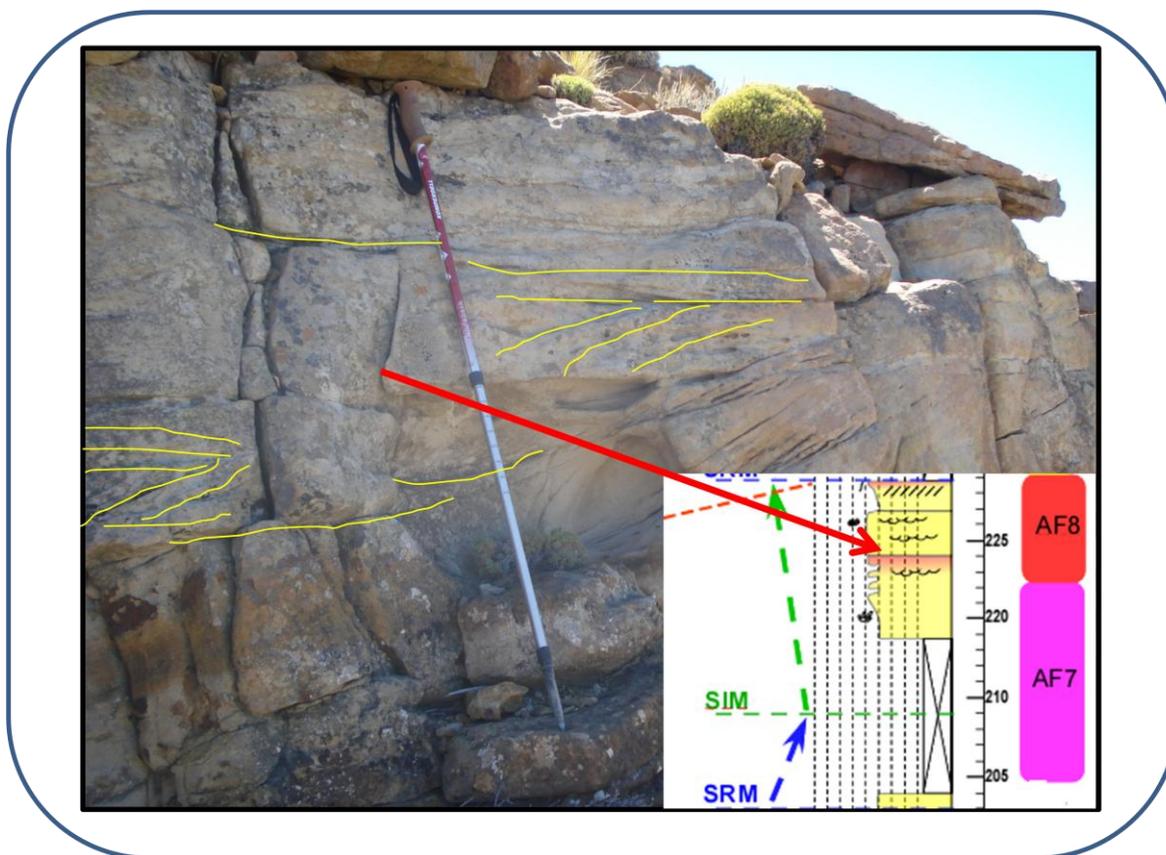


Figura 24: Estratos con estructuras acanaladas de gran tamaño y pausas con limos en los valles.

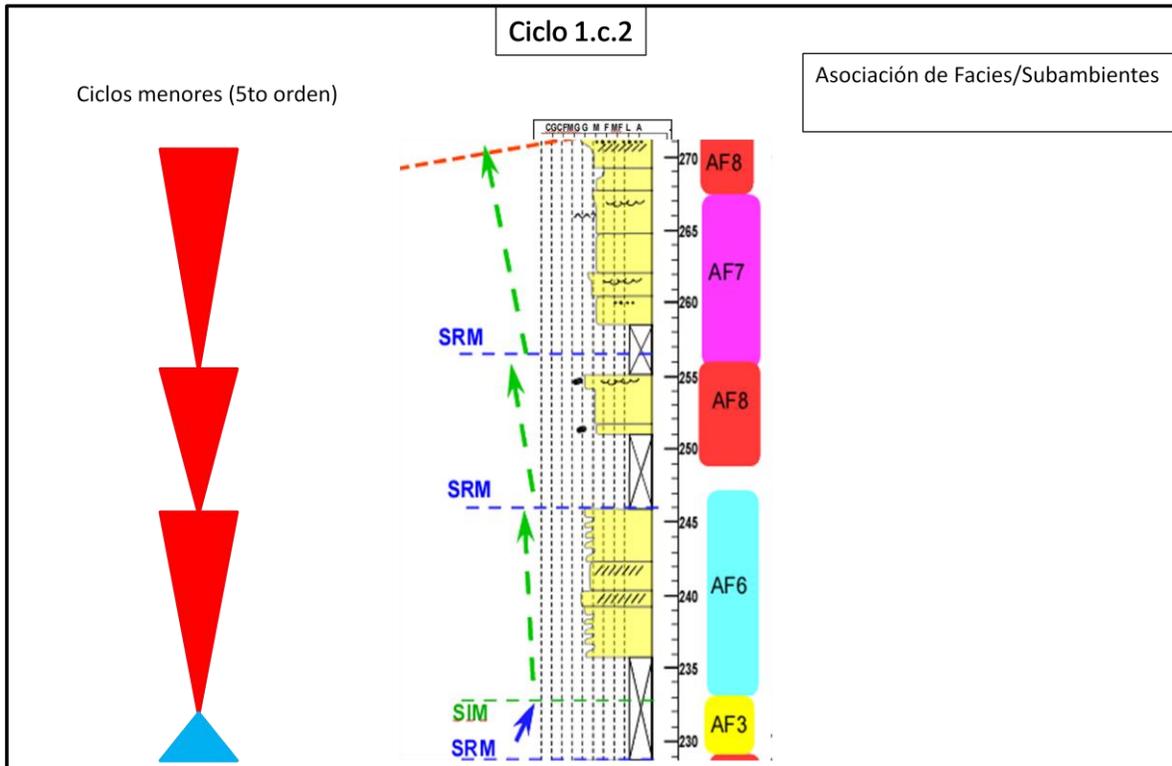
Ciclo 1.c.2

Este ciclo tiene unos 40 m de potencia que a su vez se divide en 3 secuencias de 5to orden. Al igual que el ciclo anterior, la secuencia inferior de quinto orden contiene varios metros ocultos en su registro sedimentario (7 metros en total), y contiene 10 metros de arenisca media intercaladas con areniscas finas, en su gran parte sin estructura interna reconocible y otras con estratificación cruzada. Las características de este ciclo se asemejan a las descritas por Vinassa (2018) en la facies H.

La secuencia de quinto orden que se encuentra por encima de la anterior tiene una potencia de 9 m y la mitad del mismo se encuentra oculto. La otra mitad se compone por areniscas finas en arreglo granocreciente gradando a areniscas medias con estratificación en artesa con fitoclastos. Este ciclo se compone por la facies A.

En el intervalo superior la cantidad de metros ocultos es mucho más reducida (3 metros), luego se compone por unos 13 m de areniscas que gradan desde muy finas a medias en

arreglo granocreciente. Estas evolucionan paulatinamente y pasan de estructuras internas acanaladas y sigmoidales en la base y parte media del ciclo, a cruzadas de bajo ángulo en el tope. También se observan clastos gruesos al tope y las paleocorrientes indican dirección norte.



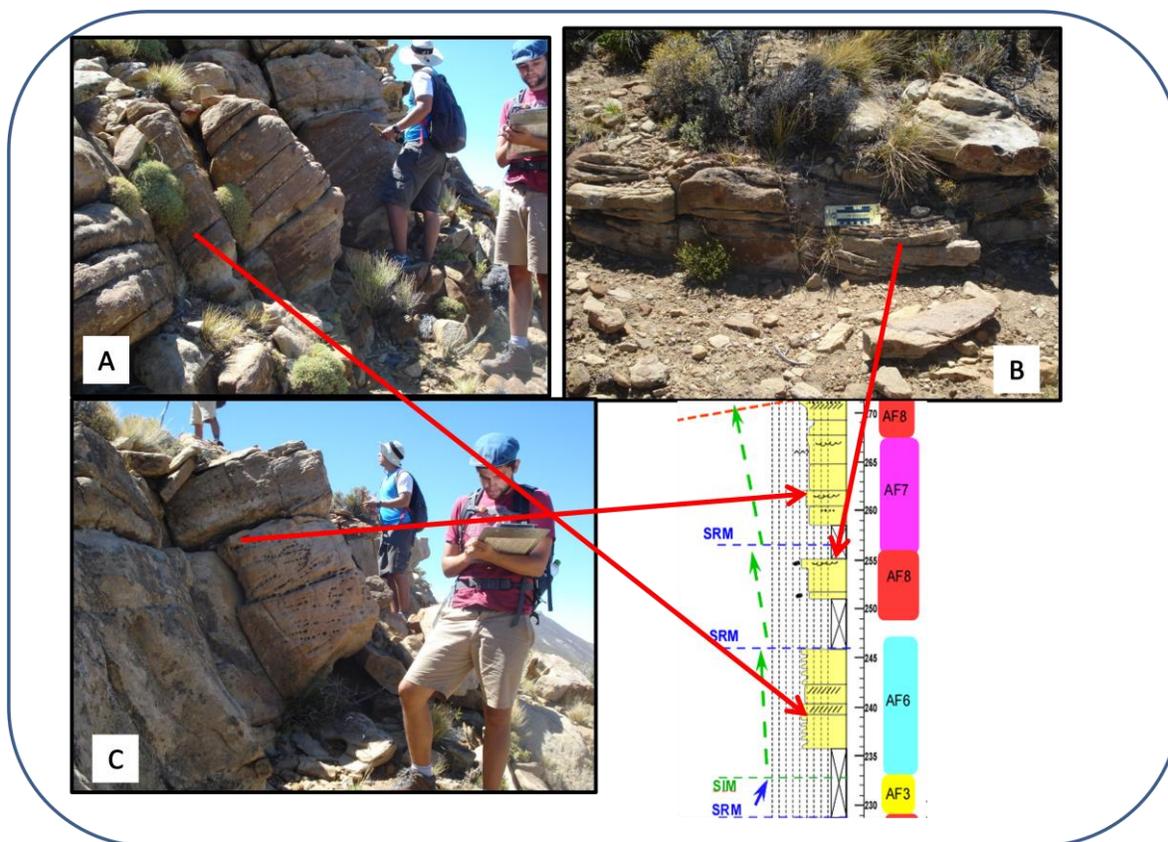


Figura 25: A) Parte inferior del ciclo con estructuras cruzadas de gran tamaño; B) Parte media del ciclo con acanaladas de tamaño medio. Se observan cuerpos aislados; C) Parte superior del ciclo con acanaladas de mayor tamaño con paleocorrientes en dirección N.

Ciclo 1.c.3

Este ciclo tiene 30 m de potencia y se subdivide en 4 ciclos de 5to orden. Compuesta por areniscas muy finas que gradan a areniscas finas y heterolíticas con varios metros ocultos intermedios. Seguido por varias secuencias progradantes que muestran una tendencia claramente somerizante. Los niveles basales visibles contienen heterolíticos con estratificación *flaser* y trazas de diplocraterion al tope, mientras que en la parte media del ciclo la estratificación es de tipo sigmoidal con pequeñas láminas de sedimentos finos intercalados. En el tope de esta secuencia se encuentra un nivel potente de unos 8 metros compuesta por areniscas finas y medias con estructuras acanaladas y cruzadas alternantes con restos de madera fosilizada. Cada una de las secuencias de quinto orden muestra una superposición de ciclos con una progradación relativamente de mayor magnitud que la secuencia que la subyace, de esta manera se puede interpretar una típica secuencia tipo estrato y granocreciente. Las facies que componen este ciclo son L, I, J y K.

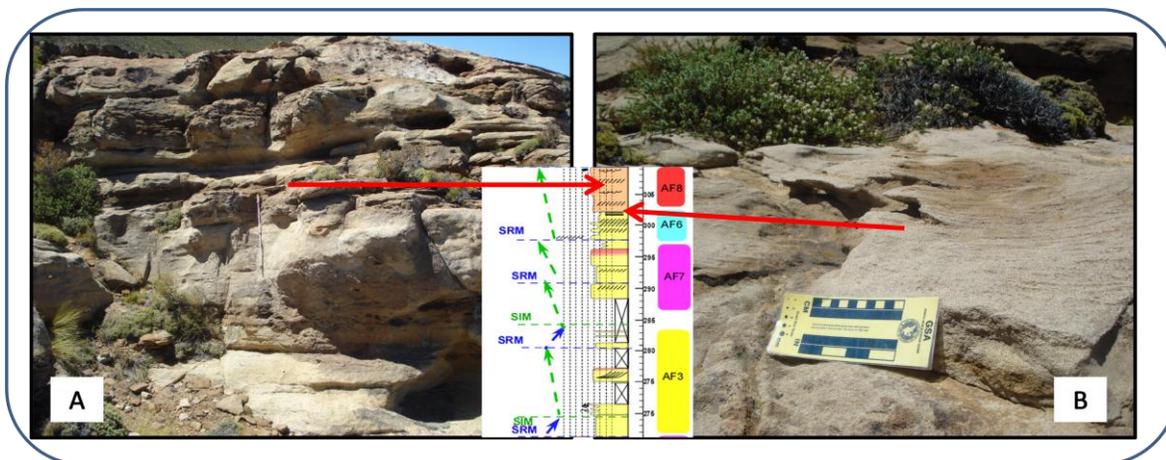
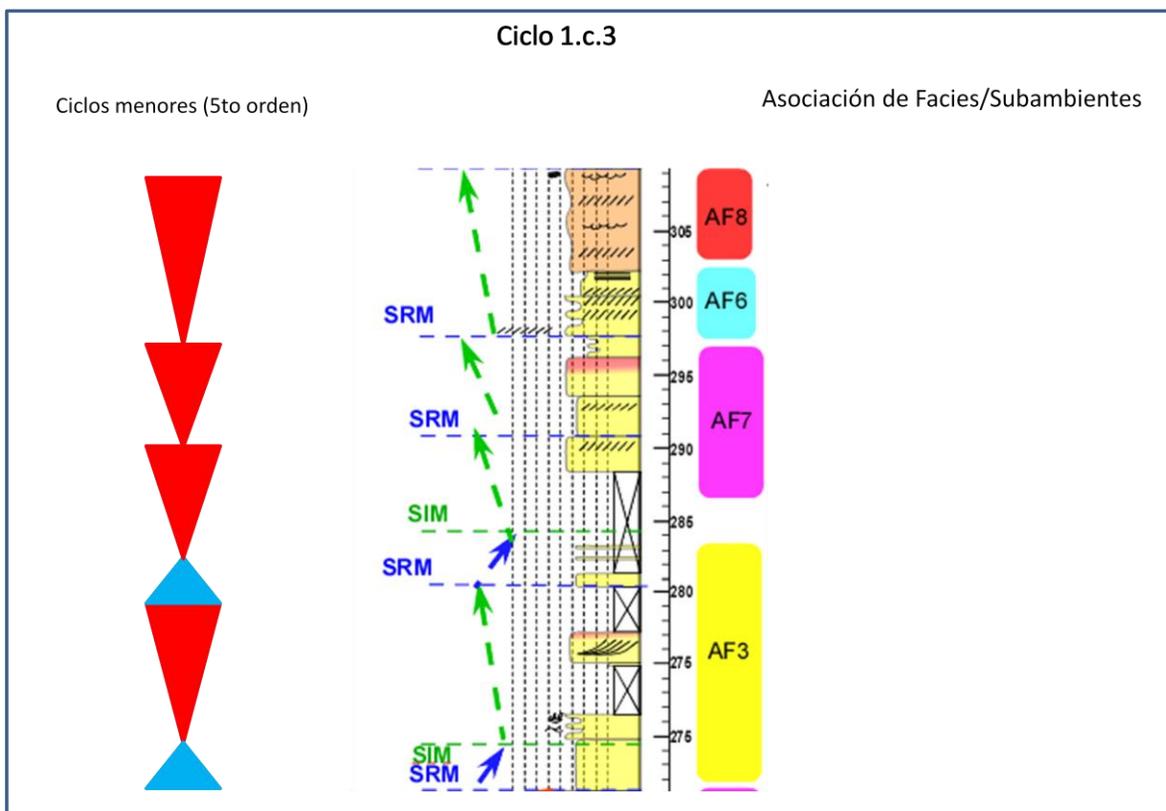
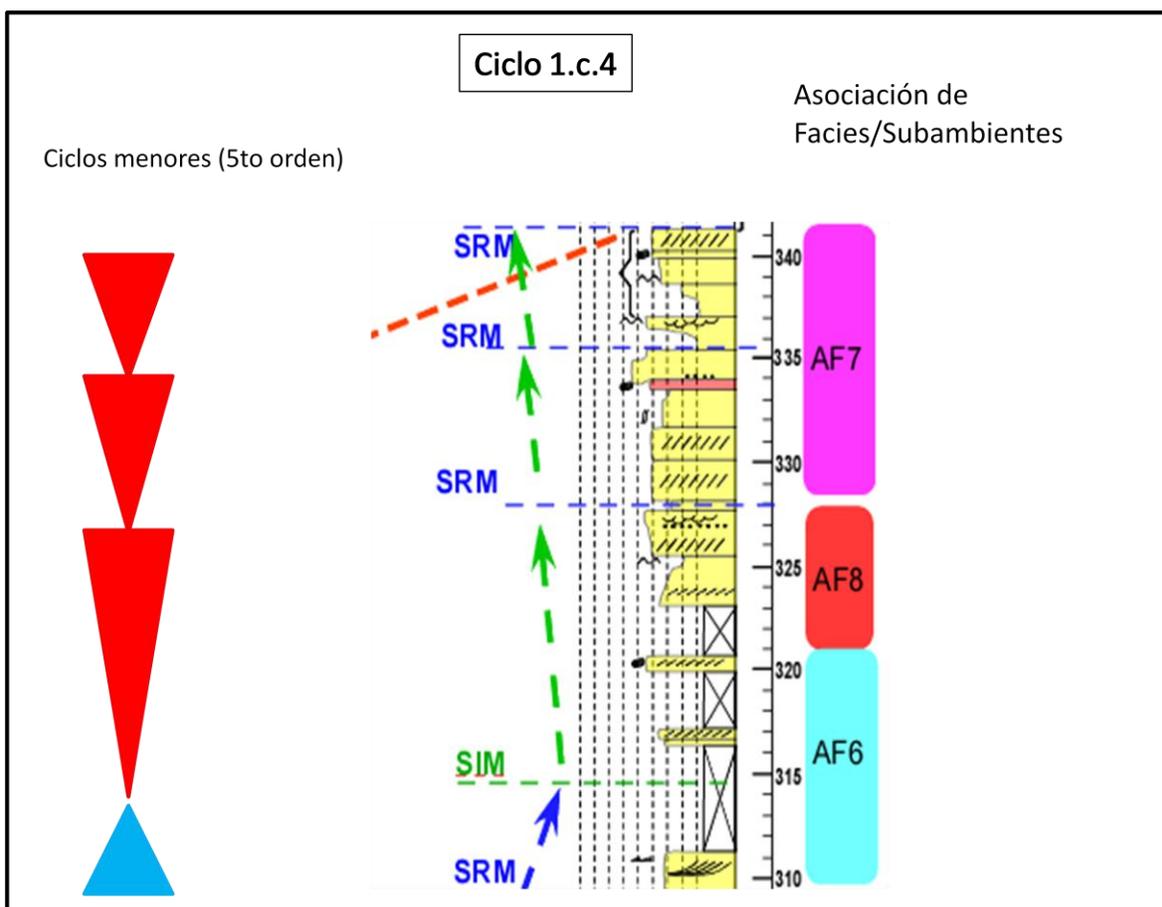


Figura 26: A) Parte inferior. Areniscas con estructuras de aspecto sigmoidal; B) Parte superior. Culminación con areniscas de estructuras cruzadas y estratos de aspecto masivo.

Ciclo 1.c.4

El último ciclo de este perfil se compone de sedimentos que van desde areniscas muy finas hasta areniscas medias alternando tamaños en arreglo progradacional granocreciente con una potencia de 32 m. En la parte basal del ciclo se describen areniscas muy finas y finas que intercalan con varios metros ocultos hasta la altura de 325 m en el perfil, con estructuras internas como sigmoidales, *flaser* y cruzadas de bajo ángulo. Luego los sedimentos predominantes son areniscas finas que hacia el tope intercalan con niveles de arenisca media con estructuras cruzadas y acanaladas, observándose en la base de algunos cuerpos clastos gruesos y abundantes troncos de madera fosilizada. Por último el perfil culmina con varios metros ocultos con asomos de limos grises y arcilitas negras. Las facies que componen este ciclo son I, K y C.



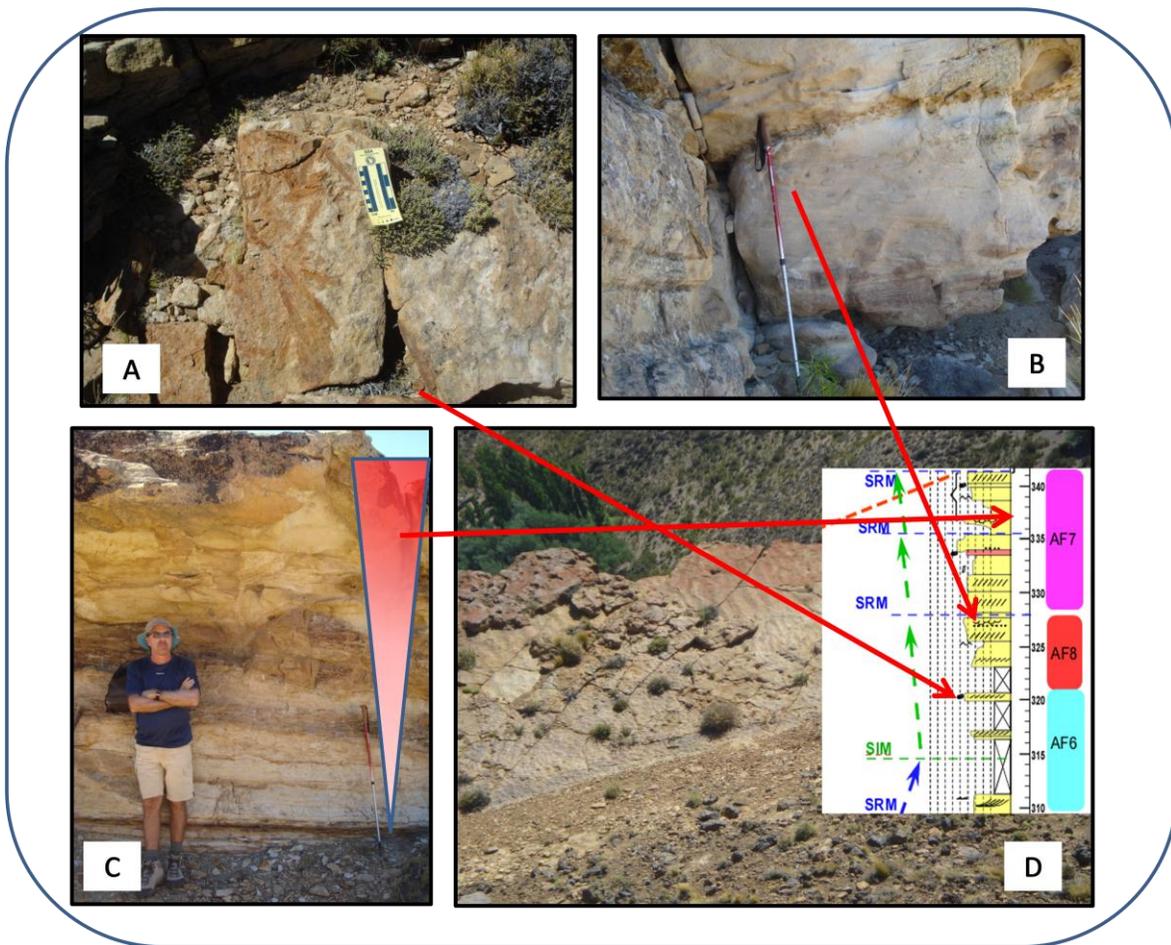


Figura 27: Último ciclo del perfil 1. A) Areniscas con abundantes restos de troncos; B) Estructuras acanaladas con gravas en la base; C) Engrosamiento hacia el tope con asomos de limos; D) Marcas de ondulitas asimétricas en el tope de la secuencia.

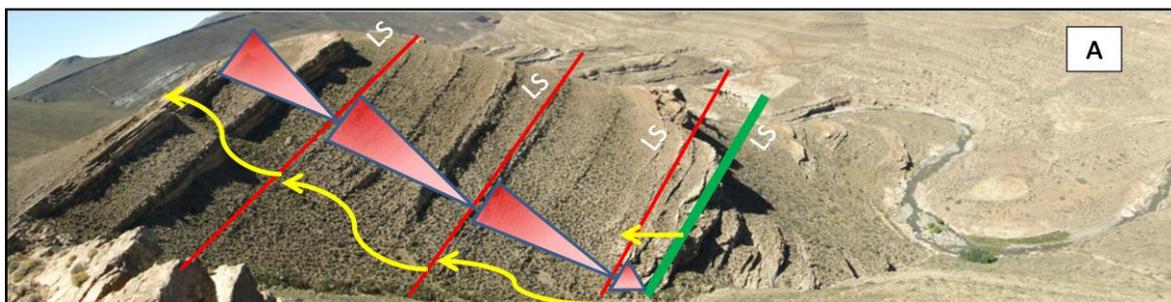


Figura 28: Foto panorámica de la secuencia c del perfil 1 con sus respectivos límites de secuencias (LS) que delimitan ciclos de de cuarto orden.

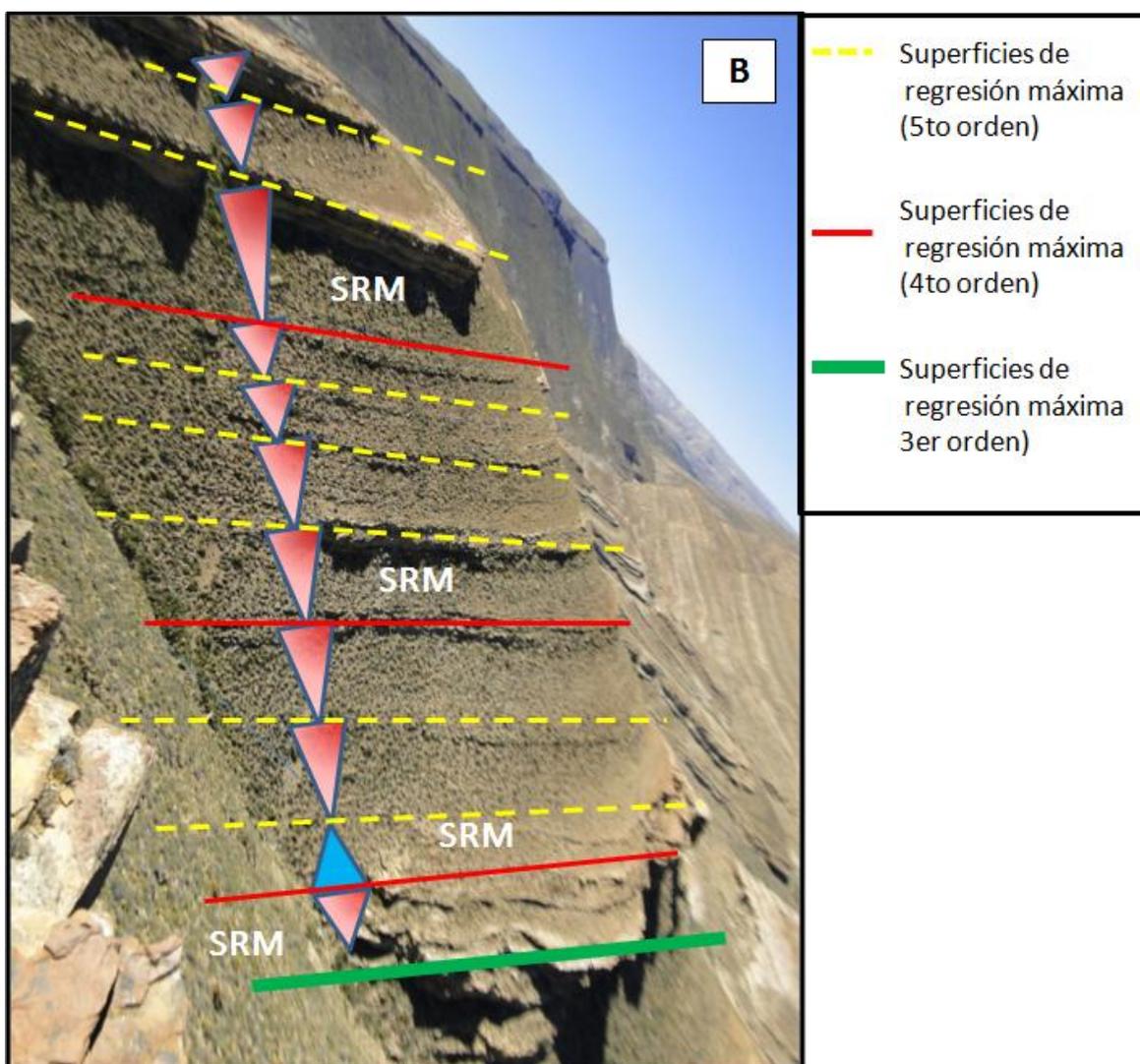


Figura 29: Subdivisión de la secuencia **c** del perfil 1 en: ciclos de cuarto orden (delimitadas por líneas rojas) y ciclos de quinto orden (delimitadas por líneas punteadas amarillas).

5.1.2 Resumen Perfil 1

Las secuencias **a**, **b** y **c** se clasifican como secuencias de tercer orden y presentan una variación mínima en el desarrollo de los espesores, comparándose los mismos con un espesor promedio de referencia de 105 m.

La secuencia “**a**” posee una variación de espesor del -16% y el desarrollo de sus ciclos menores (secuencias de 4to orden) varían en espesor en un 20% entre sí. Solo en el ciclo 1.a.4 el espesor varía considerablemente respecto al espesor promedio de estos 4 ciclos (21

m de espesor promedio para los ciclos de 4to orden) lo que interpreto como una estabilidad del sistema no solo en aporte sedimentario y tipo de sedimentos aportados sino que también de una posición paleogeográfica y un subsistema estable. En lo que respecta al desarrollo de los ciclos de quinto orden concluyo que la secuencia **a** tiene una buena expresión de los mismos ya que se contabilizan 9 ciclos en total. Los espesores se van reduciendo relativamente a medida que se asciende en el perfil culminando la secuencia con ciclos de quinto orden que son 15% menos potentes que las desarrolladas en la base.

La secuencia “**b**” es una secuencia de tercer orden que posee el mayor espesor total del perfil 1 (115 m, un 20 % más que la secuencia a) y tiene 5 secuencias de cuarto orden con un espesor promedio 33% mayor que la secuencia “a”. Esto refleja un aumento de energía en el sistema, más allá del tamaño granulométrico y sus asociaciones de facies, con un marcado espesamiento hacia el tope y posiciones con respecto al nivel de base, más proximales. También los ciclos de cuarto orden reflejan una proximidad a los canales que distribuyen los sedimentos en el sistema deltaico ya que no conservan espesor homogéneo como si lo tienen los de la secuencia “a”, variando entre el 20- 50% de una secuencia a la otra, reflejando la variabilidad lateral común dentro del área de descarga de lóbulos deltaicos. Esta secuencia presenta 9 ciclos de quinto orden los cuales luego de la transgresión más importante del afloramiento (marcado por los 6 metros de limoarcilitas) presentan un salto progradacional, con unas secuencias relativamente más espesas, para luego pasar a una fase de estabilización con ciclos que casi no varían en espesor sino que empiezan a tener mayor importancia los desplazamientos laterales de los elementos arquitecturales. Es así que en la vertical se van intercalando elementos pertenecientes a barra de desembocadura con adyacentes a estos.

La secuencia “**c**” posee un espesor total de 112 m, también clasificada como de tercer orden, y sus secuencias de cuarto orden tienen un espesor promedio de 27 m. Al igual que la secuencia “b”, estos espesores varían considerablemente de una secuencia a la otra denotando la variabilidad lateral del sistema y expresan la máxima somerización dentro del perfil con aumento de aporte sedimentario y menor espacio de acomodación, dejando lugar para que los rasgos de carácter fluvial se manifiesten de forma clara. Se describen 11 ciclos de quinto orden, los cuales, mayoritariamente se desarrollan a partir de los 300 m de altura, denotando la variabilidad lateral de los elementos arquitecturales en un subsistema con características aún más proximales que las de la secuencia **b**.

Recorriendo desde la base hacia el tope de este perfil orservo una variación notoria pero gradual en la energía del sistema deltaico que en ese momento se encargaba de distribuir y depositar los sedimentos desde la fuente hacia el mar. La predominancia de estructuras internas como estratificación planar, cruzada de bajo ángulo y las estratificaciones de sedimentos heterolíticos tales como wavy, flaser y ondulítica, muestran un nivel bajo de energía en general; también otras características como alta bioturbación, bioclastos y

niveles de materia orgánica en los niveles de sedimentos más finos muestran más evidencia aún de ese nivel bajo de energía. Luego la depositación de un espesor de 7 m de limoarcilitas negras muestra un cambio substancial en la ubicación paleogeográfica, siendo este punto el más distal del sistema depositacional. Posteriormente, paso de una ubicación distal a otras más someras de una forma gradual evidenciado por la depositación de sedimentos heterolíticos intercalados con areniscas muy finas, estas ultima con estratificaciones que indican baja energía.

Avanzando verticalmente los espesores de los estratos crecen como así también su granulometría formando secuencias típicas estrato y granocrecientes con abundante contenido de fitoclastos y estructuras que indican un régimen de energía mucho mayor. También se describen clastos gruesos en el tope de los cuerpos hacia el final del segmento **b** y una gran distribución relativa de trazas fósiles de *Diplocraterion*. Usando estos datos y la descripción de facies realizada por Vinassa (2018) concluyo que este segmento pertenece a elementos arquitecturales pertenecientes a frente deltaico proximal intercalados con otros pertenecientes a planicie aluvial distal, con una paleo profundidad que puede oscilar entre los 0 y 3 m.

En el segmento **c** los primeros metros corresponden a una transición gradual con el segmento **b** en el cual todavía se describen características similares pero con una variación considerable de los espesores, de hecho, los cuerpos medidos hasta una altura de 275 m en el perfil, a veces superan los 5 metros indicando una gran estabilidad y desarrollo del sistema depositacional en esta situación paleogeográfica.

A partir de los 275 m de altura en el perfil el espesor de los estratos disminuye aunque siguen apareciendo algunos cuerpos espesos pero con menor frecuencia. También a partir de esta altura la cantidad de metros ocultos se incrementa por lo que muchos cuerpos sedimentarios son descriptos por unos pequeños asomos y reaparecen niveles de sedimentos heterolíticos y limoarcilíticos. La estructura predominante es la estratificación cruzada de bajo ángulo indicando una disminución relativa de la energía del sistema aunque también se encuentran otras como sigmoidales y acanaladas pero restringidas a unos pocos cuerpos sedimentarios.

Mediante la descripción de las secuencias y su respectiva correlación con el análisis de facies descripto por Vinassa (2018) obtengo como conclusión que el primero (**a**) pertenece a la parte más distal del perfil con material predominantemente arenoso y mayor proporción de sedimentos finos con respecto a los segmentos suprayacentes. Luego en el segmento (**b**) se produce un cambio paleogeográfico marcado, comenzando con la máxima expresión distal del sistema (7 m de pelitas) y evolucionando a posiciones de más alta energía con facies pertenecientes a un frente deltaico con barras de desembocadura y mayor proporción de elementos arquitecturales pertenecientes a la planicie deltaica y canales distributarios. Por último la secuencia (**c**) presenta una expresión proximal más acentuada que el segmento (**b**) reflejada en espesores mayores de sus ciclos de cuarto orden y formado por

mayor proporción de elementos arquitecturales propios de la planicie deltaica y canales distributarios. El desarrollo de los ciclos de quinto orden es mayor y por ende los procesos depositacionales reflejan heterogeneidad lateral mayor que en los demás segmentos.

5.1.3 Perfil 2

La extensión lateral de los estratos permite que tanto en el perfil 1 como en el 2 se puedan correlacionar cuerpos e identificar puntos de amarre stratigráfico para una interpretación más precisa.

Al igual que en el perfil 1, los dos puntos de contraste dividen a este en 3 secuencias de 3er orden que serán descriptos a continuación junto con los correspondientes ciclos de cuarto y quinto orden.

Secuencia "a"

Este segmento tiene 48 m de espesor y se divide en 3 ciclos los cuales a diferencia del perfil 1, comienzan con pelitas oscuras descriptas del otro lado del arroyo Picún Leufú. Es el ciclo de menor espesor observado durante este trabajo pero con una notable conservación de estructuras sedimentarias.

Ciclo 2.a.1

Este ciclo tiene unos 12 m de potencia y se compone de pelitas negras en la base (observadas al otro lado del arroyo Picún Leufú) por debajo de un paquete de areniscas finas que gradan hacia conglomerados finos conformando una secuencia con patrón de apilamiento progradacional estrato y granocreciente. Por encima de los niveles pelíticos se observan restos bioclásticos, fitoclastos, bioturbación moderada y abundante materia orgánica. Las estructuras internas en los sedimentos arenosos se aprecian al tope de la secuencia con estratificaciones plano-paralela y cruzada de bajo ángulo. Este ciclo está compuesto por la facies M.

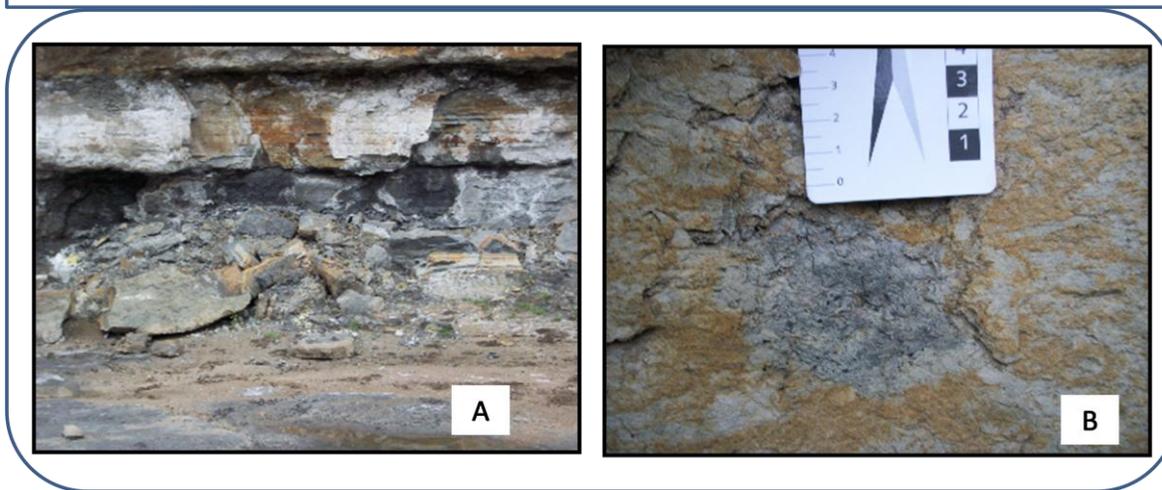
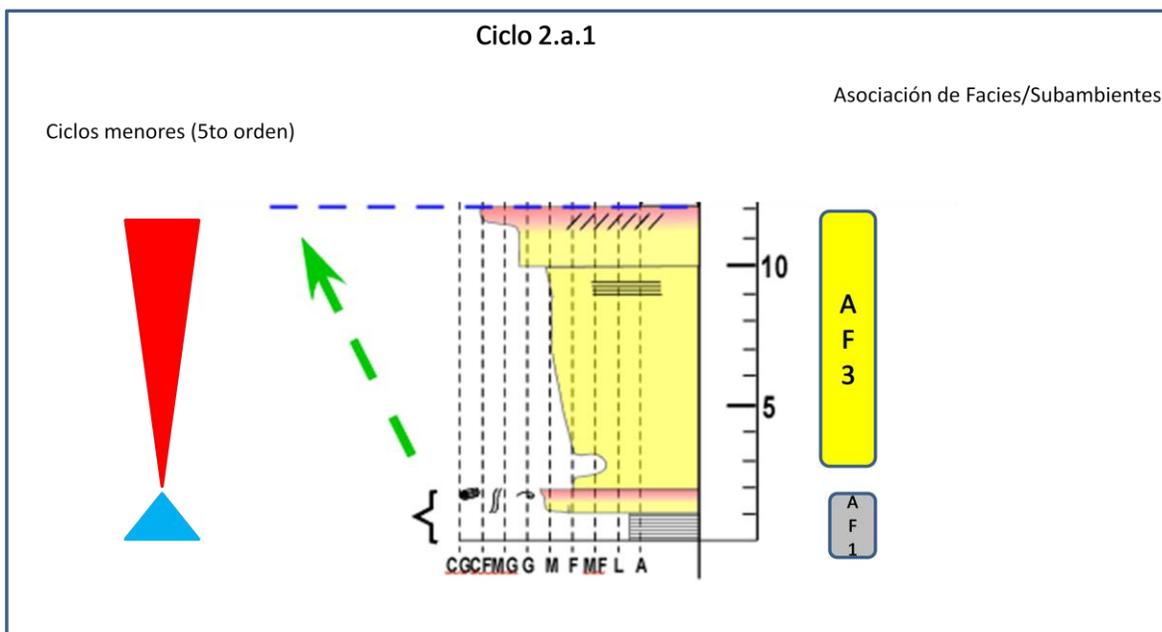


Figura 30: A) Parte inferior compuesta por pelitas negras; B) Areniscas finas con niveles de gravas.

Ciclo 2.a.2

Este ciclo tiene una potencia de 10 m y se compone de dos fases: una transgresiva y otra regresiva. La primera se infiere a partir de una disminución abrupta en el tamaño de los sedimentos a pesar de haber 5 m de material oculto. La segunda comienza con un leve incremento en la energía del sistema y por ende el aumento de tamaño de grano de los sedimentos gradando de una arenisca muy fina a una arenisca media formando una secuencia progradacional granocreciente. Las estructuras internas de los cuerpos presentan

estratificación cruzada y planar intercaladas en el tope de la secuencia. También se observan abundantes restos vegetales. Este ciclo está compuesto por la facies N.

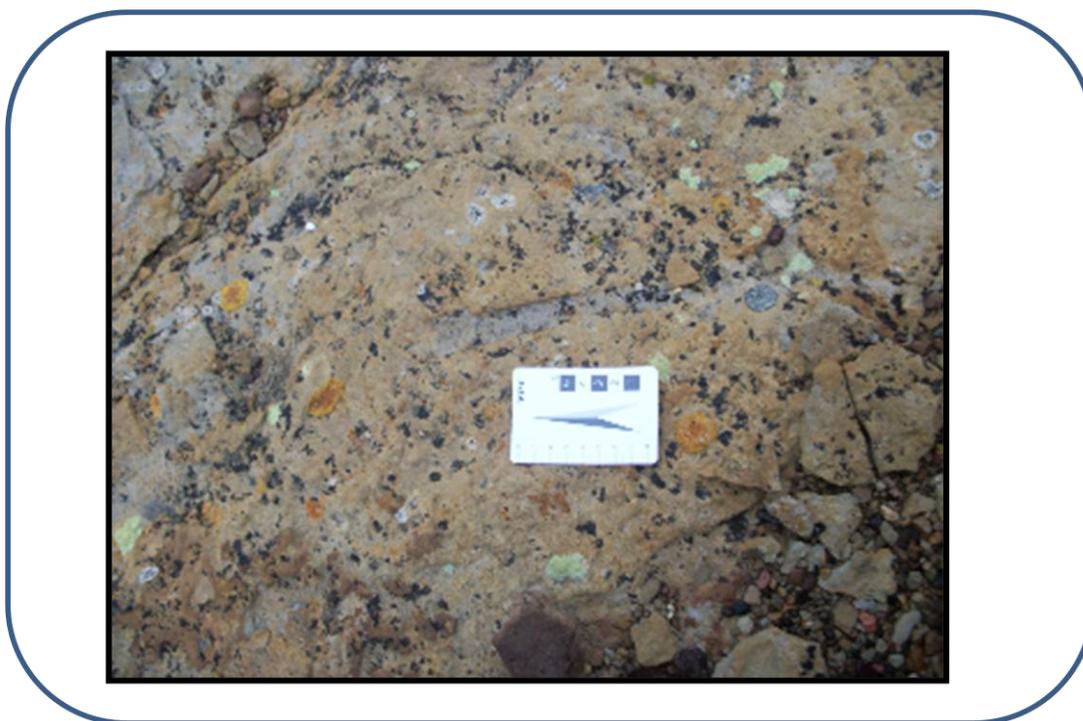
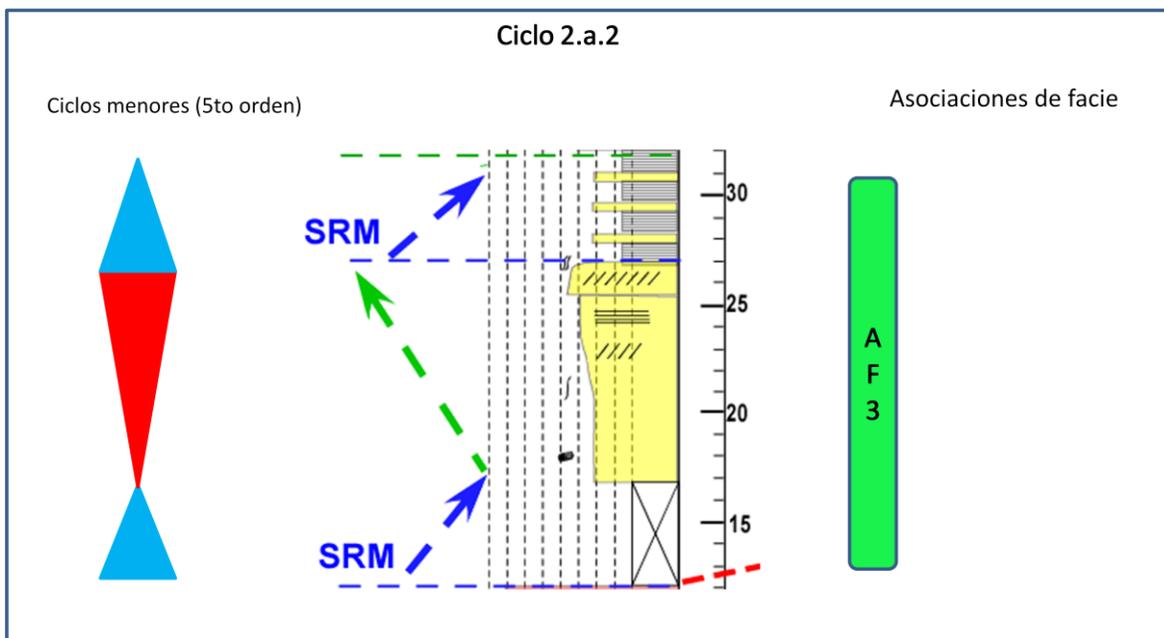


Figura 31: Areniscas finas grisáceas de la AF3 (Vinassa, 2018).

Ciclo 2.a.3

Este ciclo tiene 26 m de potencia y se compone principalmente de cuerpos de areniscas finas y medias intercalada con estructura plano-paralela en casi toda la secuencia y estructura cruzada de bajo ángulo en el tope. Estas areniscas además contienen restos vegetales, niveles masivos bioturbados y lentes rojizas de arena gruesa (tope). La parte retrogradacional de este ciclo está representada por sedimentos heterolíticos. El patrón de apilamiento es de carácter agradacional. Este ciclo está compuesto por la facies D.

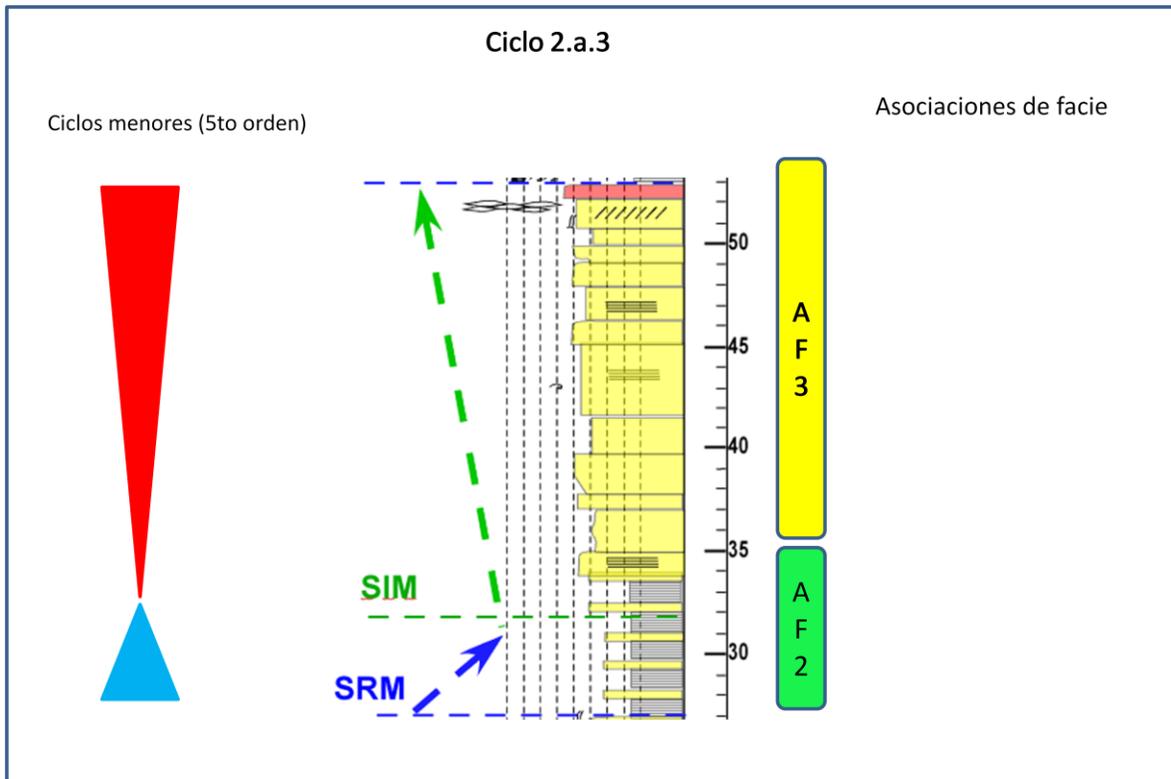


Figura 32: Ciclo 2.a.3 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Secuencia "b"

El segmento "b" tiene un espesor total de 92 m y al igual que en el perfil "a", comienza con un paquete espeso de limoarcilitas y culmina a los 145 m de altura en el perfil con un cambio relativo de espesores de los cuerpos y de tamaño granulométrico. Contiene 4 ciclos de cuarto orden que serán descritos a continuación.

Ciclo 2.b.1

Compuesta por 2 ciclos menores de quinto orden cada uno con un periodo transgresivo en su base. El ciclo inferior comienza con un depósito de 7 m de pelitas que se encuentran semicubiertas, seguido de areniscas muy finas y finas con algunos bioclastos. Suprayaciendo el siguiente ciclo de quinto orden tiene arreglo granocreciente y

estratificación cruzada de bajo ángulo se depositan areniscas finas a medias. El ciclo 2.b.1 tiene unos 22 m de potencia y está compuesto por las facies G, y C.

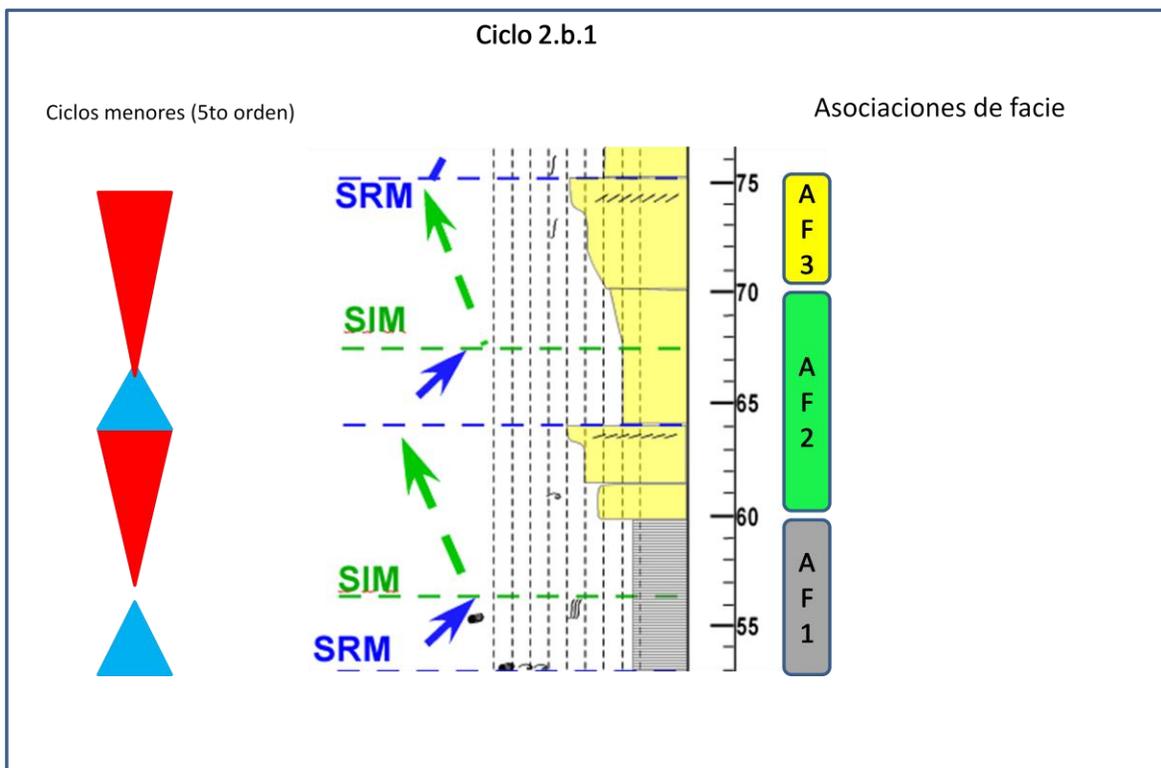


Figura 33: Ciclo 2.b.1 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclo 2.b.2

El segundo ciclo tiene 18 m de potencia y comienza con areniscas muy finas grises a negras con estratificación plano-paralela y arreglo agradacional de unos 7 m de espesor. Luego continua con unos 9 m de areniscas finas y medias intercaladas, con estratificación cruzada de bajo ángulo y heterolíticos. En el tope se describen areniscas medias con lentes de arena gruesa. Esta secuencia es granocreciente y contiene abundante restos vegetales y poca bioturbación y se compone por las facies J, C y P.

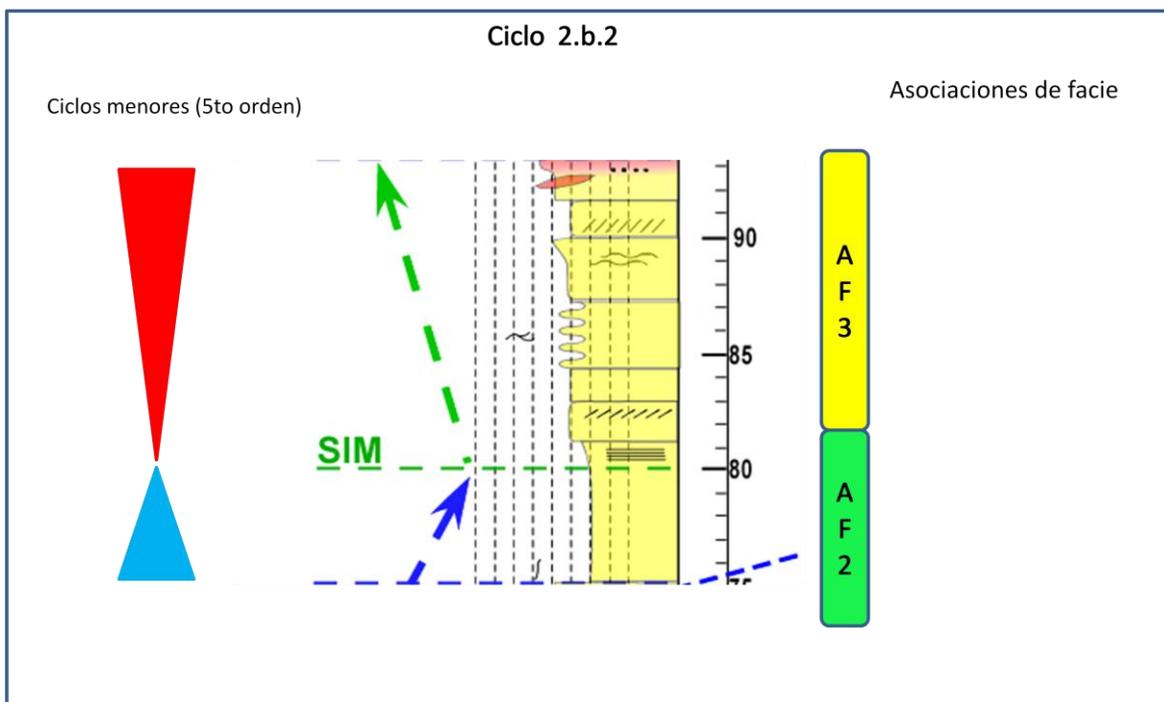


Figura 34: Ciclo 2.b.2 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclo 2.b.3

El tercer ciclo tiene 15 m de potencia y se compone de una secuencia agradante y progradante. Los primeros 9 metros de la secuencia son de carácter agradacional compuesto por areniscas muy finas con estratificación plano-paralela y cruzadas de bajo ángulo, mientras que los 6 m culminantes se componen de areniscas medias con estratificación climbing ripples y ondulítica con abundante materia orgánica, lentes de arena gruesa canales indicando paleocorrientes con dirección norte. Este ciclo está moderadamente bioturbado en algunos niveles y está compuesto por las facies C y P.

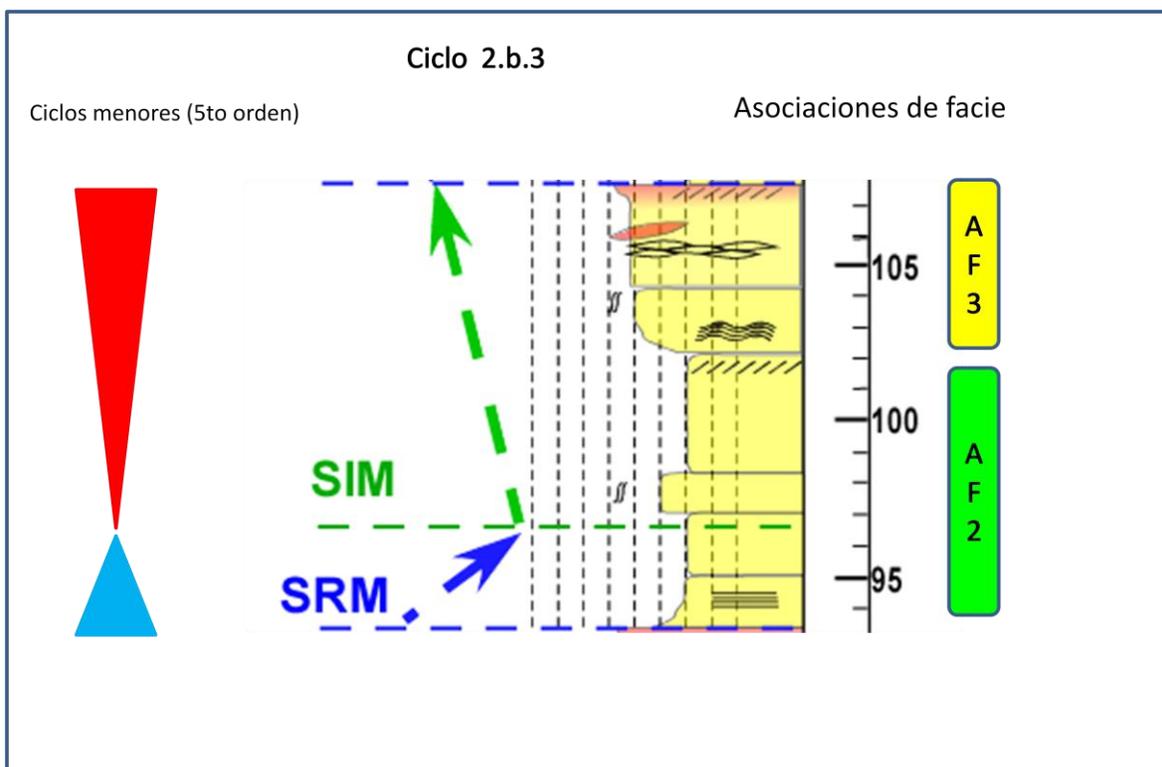


Figura 35: Ciclo 2.b.3 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclo 2.b.4

Este ciclo mide unos 36 m y se divide en dos ciclos menores de quinto orden. Consiste de una secuencia progradante y granocreciente y se compone en el ciclo inferior de quinto orden de areniscas muy finas con laminación plano-paralela, luego en la mitad las laminaciones cruzadas y acanaladas indican un aumento de energía en el sistema que queda expresado también en el tamaño granulométrico que grada a arenisca media. En el ciclo de quinto orden siguiente se describe un nivel de areniscas medias con estratificación cruzada de aspecto sigmoidal con laminaciones de sedimentos pelíticos intercalados y trazas de *Diplocraterion*. Las facies que componen este ciclo son C2, J, P, A e I.

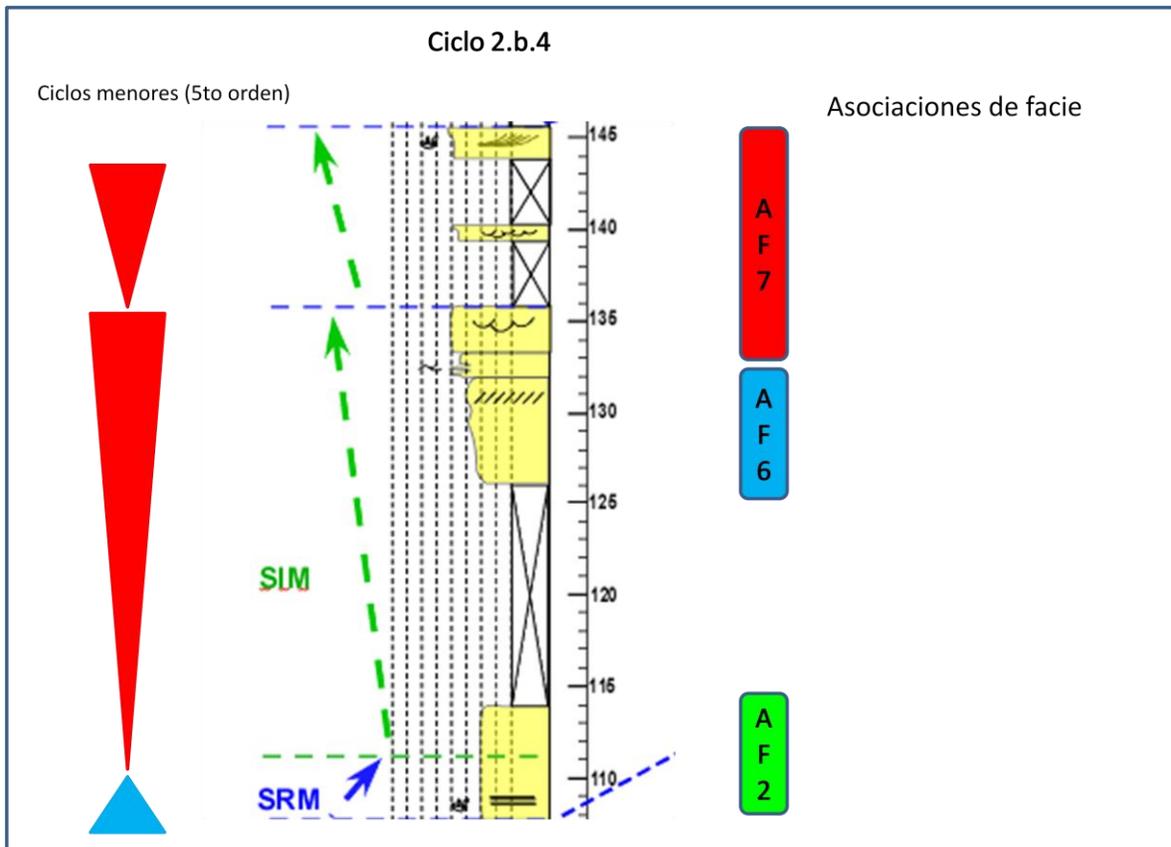


Figura 36: Ciclo 2.b.4 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclo 2.b.5

Este ciclo se compone por areniscas finas con estratificación plano paralela y suprayaciendo a estas, se encuentra un nivel con areniscas medias con estratificación en artesa mostrando un incremento relativo del nivel de energía y siguiendo con una tendencia regresiva como en el ciclo anterior.

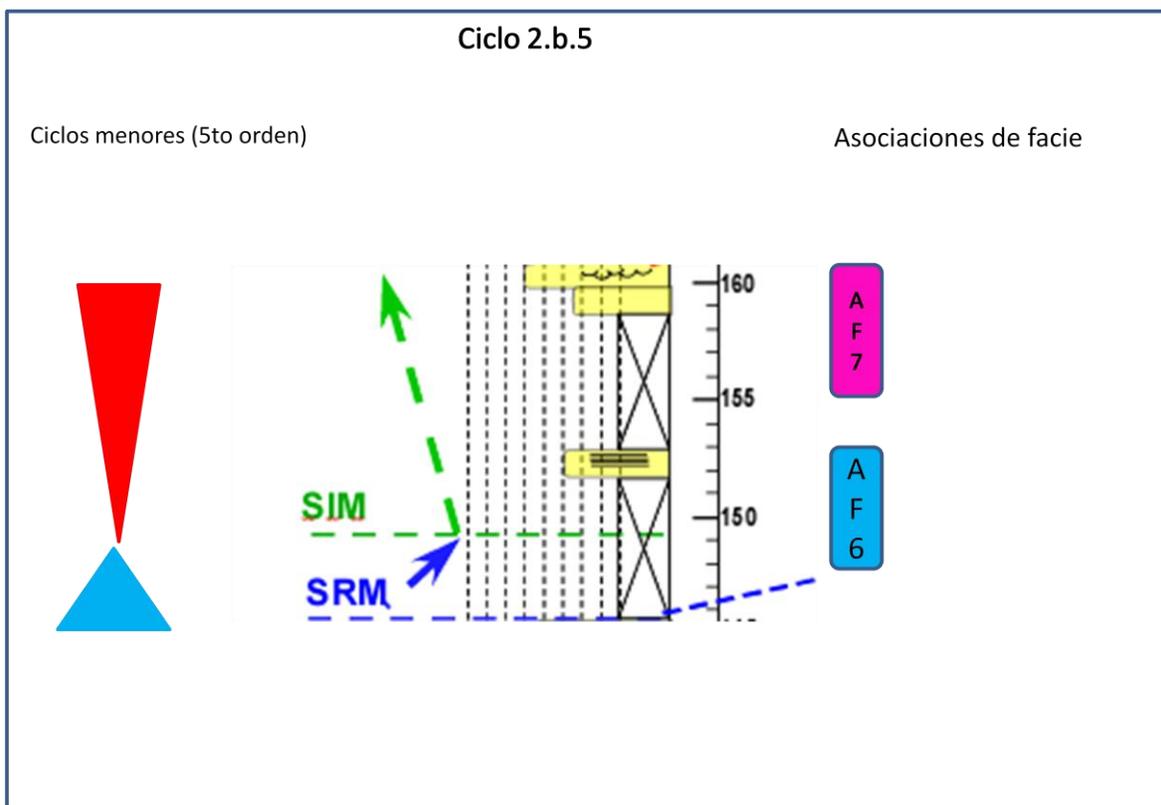


Figura 37: Ciclo 2.b.5 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Secuencia "c"

Este segmento tiene 150 m de espesor y contiene las secuencias de 4to orden mas espesas. Comienza a la altura de 160 m y pese a que varios metros se encuentran ocultos, la información que se obtuvo muestra un cambio marcado en la energía del sistema, aumentando y mostrando una posición paleogeográfica mucho más proximal que lo que se venía observando hasta entonces. Se compone de 5 ciclos que serán descriptos a continuación.

Ciclo 2.c.1

Este ciclo tiene 35 m de potencia y aunque más de la mitad de los cuerpos sedimentarios se encuentran ocultos se puede inferir que el ciclo es de carácter estrato y granocreciente. En la base contiene unos pequeños asomos de cuerpos de areniscas muy finas con laminación planar, mientras que en el medio gradan a areniscas medias con pequeñas acanaladas. En el tope de la secuencia se describen una intercalación de areniscas finas y medias con estratificación plano-paralela, culminando con un espeso paquete arenoso con estructuras acanaladas compuesto por areniscas gruesas con intercalación de areniscas muy finas y un

cuerpo de gravas. También contienen algunas ondulitas de corriente y restos de troncos en el tope. Las facies que componen este ciclo son J y A.

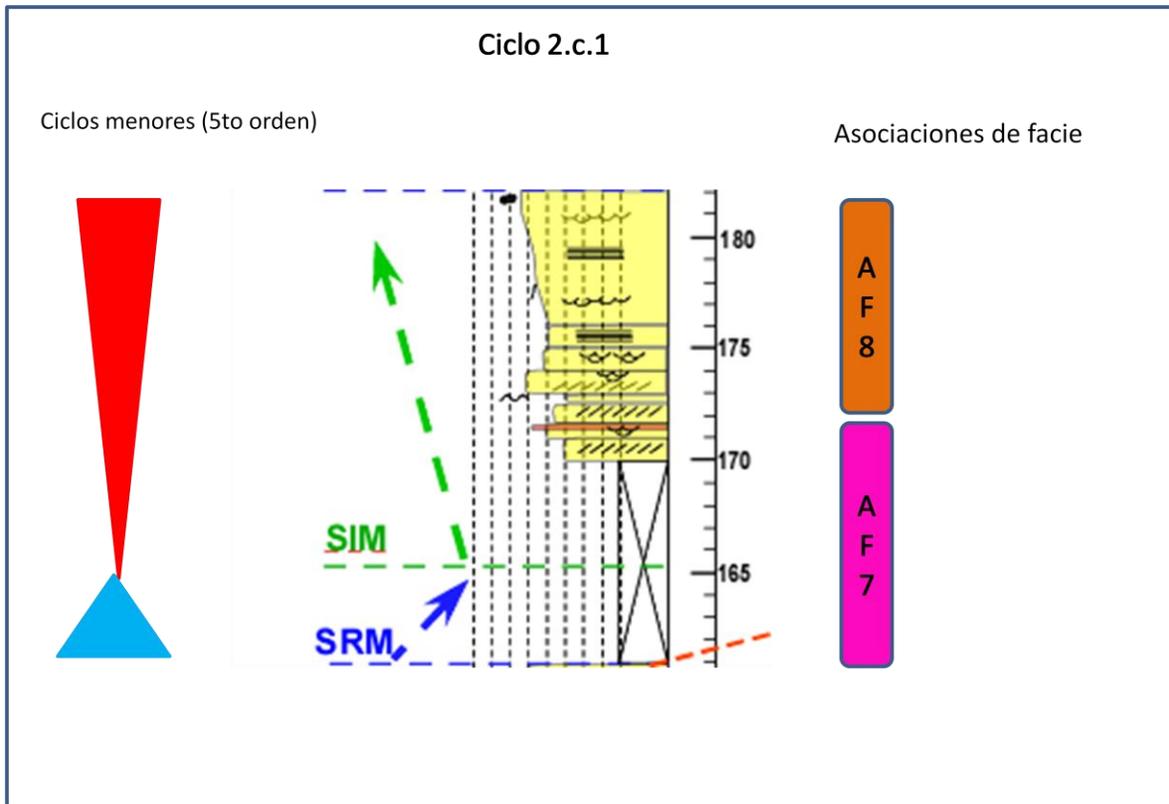


Figura 38: Ciclo 2.c.1 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclo 2.c.2

Este ciclo de cuarto orden tiene 45 m de espesor y está compuesto por 3 ciclos menores de quinto orden. El primer ciclo de quinto orden se compone de areniscas gruesas y medias con estratificación cruzada y sigmoidal con niveles gravosos en el tope. El ciclo siguiente denota una progradación suprayacente de menor energía con areniscas medias y estratificación paralela. El tercer ciclo de quinto orden muestra una progradación mucho más marcada y prolongada (25 m de espesor) y se compone de cuerpos de areniscas medias con estratificación paralela en algunos y en otras cruzadas de bajo ángulo. Destaco la presencia de niveles gravosos continuos en el tope de casi todos los cuerpos que componen este ciclo. En la mitad del ciclo 2.c.2 se encuentran niveles con trazas de *Diplocraterion* y por encima niveles con trazas horizontales de organismos segmentados que identifico como icnofacies *Scoyenia*. Las facies que componen este ciclo son L y A.

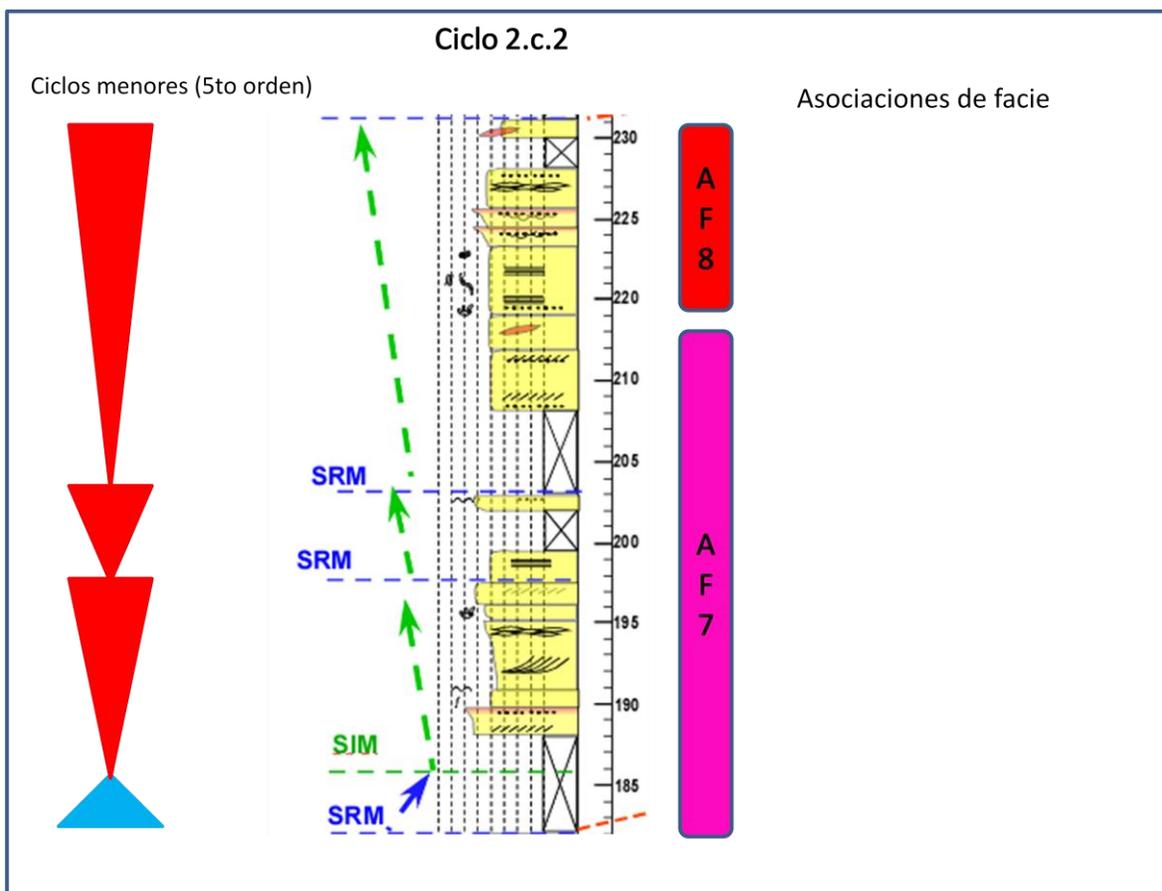


Figura 39: Ciclo 2.c.2 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclo 2.c.3

Este ciclo tiene 35 m de potencia y se compone de dos ciclos menores de quinto orden. El primero se infiere a partir de dos cuerpos observados, uno en la base y otro en el tope que pertenece a una secuencia estrato y granocreciente. El cuerpo de la base se compone de arenisca fina con estratificación cruzada y plano-paralela con trazas de diplocraterion perteneciente a la facies I descrita por Vinassa (2018). El segundo ciclo de quinto orden está formado por un cuerpo que gradada de arenisca media a arenisca gruesa con clastos gravosos culminando pertenecientes a la facies A

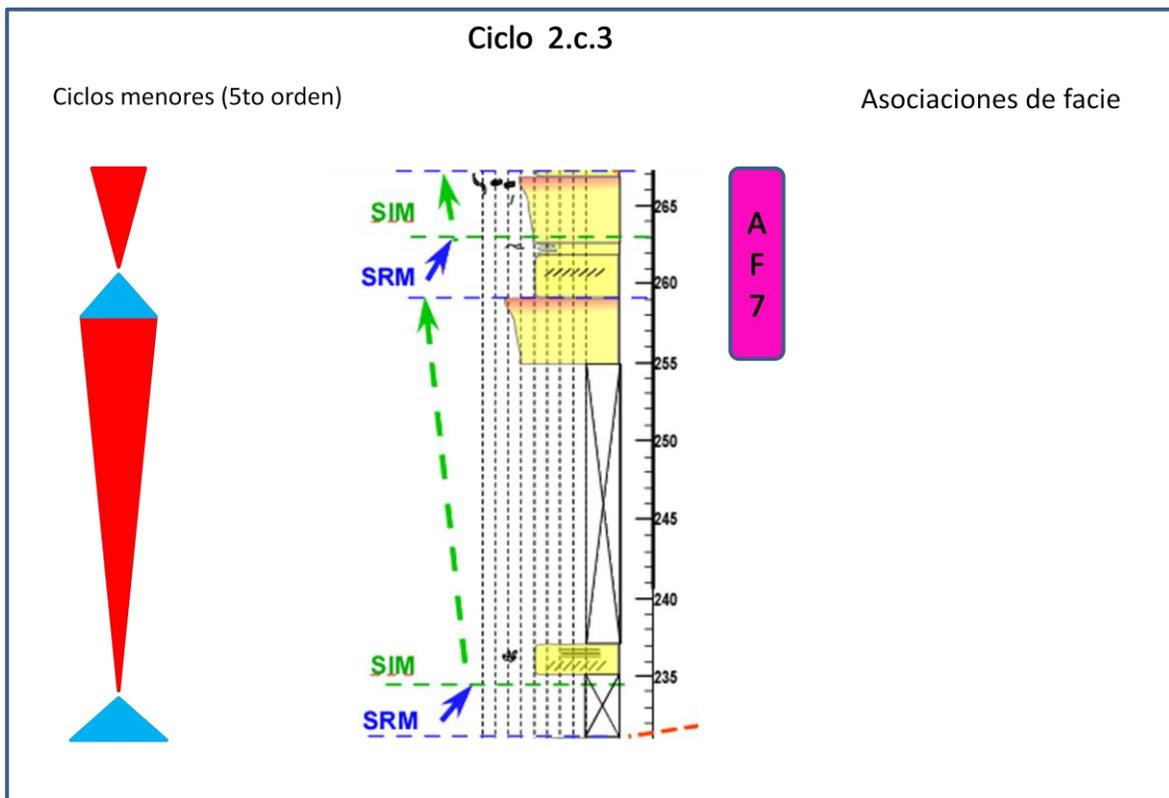


Figura 40: Ciclo 2.c.3 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

Ciclos 2.c.4

Este ciclo tiene 36 m de potencia y se compone de 4 ciclos menores de quinto orden. El primero muestra intercalaciones de cuerpos arenosos medio con estratificación ondulítica y cuerpos de arenisca media que gradan a areniscas gruesas. Hacia el tope culmina con un nivel con sedimentos gravosos y trazas de diplocraterion. La base de la secuencia, la cual es de menor energía, contiene trazas de *Scoyenia* y algunas ondulitas de corriente. Las facies que componen este ciclo son F, J, A2 y Q.

Posteriormente se depositan 3 ciclos de quinto orden con tendencia enteramente regresiva. El primero de ellos muestra areniscas medias a gruesas con estructuras acanaladas y cruzadas de bajo ángulo, seguido de areniscas medias con estructuras planoparalelas y cruzadas en el tope; el tercer ciclo se compone por areniscas medias a gruesas con estructuras planoparalelas y niveles gravosos con algunas ondulitas de corriente coronando los cuerpos. Las facies que componen este ciclo son K, C2 y F.

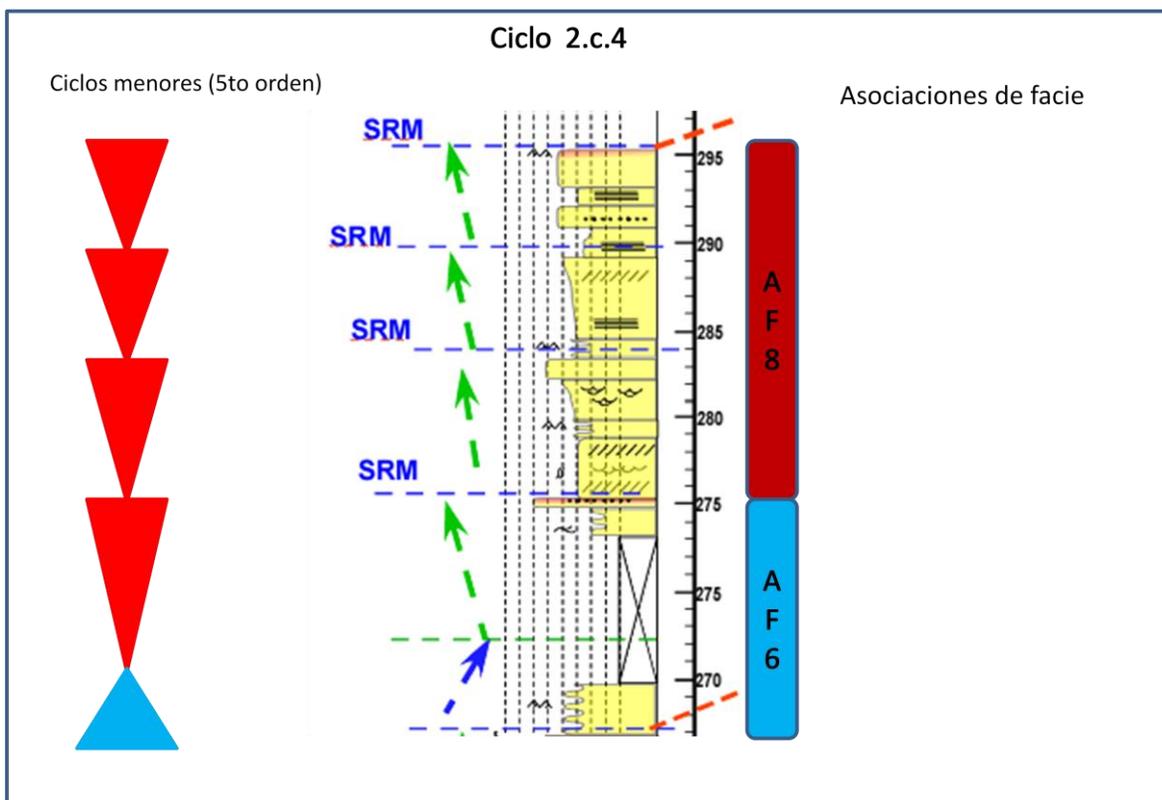


Figura 41: Ciclo 2.c.4 con sus respectivos ciclos de quinto orden.

5.1.4 Resumen perfil 2

El perfil 2 tiene un total de 300 m y en comparación con el perfil 1, denoto que las secuencias se van adelgazando en sentido O. A pesar de tener una cantidad considerable de sedimentación oculta, los datos obtenidos en el afloramiento permitieron realizar un detallado análisis estratigráfico para delimitar superficies y analizar la composición de las diferentes secuencias.

La secuencia “a” de este perfil tiene una potencia de (48m) y la subdivido en 3 secuencias de cuarto orden aunque no encontré evidencia suficiente para diferenciar secuencias de quinto orden. Las secuencias de cuarto orden con un espesor promedio de 16 m, las interpreto como un desarrollo sedimentario en posiciones paleogeográficas alejadas de los principales centros de descarga (Pej.: Lóbulos deltaicos). Los patrones de apilamiento indican una tendencia casi enteramente agradacional con algunas leves progradaciones en

las secuencias más próximas a la base (secuencia 2.a.1). En la secuencia 2.a.2 si bien describo sedimentos finos que podrían pertenecer a centros de descarga más alejados de la fuente, como lóbulos deltaicos distales, a lo largo de la secuencia “a” no observo abruptos cambios paleogeográficos sino más bien apenas una variación lateral dentro de una misma secuencia.

La secuencia “b” tiene el doble más de espesor que la secuencia “a” y sus ciclos de cuarto orden (4 ciclos) poseen un espesor promedio de 23 m. A su vez la secuencia de cuarto orden la subdivido en 7 ciclos de quinto orden que manifiestan una tendencia somerizante y con espesores crecientes hacia el tope. Este espesamiento hacia el tope denota un incremento no solo de aporte sedimentario desde los centros de descarga sino que también las identifico como un sistema con energía mucho mayor.

El inicio de esta secuencia está representado por un paquete importante de pelitas (6 m aprox.) que durante el resto del perfil no se vuelven a repetir y un pase transicional a secuencias más somerizantes (secuencia 2.b.1). Las secuencias 2.b.2 y 2.b.3 si bien no son de mucha potencia muestran un claro arreglo progradacional de engrosamiento y espesamiento hacia el tope (*Thickening and Coarsening upward*) donde los ciclos agradacionales son menos desarrollados respecto a los ciclos de la secuencia “a”. Para culminar la secuencia “b” se describe un ciclo enteramente progradante y con un espesor mucho mayor que las secuencias anteriores. También esta secuencia muestra en conjunto con el análisis de facies realizado por Vinassa (2018) como un cambio en el subsistema siendo este notoriamente dominado por los procesos fluviales.

Por último en la secuencia “c” está compuesta por cuatro ciclos de cuarto orden que a su vez se subdividen en 10 ciclos de quinto orden. La tendencia de los ciclos es enteramente somerizante (un 90% progradacional) componiéndose por arreglos *estrato* y *granocrecientes* e intercalaciones de alta y baja energía. Los espesores de la secuencia c son un 30% mayor que las de la secuencia anterior por lo que es una fuerte evidencia para decir que el aporte sedimentario en este ciclo fue mucho mayor, y siempre acompañado con una subsidencia lo suficientemente capaz de recibir esos aportes sin provocar regresiones bruscas en el sistema deposicional. Los ciclos de quinto orden muestran al igual que el perfil 1, un mayor número de ciclos hacia el tope de la secuencia, sugiriendo una somerización con variabilidad local, constituido por elementos arquitecturales pertenecientes en gran medida a un ambiente de carácter fluvial. Esto sugiere que paleogeográficamente el sistema está muy próximo a la fuente que transporta los sedimentos y que esa proximidad queda reflejada en la variabilidad de las estructuras, subsistemas y elementos arquitecturales no solo en sentido lateral sino también en sentido vertical. La secuencia “c” de tercer orden tiene un espesor importante (150 m) y dentro del mismo presenta una gran variabilidad de estructuras, icnofacies que complementan el análisis estratigráfico.

6. Discusión

La Fm. Lajas analizada en este trabajo, pertenece al sector suroccidental de la Cuenca Neuquina y se define como un sistema deltaico tipo *bird-foot* cuyo afloramiento ubicado en el Cañón del Anticlinal Picún Leufú, al norte del arroyo homónimo, las interpreto paleoambientalmente mediante la distinción de elementos arquitecturales y geometría de cuerpos con gradación normal, como una sucesión deltaica progradacional fluvio-dominada con influencia de procesos mareales y oleaje que actúan como agente modelador del sistema. En el estudio de estos afloramientos y la realización de dos perfiles contiguos pude identificar 3 secuencias depositacionales de tercer orden (**a**, **b**, **c**) con 12 ciclos de 4to orden y 29 ciclos de 5to orden.

La secuencia (**a**) no presenta su límite basal visible y la misma inicia ya dentro de la propia Fm. Lajas. La secuencia (**b**) contiene sus límites de secuencia inicial y final (SRM) y ésta junto con la secuencia (**c**) constituyen la parte más representativa del afloramiento, mostrando la evolución del sistema con características relativamente más progradantes, típicas del ambiente deltaico en el cual se observan los ciclos casi de forma ininterrumpida. Por último la secuencia (**c**) comienza con el límite superior de la secuencia (b) pero el ciclo depositacional es interrumpido por el contacto con un *plateau volcánico* plio-pleistocénico el cual se apoya de forma no concordante sobre el tope del afloramiento, por ende la superficie limitante superior de la secuencia (c) no se identifica.

Una característica particular de los afloramientos de este sector es que esta casi completamente formado por sedimentos arenosos pertenecientes en un 75% a frentes deltaicos, los cuales no muestran cambios notables en su granulometría. Forman en muchas ocasiones patrones de apilamiento agradacionales o con leves patrones progradacionales donde los sedimentos limoarcilíticos están restringidos a unos pequeños asomos y por lo tanto el sistema no deja demasiado lugar para las transgresiones importantes. Esto indica un sistema en donde el balance entre creación de espacio y relleno constante del mismo tiene una resultante positiva (mayor aporte sedimentario que aumento del espacio de acomodación) pero caracterizado por abundantes períodos de equilibrio relativo (agradación) donde la energía del mismo no cambia abruptamente (factores alogénicos) si no que las variaciones son debidas a factores autigénicos que producen marcados cambios laterales y cambios verticales poco notables. En el caso de que la componente progradacional fuese extremadamente mayor que la componente agradacional, estos afloramientos deberían tener una evolución vertical muy marcada, coronando todas estas secuencias con un paquete que representaría la máxima diferenciación. Una posible explicación para este aporte anormal de sedimentos hacia la cuenca, es que dicho aporte se debe a un sistema deltaico desarrollado en una etapa de “*greenhouse*” global, donde un

período de calentamiento climático junto con los eventos tectosedimentarios coetáneos, fueron también responsables de dicho aporte. En el Golfo de México hay evidencia de que los eventos climáticos globales que conllevaron al aumento de la temperatura global y por ende de la temperatura promedio de la superficie del mar, ha provocado un incremento del 20 al 100% del potencial en el aporte sedimentario de la fuente receptora. También los periodos de tormentas que vienen emparentados con la etapa de *greenhouse* junto con los procesos propios del sistema deltaico (río, corrientes tidales, olas, gravedad, etc.) permitieron redistribuir los sedimentos dando como resultado una moderada selección (Zhang, J. et al., 2016).

Este megaciclo (la suma de los perfiles completos) se interpretó como la parte inicial de un *highstand system tract* de segundo orden en el cual la componente agradacional es igual o en algún caso mayor que la componente progradacional dando como resultado secuencias somerizantes relativamente homogéneas. Dicho megaciclo se sitúa a continuación de otro con un cortejo de sistema transgresivo de segundo orden (TST: *Transgressive System Tract*) perteneciente a la depositación de la Fm. Molles constituida en su mayoría por depósitos finos de plataforma distal. A su vez, este megaciclo de segundo orden está constituido por otros ciclos de menor jerarquía de, tercer, cuarto y quinto orden que componen los afloramientos analizados aquí.

Las interpretaciones realizadas siguen un lineamiento en conjunto con el análisis de facies realizado por Vinassa (2018) y por su respectiva interpretación paleogeográfica y estratigráfica a partir de los ciclos sedimentarios interpretados en este trabajo.

Se realizó un corte entre las columnas y de acuerdo a la interpretación de paleocorrientes, sumado a las observaciones integradas en una evolución vertical y lateral de los ciclos descriptos, se infiere un sentido *dip* o *strike* u oblicuo de los cambios descriptos (Figura 46 Anexo).

Las secuencias de tercer orden divididas en **a**, **b** y **c** muestran cambios paleogeográficos en sentido *dip*.

La secuencia **a** posee 4 límites de secuencia correlacionables, que en este caso son las *superficies de regresión máxima (SRM)* y dividen a esta en 4 ciclos de 4to orden (S-I, S-II, S-III, S-IV) dicha secuencia es interpretada por Vinassa (2018) como alternancia de asociaciones de facies pertenecientes a frentes deltaicos proximales y distales desarrollados en la *plataforma somera*. Dentro de esta secuencia también identifiqué *superficies de inundación máxima (SIM)*, marcando el comienzo de los períodos regresivos en la depositación de los sedimentos del sistema deltaico, y puede identificarse que en el perfil 1 estos eventos de inundación son más frecuentes que en el perfil 2 (3 eventos en el perfil 1 y 1 en el perfil 2).

Este segmento perteneciente a la base del afloramiento muestra un desarrollo vertical menor, casi un 20% menos de espesor que las demás secuencias (b y c) y también se ve reflejado en sus ciclos de cuarto orden donde el espesor promedio de estas es 20% menor.

Los ciclos de quinto orden se manifiestan con mayor claridad y número en el perfil 1, mientras que en el perfil 2 no hay diferenciación de estos ciclos y los de cuarto orden. Respecto a los ciclos de quinto orden, estos muestran una intercalación de elementos arquitecturales contiguos que se somerizan levemente hacia el tope de la secuencia. Estos elementos son frentes deltaicos proximales y distales que en su conjunto componen las secuencias de cuarto orden. Esto se interpreta como compensación de frentes deltaicos que se van desarrollando en diferentes posiciones de la plataforma hasta alcanzar el equilibrio. Una vez que el frente deltaico no tiene el espacio suficiente para recibir los sedimentos aportados por el sistema fluvial tenderá a desplazarse lateralmente para continuar con el proceso depositacional. Esta sección representa la secuencia de tercer orden con una proporción de subsistemas y elementos más distales dentro de toda la correlación secuencial.

Secuencia "a": *Subsistemas y superficies limitantes*

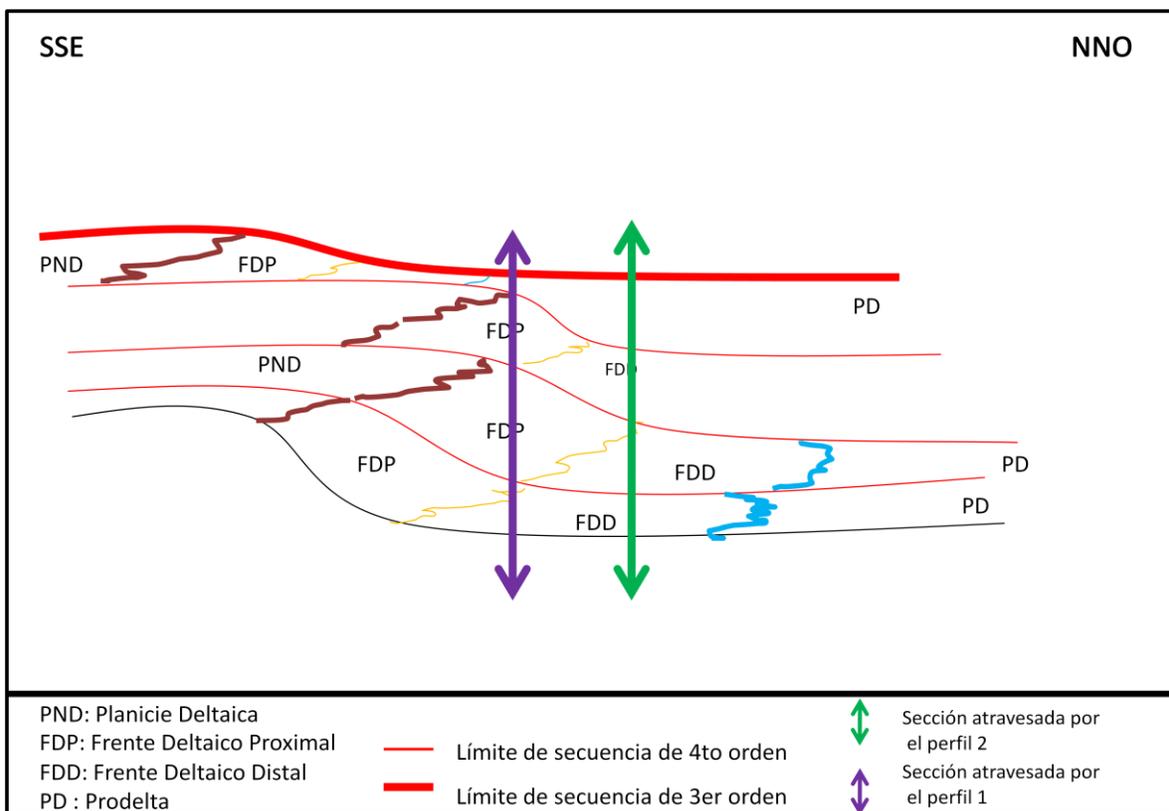


Figura 42: Subsistemas atravesados por el perfil 1 y 2 de la secuencia a.

Correlacionando los dos perfiles de la secuencia “a” se obtiene que el perfil 1 (ubicado al E) tiene en su base, secuencias que no están desarrolladas en el perfil 2 (ubicado al O), ya que, este último tiene su base a partir de una secuencia equivalente al ciclo 1.a.2, con casi 40 m menos de espesor en registro sedimentario. También en el perfil 1 a 40 m de la base, se encuentra una sección condensada con moderado contenido fosilífero de bivalvos (*Condensed Shell beds*), cuya continuidad es inferida hacia el perfil 2 y que en este caso las interpreto como una sección cuya extensión geográfica está sujeta a un período de transgresión máxima y su duración relativa aumenta hacia el centro de la cuenca. Otra interpretación plausible, es que estas secciones condensadas se relacionen a una tasa de sedimentación baja. Este evento vuelve a repetirse (a los 87 m de la base del perfil 1 y 53 m del perfil 2) esta vez correlacionado entre ambos perfiles, sucedido por un evento transgresivo que deposita un nivel relativamente espeso de limoarcilitas. Esta evidencia junto con la intercalación de eventos de alta y baja tasa de sedimentación, y la subsecuente estabilización del sistema en posiciones paleogeográficas relativamente someras, permitió el desarrollo y preservación de entidades biológicas (en este caso bivalvos) que se condensaron en niveles apreciables (con 10 cm de espesor) y muestran una clara evidencia de cambio de estilo de sedimentación. Cabe destacar, que no siempre el desarrollo de niveles condensados, están relacionados a un evento de inundación máxima sino que también pueden estar ligados a eventos regresivos como sucede en el tope de la secuencia a, con lo cual, no todas las secciones condensadas necesariamente están relacionadas con cambios paleogeográficos hacia condiciones más oceánicas o de mayor profundidad (Fernández López y Gómez, 1991).

La presencia de bioturbación moderada a lo largo de toda la secuencia sugiere que si bien la energía del sistema era suficiente para la descarga de sedimentos arenosos, también era posible que los organismos se desarrollen sobre el sustrato. También la presencia de ondulitas simétricas denotan que los procesos de oleaje estaban presentes ya que se registra en el tope de casi todos los ciclos que componen la secuencia (estas características se observan mejor en el perfil 1) como modelador más que como constructor. No existen marcadas variaciones laterales, la más notable ocurre en la depositación de los últimos ciclos del segmento a, donde si bien pertenecen a la misma condición paleogeográfica, varía la superposición de elementos contiguos como, frentes deltaicos proximal, medio y distal (Figura 44).

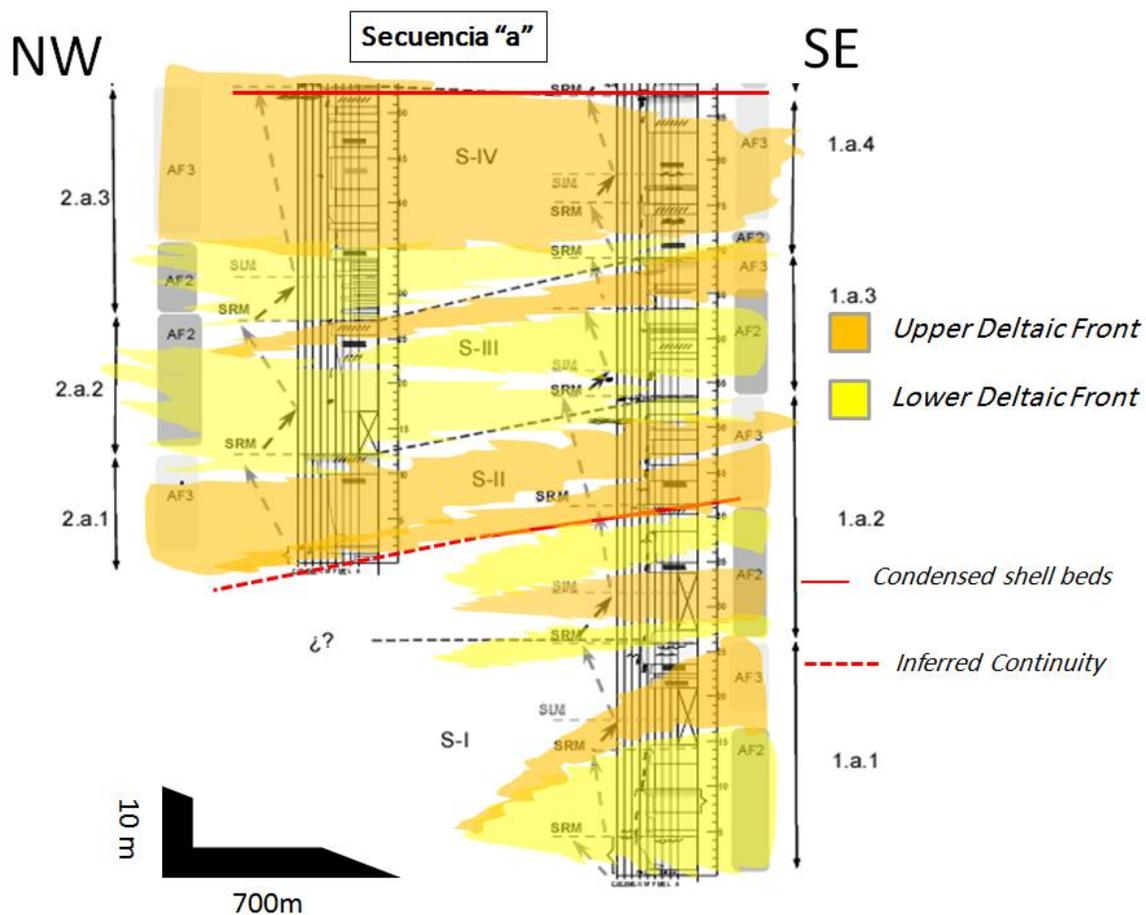


Figura 43: Sección en sentido semi-strike mostrando la superposición de los distintos subsistemas que componen la secuencia a.

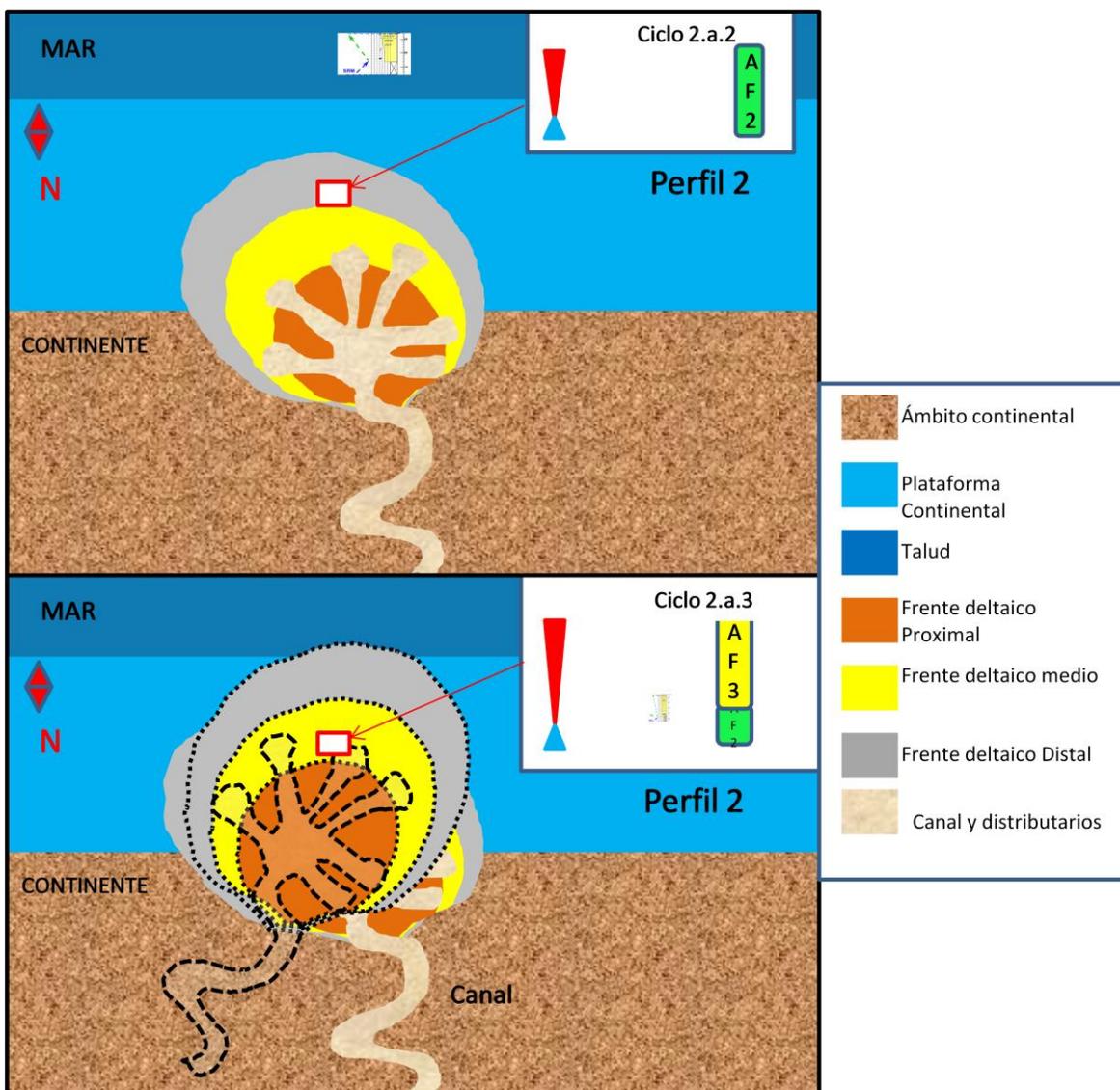


Figura 44: Correlación de facies mostrando la variación lateral de las facies en un delta visto en planta. El ciclo 2.a.2 perteneciente a un frente deltaico distal, es superpuesto por el ciclo 2.a.3 asignado a un frente deltaico proximal, mostrando una variabilidad vertical producto de una simple compensación de lóbulos deltaicos.

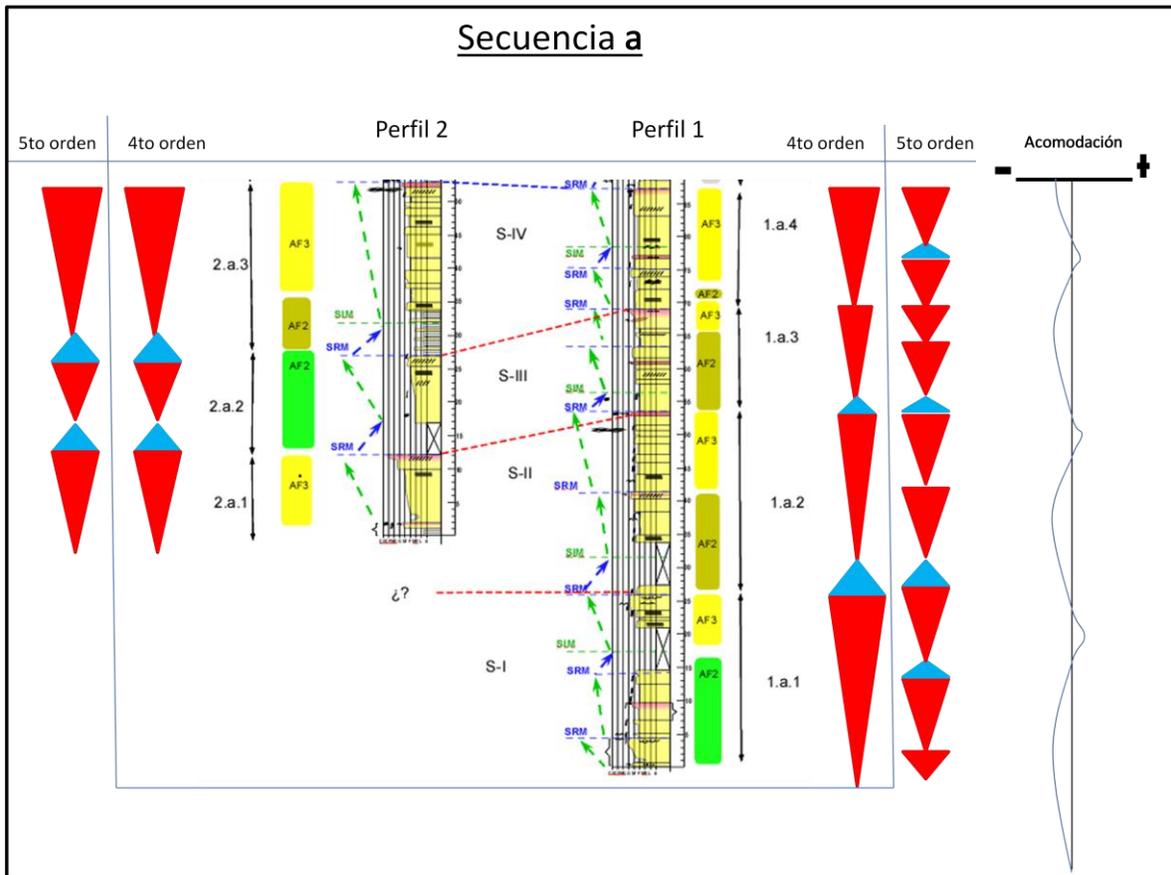


Figura 45: Correlación entre perfiles 1 y 2 comparando asociaciones de facies y ciclos de 4to orden y 5to orden. Se observa que en el perfil 1 se distinguen un gran número de ciclos de quinto orden (9 en total), mientras que en el perfil 2 es mucho más limitada (3 ciclos). De esta manera las variaciones laterales se expresan mucho mejor en el perfil 1.

La secuencia **b** (Figura 47) se encuentra limitada en su base por la superficie de regresión máxima (SRM) ubicada a los 53 m de la base del afloramiento, y en su techo por la SRM ubicada a aproximadamente 145 m de la misma. Posee 5 superficies limitantes en su interior (SRM) que la subdividen en 4 secuencias de 4to orden (S-V, S-VI, S-VII, S-VIII), con sus respectivos ciclos (1.b.1, 1.b.2, 1.b.3, 1.b.4, 1.b.5; 2.b.1, 2.b.2, 2.b.3, 2.b.4), y en 9 secuencias de quinto orden.

La secuencia basal S-V, está compuesta inicialmente por 6 metros de limoarcilitas los cuales, son utilizados como uno de los puntos de correlación o amarre estratigráfico de mayor exactitud, debido a que este no sólo puede correlacionarse perfectamente entre los dos perfiles sino que también puede correlacionarse por cientos de metros en una toma fotográfica satelital (Figura 46). Estos depósitos finos pertenecen a un *prodelta* y representan el máximo contraste paleogeográfico en la correlación de los dos perfiles

analizados, lo que le da una gran importancia ya que un cambio de esta magnitud no se repite en todo el análisis secuencial del afloramiento. Existen cambios paleogeográficos significativos interpretados y descritos por diversos autores en áreas cercanas, en los que se mencionan periodos de erosión que producen cambios en la configuración de los sistemas deposicionales y forman parte de lo que se denominó regionalmente como la *discordancia Intrabajociana*. Si bien el análisis y las interpretaciones realizadas en este trabajo tienen un alcance local, este contraste particular podría estar relacionado con dicha discordancia.



Figura 46: Foto satelital del afloramiento. Imágenes superpuestas: limoarcilitas utilizadas como amarre estratigráfico marcadas con línea roja (a la izquierda perfil 2 y a la derecha perfil 1). Puede notarse que su correlación es de varios cientos de metros

Suprayaciendo a estos depósitos los espesores, facies, y elementos arquitecturales difieren entre ambos perfiles. En el perfil 1 esta secuencia tiene un 30% más de espesor que en el perfil 2 por lo que esta se engrosa hacia el SE y, además, muestra un desarrollo variado de estructuras sedimentarias, pasando de facies pertenecientes a frente deltaicos con predominancia arenosa a facies estrictamente relacionadas con la planicie deltaica. Esto dibuja un patrón de apilamiento más progradacional que agradacional (aunque la agradación sigue siendo importante) en este perfil y con un arreglo estilo estrato y granocreciente denotando el aumento de la tasa de sedimentación con un menor espacio de acomodación. En este mismo segmento pero en el perfil 2, la componente agradacional es más notoria y las progradaciones son menos marcadas, no figuran depósitos relacionados a canales distributarios y otros elementos que indican proximidad a la fuente que transporta los sedimentos. Complementado estas características de ambos perfiles, interpreto que la

secuencia S-V tiene un evento regresivo mucho más marcado en el perfil 1 y este está ligado estrictamente a la cercanía o a los canales distributarios en sí mismo, mientras que el perfil 2 refleja un pase transicional donde los eventos regresivos no se manifiestan con la misma intensidad, y por ende, el espacio de acomodación disminuye con más lentitud y la tasa de sedimentación es relativamente menor.

Luego la secuencia S-VI refleja una cierta estabilidad en sentido *strike* del sistema, manteniendo secuencias y facies con elementos arquitecturales idénticos que permiten deducir con suficiente certeza, de que las condiciones de sedimentación no sufrieron cambios considerables a esta escala.

La posterior secuencia S-VII muestra al igual que la secuencia S-V una variación lateral marcada y se puede ver que el perfil 2 sigue conservando una cierta transicionalidad en las facies y elementos dando la pauta de que las condiciones de sedimentación en ambos lados de la secuencia no eran las mismas.

Por último la secuencia S-VIII muestra un desarrollo diferente a las interpretadas anteriormente. En primer lugar muestra un 30% más de espesor total por lo que la tasa de sedimentación es mucho mayor y un espacio de acomodación relativamente balanceado que permitiera no causar regresiones o desplazamientos bruscos de la línea de costa. En segundo lugar los elementos arquitecturales que la componen describen una variación lateral muy explícita dejando como resultado una gran diversidad de facies y asociaciones diferentes (Vinassa, 2018). La geometría de los cuerpos comienza a tener un desarrollo más limitado, los elementos arquitecturales se encuentran más relacionados con canales fluviales y barras de meandros y en conjunto con las estructuras muestran un subambiente proximal propio de un *frente deltaico proximal o planicie deltaica distal*.

En resumen, las limoarcilitas asignadas a los primeros seis metros del perfil pertenecen a un ambiente de *plataforma proximal* asignado dentro del sistema deltaico a un *prodelta* siendo la máxima distalidad de dicho sistema. Continúa con una alternancia de frentes deltaicos proximales y distales con algunas apariciones de rellenos de canales en la parte inferior de la secuencia. Mientras que en su parte superior muestra asociaciones de facies de *barras de desembocadura, bahías interdistributarias con facies de desborde de canal y planicie deltaica superior* (Figura 49), sugiriendo una posición paleogeográfica más proximal. La variación en el patrón de apilamiento y en la granulometría de los sedimentos que se depositan en los ciclos de cuarto orden es transicional, es decir, que se pasa de cuerpos arenosos poco espesos a espesos con un leve incremento del tamaño de grano, también destacando que los contactos entre los mismos son netos. Estos cambios de nivel de base sugieren una disminución en el espacio de acomodación provocando que las progradaciones predominen en el sistema colocando facies genéticamente más relacionadas

a los procesos fluviales por encima de aquellos influenciados por los procesos costeros.

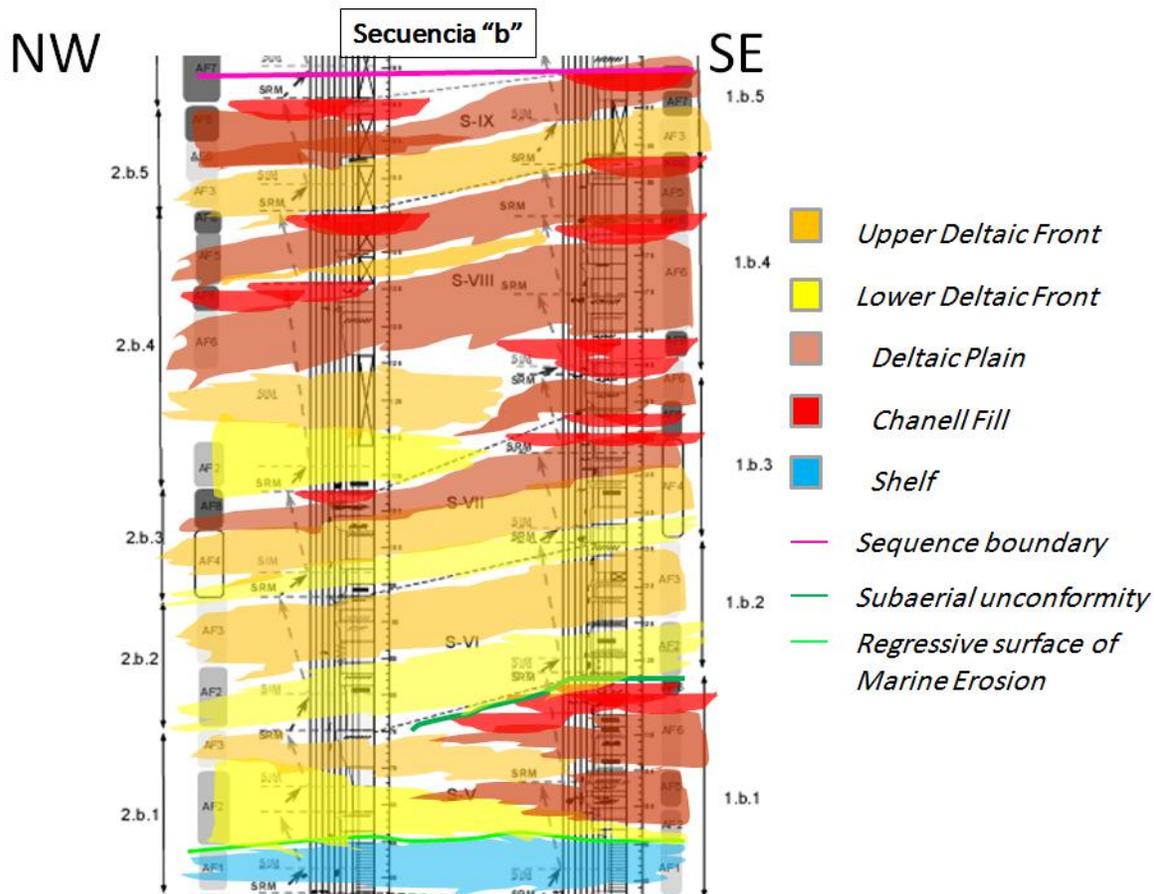


Figura 47: Sección en sentido semi-strike mostrando la superposición de los subsistemas deltaicos perteneciente a la secuencia **b**.

Secuencia b

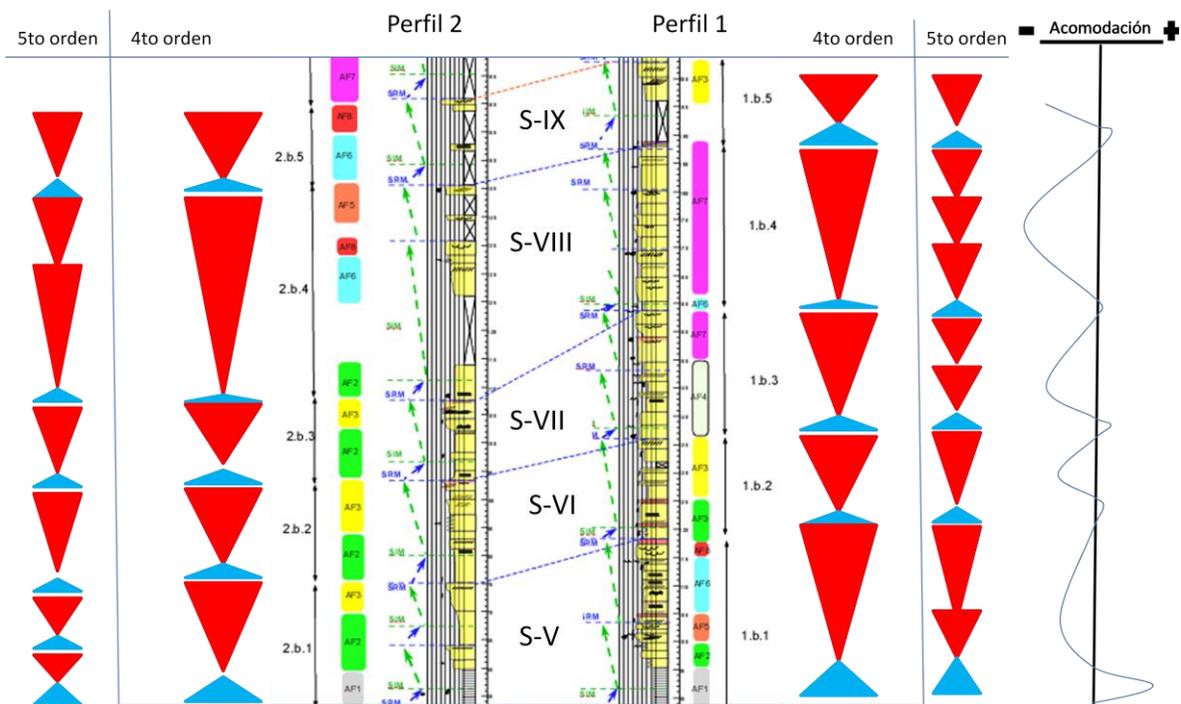


Figura 48: Correlación entre perfiles 1 y 2 comparando asociaciones de facies y ciclos de 4to orden y 5to orden. El numero de ciclos de quinto orden entre las dos secciones no se diferencia demasiado (9 en el perfil 1 y 7 en el perfil 2) por lo que las variaciones laterales juegan un rol mucho más importante en esta secuencia.

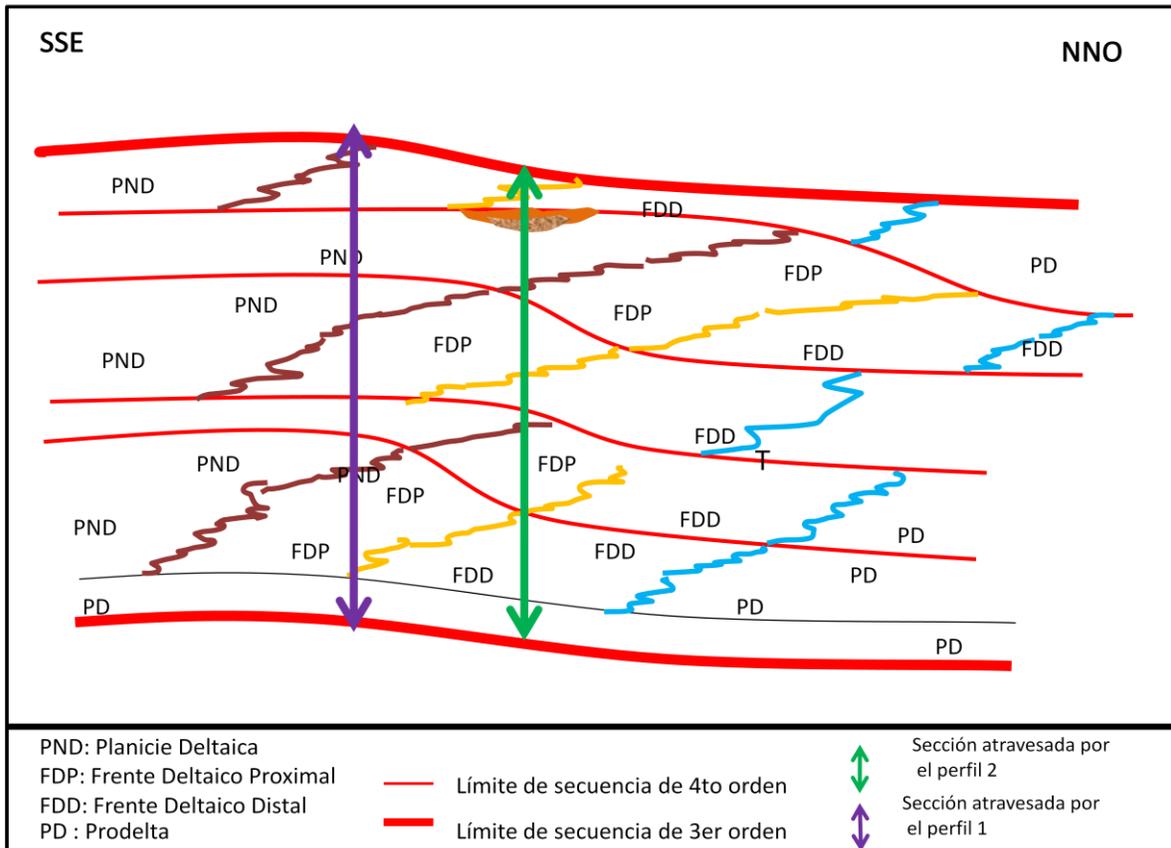
Secuencia "b": *Subsistemas y superficies limitantes*

Figura 49: Subsistemas atravesados por el perfil 1 y 2 de la secuencia b.

La secuencia **c** se encuentra limitada en su base por la superficie de regresión máxima (SRM) ubicada a los 145 m de la base del afloramiento, y en su techo por la SRM ubicada a aproximadamente 345 m de la misma. Posee 5 superficies limitantes en su interior (SRM) que la subdividen en 4 secuencias de 4to orden (S-X, S-XI, S-XII, S-XIII,) con sus respectivos ciclos (1.c.1, 1.c.2, 1.c.3, 1.c.4.; 2.c.1, 2.c.2, 2.c.3, 2.c.4), y en 9 secuencias de quinto orden.

La secuencia "c" está compuesta por 5 superficies limitantes (SRM) que la subdividen en 4 ciclos de 4to orden. Cabe destacar que la superficie limitante inferior para esta secuencia de tercer orden coincide con la SRM que se asignó como límite superior de la secuencia **b**, y no posee límite superior ya que la sedimentación se ve interrumpida por el contacto no concordante de material volcánico, por cual parte de la secuencia pudo ser removida por este u otros procesos erosivos.

En general esta secuencia está compuesta por ciclos similares a la secuencia S-VIII “b”, donde existe una proporción de elementos arquitecturales más proximales y los ciclos son mayoritariamente progradantes (menor presencia de agradación), con un espesor mayor al observado en los ciclos subyacentes de ambos perfiles.

La secuencia S-IX muestra una variación lateral donde en el perfil 2 los elementos arquitecturales propios de un sistema fluvial están mejor desarrollados, mientras que en el perfil 1 estos eventos no están representados. La proporción de canales es un poco mayor en el sector NW lo que indicaría una zona de mayor descarga.

Posteriormente en la secuencia S-X se destaca por un desarrollo mayoritario del sistema dentro de la planicie deltaica y un mínimo desarrollo de los frentes deltaicos que caracterizaban a las secuencias a y b.

En la secuencia siguiente (S-XI) se espesa en sentido oeste con elementos como canales distributarios que expresan su relación próxima a las posiciones paleogeográficas donde los volúmenes de descarga sedimentaria son mayores.

Por último la secuencia S-XII refleja nuevamente un período de estabilidad paleogeográfica y el desarrollo de elementos arquitecturales y por ende una tasa sedimentaria equivalente en ambos perfiles.

En resumen, esta última secuencia se compone de períodos de aumento y estabilización de descarga sedimentaria, variando la posición de los canales fluviales (a veces desarrollado sobre el perfil 2 y otras en el perfil 1) para luego establecerse y equilibrar el aporte y el espacio de acomodación en la secuencia siguiente. Es importante destacar que aunque esta secuencia es enteramente progradante, todos los pases entre secuencias son transicionales y también que los factores allogénicos tienen una mayor influencia con respecto a las secuencias a y b, reflejado en un aumento del aporte sedimentario relativamente mayor.

Además de la descripción secuencial estratigráfica hay un elemento que ratifica estas interpretaciones que es la presencia de un cuerpo repleto de *Diplocraterion* que confirma una energía alta a moderada en el sistema perteneciente a una *planicie deltaica inferior o frente deltaico superior* (límite entre *topset* y *foreset*) con *barras de desembocadura* y paleopropiedades que pueden oscilar entre 0 y 3 m (Agirrezabala y Gibert, 2005).

En el análisis de los espesores de secuencias, los arreglos de subambientes, en conjunto con los datos de paleocorrientes obtenidos en el campo, nos permiten determinar la orientación aproximada de las secuencias a, b y c. En la secuencia a las formas de los subsistemas es de carácter lenticular, con cuerpos que se van amalgamando lateralmente. Esto en conjunto con los datos de paleocorrientes, que preferencialmente tienen una dirección principal NNO, determina una orientación oblicua pero muy cercana al sentido *Strike* (perpendicular al sentido deposicional). Mientras que en la secuencia b, la proporción de elementos proximales es mayor en el lado SE de la correlación, por lo que a primera instancia y debido a la cercanía de ambos perfiles (600 m) se pueden plantear dos hipótesis: 1)

Proximalidad. Si la orientación de la secuencia es estrictamente *strike*, el lado sureste indicaría una paleogeografía más proximal; 2) Lateralidad. Si la orientación es cercana al sentido *Dip*, el sector SE indicaría centros de mayor descarga para una situación paleogeográfica equivalente a la del sector NO. Por último, la secuencia **c**, muestra muy poca variabilidad de espesores y con cuerpos alargados que se compensan lateralmente indican en conjunto con las paleocorrientes con dirección principal NO, una orientación casi *strike*, similar al del segmento **a**. Aunque en este último, la situación paleogeográfica es mucho más proximal y donde la variabilidad lateral de las secuencias de quinto orden, tiene un papel mucho más importante.

Los datos de paleocorrientes que fueron utilizados fueron extraídos de los trabajos realizados por Zavala (1996) (del cual obtuve los datos para la realización posterior de los gráficos de roseta), Rossi (2015), Gugliotta (2015), Arregui (2016), y Vinassa (2018). Todos estos autores excepto, Gugliotta y Arregui, muestran una dirección preferencial de paleocorrientes hacia NNO-N lo cual coincide con el sentido depositacional hacia el centro de cuenca. Los autores que se oponen a este sentido preferencial, explican que las paleocorrientes en sentido SO-S-SE tienen dos posibles interpretaciones: 1) deltas de *crevasse*; constan en desbordamientos de canal que muestran direcciones de flujo oblicuas hasta opuestas al sentido de flujo del canal; 2) *Inclined heterolithic stratification (IHS)*; estos elementos arquitecturales se desarrollan principalmente por la acreción lateral de barras en sistemas fluvio-mareales de carácter sinuoso y no corresponden a direcciones de flujo (Figura 45 Anexo).

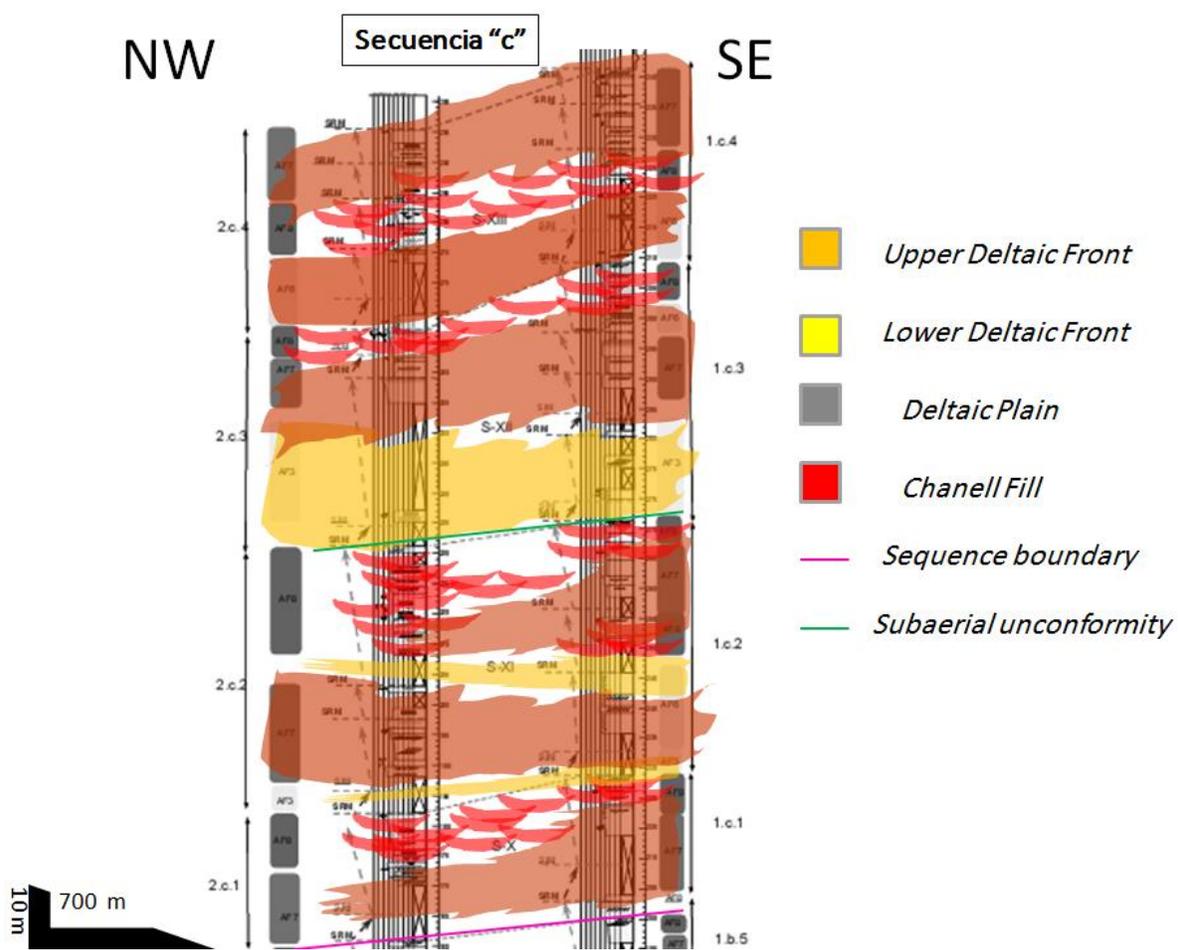


Figura 50: Sección en sentido semi-strike mostrando la máxima expansión regresiva del sistema deltaico, representado por la secuencia c.

Secuencia c

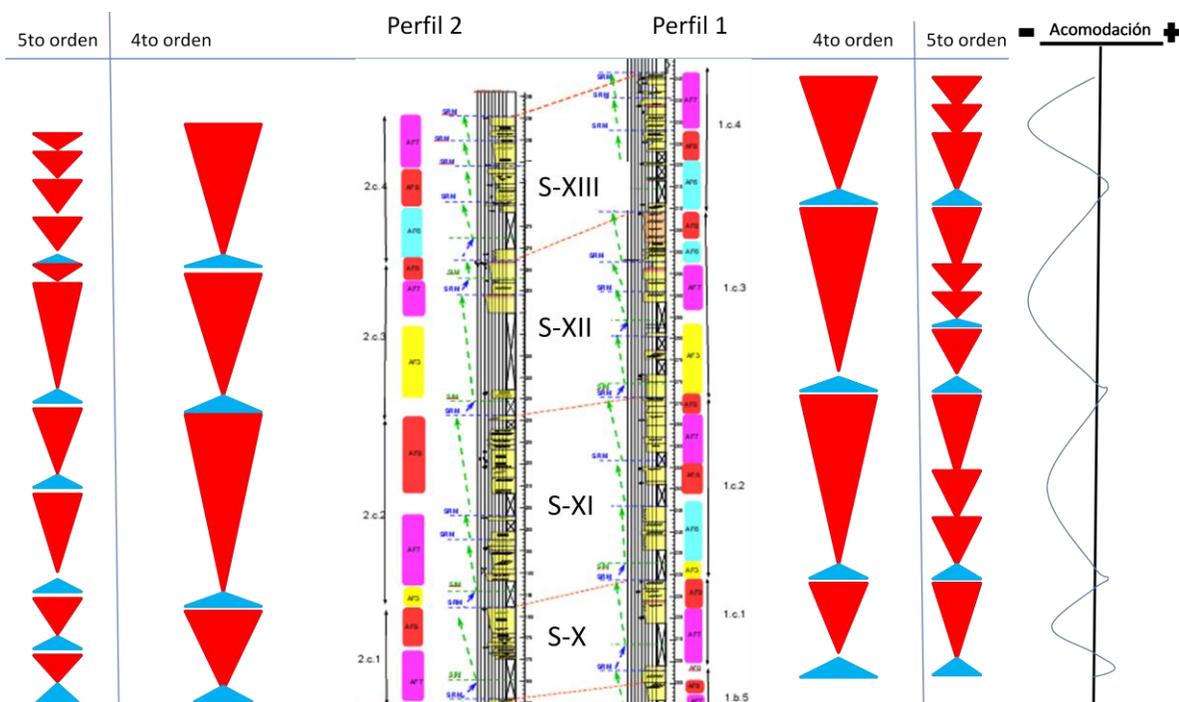


Figura 51: Correlación entre perfiles 1 y 2 comparando asociaciones de facies y ciclos de 4to orden y 5to orden. En esta última secuencia los rasgos fluviales y de los canales distributarios del sistema deltaicos quedan representados en un mayor número de secuencias de quinto orden, con una importante variabilidad lateral de los elementos arquitecturales que la componen.

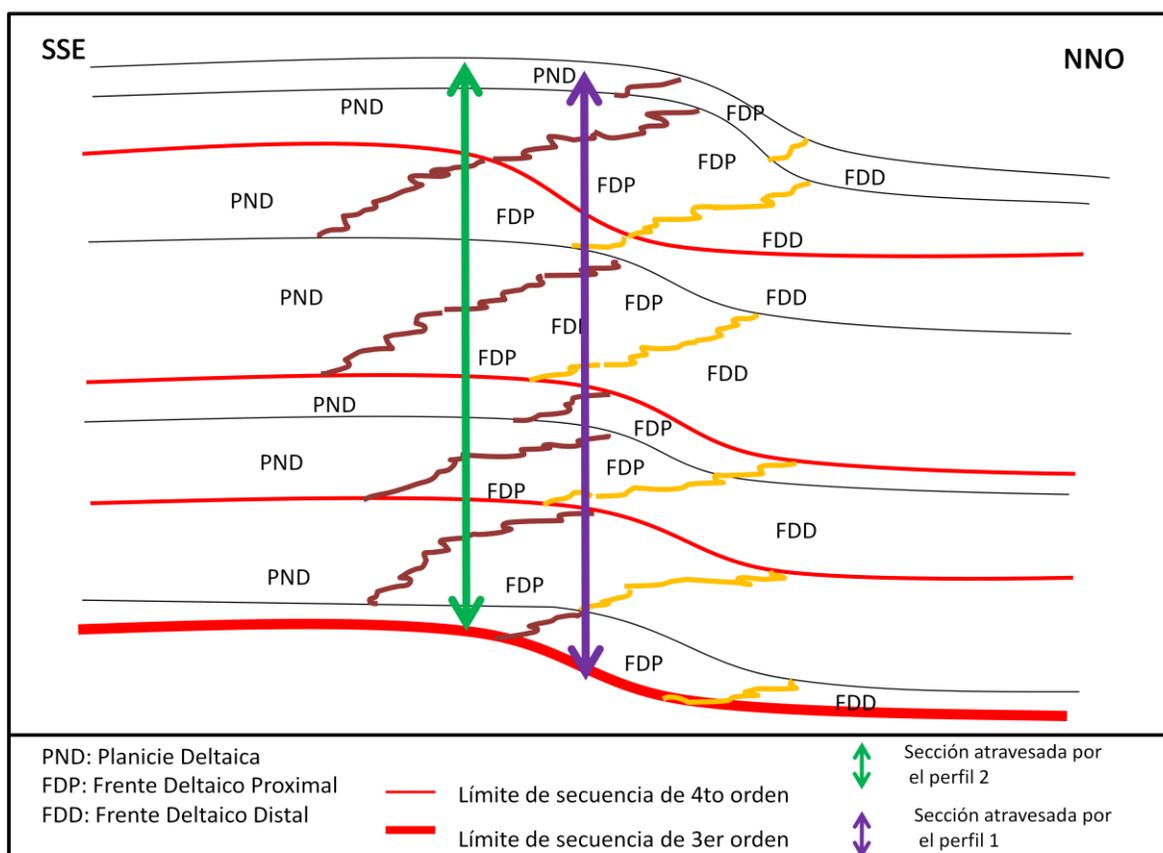
Secuencia "c": *Subsistemas y superficies limitantes*

Figura 52: Subsistemas atravesados por el perfil 1 y 2 de la secuencia c.

7. Conclusión

La Fm. Lajas analizada en este trabajo, pertenece al sector suroccidental de la Cuenca Neuquina y se define como un sistema deltaico tipo *bird-foot*. Esta pertenece a un *highstand* de segundo orden caracterizado por una tendencia casi completamente regresiva y se desarrolla mayoritariamente sobre la plataforma somera.

El Cañón de Picún Leufú, donde afloran los sedimentos de la Fm. Lajas, contiene sectores donde los procesos fluviales predominan, mientras que en otros sectores, esta influencia se

ve mermada denotando la importancia de la ubicación paleogeográfica del sistema deltaico en distintos sectores de la cuenca y la influencia de otros procesos como las mareas y olas.

Este trabajo contiene un registro importante de secciones estratigráficas analizadas, compuestas por dos perfiles de 400 m cada uno, pertenecientes enteramente a la Fm. Lajas. Estos afloramientos comienzan ya dentro de la Fm. Lajas y no distingo el límite de secuencia basal, al igual que en el tope del afloramiento, los perfiles descriptos son coronados con un cuerpo de material efusivo volcánico de edad plio-pleistoceno. Por este motivo, el análisis realizado aquí, abarca una gran proporción de la Fm. Lajas (más del 70% de la unidad) dotando de importancia al mismo ya que es el único trabajo que analiza gran parte de estas secuencias en la zona del Cañón del arroyo Picún Leufú.

La importante cantidad de registro sedimentario es atribuida a la alta tasa de subsidencia junto a una equitativa y constante tasa de sedimentación, permitiendo que los desplazamientos de la línea de costa fueran muy leves (Legarretta and Uliana, 1996).

De los procesos que actúan sobre los depósitos sedimentarios que fueron descriptos aquí, fluvial es el dominante, concordando con la clasificación hecha por Zavala (1993).

También otros procesos están presentes como, las mareas y el oleaje, pero estos actúan como agente modelador de las secuencias deposicionales mas que como agente constructor de sistemas depositacionales. De esta forma, los procesos como las mareas y el oleaje, no tienen la misma importancia en la zona del Cañón de Picún Leufú como si lo tiene en las secciones de la Fm. Lajas estudiadas por Rossi (2015), quien caracterizó a la zona de Lohan Mahuida, (a 6 km de la zona estudiada en este trabajo) como de ambiente deltaico fluvio-dominado influenciado por mareas.

Los procesos fluviales fueron reconocidos a través de la distribución espacial y la relación de los elementos arquitecturales, geometría de los cuerpos, laminación siempre granodecreciente proveniente de un flujo que está constantemente desacelerando, sumado a intervalos o lentes de grano grueso que cortan superficies de estratos (base erosiva).

También depósitos mal seleccionados y abundante cantidad de troncos de madera fosilizada, fragmentos de plantas, bioclastos y detrito vegetal.

En el reconocimiento de los paleoambientes, facies y estructuras sedimentarias solo observé una moderada a débil acción de las mareas, retrabajando en parte, los depósitos predominantemente aportados por un sistema fluvial, mientras que los procesos de oleaje solo fueron inferidos a través de escasos cuerpos con estratificación tipo *hummocky*.

Es importante destacar que el sistema de Lajas es un sistema deltaico de aguas limpias y someras, rico en arenas bien seleccionadas, a diferencia de muchos otros ejemplos fluvio-dominados donde la selección de los sedimentos es bastante pobre conformados por sedimentos guijarrosos a conglomerádicos y de aguas fangosas. Esto se debe a que el sistema deltaico se desarrolla sobre una plataforma somera con una pendiente lo suficientemente suave para que no haya cambios abruptos en la topografía y por ende de la textura de los depósitos en distancias relativamente cortas.

La presencia de icnofacies de *Diplocraterion* (*Dactyloidites Ottoi*) a lo largo de los

perfiles reafirma que el sistema deltaico es fluvio-dominado, ya que, estos organismos solo demostraron desarrollarse en estos tipos de sistemas y además sugiere algunas características del mismo tales como: 1) deltas de naturaleza arenosa más que fangosa con presencia de abundante materia orgánica en el sistema y depositación episódica que permite ventanas de colonización cortas; 2) icnofacies restringidas a una distribución batimétrica entre 0 y 3 metros; 3) su tamaño entre 2 y 5 cm sugiere aguas de salinidad baja; 4) en comparación con otras icnoespecies, el *D. Ottoi* ha demostrado ser típica de ambientes transicionales someros compuesta por areniscas silicoclasticas ricas en detrito vegetal. Aquí la predominancia arenosa no sufre grandes cambios en cuanto al tamaño granulométrico siendo mayoritariamente conformados por areniscas medias y finas donde la disponibilidad de arena se debe a la cercanía del área fuente.

La correlación de los puntos de control analizados fue dividida en 3 secuencias de tercer orden, en 13 secuencias de cuarto orden y 29 secuencias de quinto orden, siguiendo los lineamientos establecidos por Catuneanu (2010). Las secuencias de tercer orden van incrementando su proporción de elementos proximales hacia la parte superior, mientras que las de cuarto orden son un poco diferentes dependiendo del sentido *dip* o *strike* de cada secuencia, es decir, componiéndose de elementos proximales en el sentido de las principales zonas de descarga. Estas secuencias de tercer y cuarto orden podrían debido a su continuidad, estar reguladas por factores externos (alogénicos), y aquellas de quinto orden, en las cuales se observa un número desigual en cada uno de los perfiles, probablemente tengan una predominante componente autocíclica.

En esta correlación observé una variación vertical moderada a modesta en la secuencia “a”, en cuanto a patrón de apilamiento la componente agradacional es igual o más importante que la componente progradacional perteneciendo estos ciclos casi enteramente al *frente deltaico distal* y *frente deltaico proximal* y *medio* (Figura 42). La variabilidad lateral es ínfima, restringiéndose sólo a una compensación de los sistemas de descarga (lóbulos deltaicos) que superponen cuerpos y se desarrollan en pendientes favorables a la sedimentación (Figura 54).

La secuencia “b” describe una evolución paleogeográfica diferente al observado en la secuencia “a”, que si bien se desarrolla de forma gradual, denota un aumento en la granulometría y en los espesores sedimentarios (20% mas espesos que la secuencia a), tanto de los ciclos de tercer orden como los de cuarto orden. Esto indica una mayor tasa de sedimentación manteniendo un espacio de acomodación equivalente para el desarrollo de estas secuencias. La posición paleogeográfica sobre la cual se depositan estas secuencias, evoluciona desde, donde predominan los *frentes deltaicos*, hasta donde las *planicies deltaicas* y los *rellenos de canales* están presentes y bien desarrollados en el registro sedimentario (Figura 47).

En la secuencia “c” la componente progradacional es mucho más influyente sobre el

patrón de apilamiento de los ciclos descritos, con secuencias con típico arreglo estrato y granocreciente. También en este segmento observo material gravoso en la base de los cuerpos sedimentarios perteneciente a la típica distribución sedimentaria dentro de los elementos arquitecturales pertenecientes al sistema fluvial. Las secuencias pertenecientes a frentes deltaicos desarrollados sobre la plataforma somera, se intercalan con mayor frecuencia con aquellas pertenecientes a planicies deltaicas y planicies aluviales (Figura 50), denotando el máximo desarrollo proximal dentro de la correlación de los perfiles.

La variabilidad vertical observada a partir de las secuencias **a**, **b** y **c** las asigno a la influencia de los factores alogénicos (cese de la creación del espacio de acomodación para una misma tasa de sedimentación) mientras que la variabilidad lateral de estas (determinada en los ciclos de cuarto y quinto orden), se debe a desplazamientos a escalas de subsistemas e intercalación de diferentes elementos arquitecturales, influenciados por factores autigénicos (compensación de lóbulos, superposición lateral, etc.).

Los datos de paleocorrientes medidos en el campo indican que el flujo se descargaba generalmente en dirección NNO (Figura 54) siguiendo el sentido común de los depósitos que componen la cuenca neuquina, aunque otros autores como Zavala (1993), el cual realizó mediciones en el flanco N del afloramiento, determinaron que las paleocorrientes tenían una dirección principal SSO (Figura 55 Anexo).

Aplicando las conclusiones a los sistemas petroleros podemos indicar que las secciones con más desarrollo de barras de desembocadura y por ende de material sedimentario relativamente clasificado (secuencia **a** y parte de la **b**), y lateralmente extenso, pueden tener características petrofísicas (permeabilidad y porosidad principalmente) que les permitan constituir potenciales reservorios de hidrocarburos. Las secciones con desarrollo de facies más proximales, con canales distributarios y depósitos fluviales (principalmente la secuencia **c**), determinan una heterogeneidad en las cualidades petrofísicas y continuidad lateral de los estratos, obteniendo sectores con baja permeabilidad y otros con alta permeabilidad, lo que limitaría sus posibilidades como reservorios eficientes. Otras secuencias con desarrollo de facies más distales, mejor clasificadas y con menor tamaño de grano, pueden constituir tanto sellos parciales como reservorios marginales, ya que, la distalidad paleogeográfica también permite el depósito de sedimentos muchos más finos. Por último, las secuencias que presentan exclusivamente sedimentos finos (inicio de la secuencia **b**), con un desarrollo areal importante en la zona del Cañón de Picún Leufú, reúnen las cualidades necesarias para constituir sellos de escala local importante y también, de carácter regional si estas pelitas muestran un desarrollo areal suficientemente extenso. En términos predictivos las secuencias de tercer y cuarto orden, estarían sucesivamente permitiendo realizar caracterizaciones con mayor grado de certeza a escalas regionales y a escalas locales, mientras que las secuencias de quinto orden con mayor heterogeneidad en sus elementos, disminuyen el grado de certeza de dichas caracterizaciones.

Consecuentemente, las secuencias de tercer orden podrían ser utilizadas para modelos

predictivos a escala exploratoria con buen grado de certeza, las de cuarto orden son útiles para describir la escala de heterogeneidades presentes en el desarrollo de un yacimiento, y finalmente las de quinto orden con la mayor variabilidad reconocida serían de predictibilidad dudosa. Todas las conclusiones enunciadas utilizando la metodología de la estratigrafía de secuencias de alta resolución, podrían verse enriquecidas con el agregado de nuevos puntos de control que permitan corroborar o cambiar algunas de las hipótesis planteadas en el presente informe.

8. Referencias

- Agirrezabala L.M, Gibert J.M., 2004, Paleodepth and Paleoenvironment of *Dactyloidites ottoi* (Geinitz, 1849) from Lower Cretaceous Deltaic Deposits (Basque-Cantabrian Basin, West Pyrenees) *PALAIOS*, 2004, V. 19, p. 276–291.
- Arregui, C.; Carbone, O. y Leanza, H., 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danielli, J. C. (eds.) *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 29-36.
- Arregui, C., Carbone, O., Martínez, R., 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano Medio) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Povincia del Neuquén*: 77-89.
- Arregui C. D, Raja Gabaglia G. P., Fragoso D.G.C., & Silveira M.M.L., 2016. Reconocimiento de IHS (Inclined Heterolitic Stratification) en afloramientos de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sur de la Cuenca Neuquina y su importancia en el ordenamiento estratigráfico de alta frecuencia. 1 – Petrobras Energia S. A., 2 - PETROBRAS/RH/UP. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología Ciudad de Santa Rosa, La Pampa.

- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. & Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: Un terreno exótico a Gondwana. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos. Actas V: 293-324. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino –evidencias estratigráficas-. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos. Actas V: 509-526. Buenos Aires.
- Bhattacharya, J.P. 2006, Deltas, in Posamentier H. W., y Walker G. R., 2006. eds., Facies Models Revisited: 241–292.
- Bhattacharya, J.P., 2010. Deltas. En: Dalrymple, R., James, N., eds., Facies Models 4: 233-264.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Department of Earth and atmospheric Sciences. University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canadá. Primera Edición. Ed. Elsevier. Amsterdam. 375 pp
- Catuneanu, O. y Zecchin, M., 2013b. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development, in Marine and Petroleum Geology 39: 26-38.
- Curray, J. Shepard, FP, Curray JR, Dill RF, Inman DL, Winterer EL, Murray EA. 1964. Submarine Geology by Diving Saucer. Science 145:1042- &. 10.1126/science.145.3636.1042
- Dalrymple R. W., and Choi K. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine Transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews 81 (2007) 135–174.
- Embry, A. F. and Johannessen, E. P. 1993. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada, In: Arctic Geology and Petroleum Potential. T. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stammes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, and T.B. Lund (eds.). NPF Special Publication 2, p. 121-146.

- Fernández López S. y Gómez J.J., 1991. Condensación: significados y aplicaciones al análisis de cuencas. *Estudios geol.*,47:169-181
- García Morabito E., 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946 b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, *Revista* 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P. 1953 b. Mesozoico. En *Geografía de la República Argentina*, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2(1): 9-541, Buenos Aires.
- Gugliotta M., Flint S.S, Hodgson D.M. y Veiga G.D., 2015. Stratigraphic record of river-dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina). *Journal of Sedimentary Research*, 2015, v. 85, 265–284.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 71–108. SEPM Special Publication 42.
- Keidel, J. 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25: 239- 368, Córdoba.
- Kurcinka C., E., 2014. Sedimentology and facies architecture of the tide influenced, river-dominated delta-mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina. Master of Science. Queen's University Kingston, Ontario, Canada.
- Mosquera, A., y Ramos, V., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Special Paper 407: Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)*, pp.97-123

- Ramos, V., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonic and Age Journal* October 1986. Pp 855-880.
- Rapalini, A., 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, Vol.8, N° 4, December 2010, 349-371.
- Rossi, M., 2015, The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). University of Texas, Austin, USA.
- Silveira, M., 2015 (en prep.). Análisis estratigráfico de alta resolución en sección sedimentaria transicional y continental del Jurásico inferior a medio del sur de la Cuenca Neuquina para la construcción del modelado geológico 3D de un análogo en escala de reservorios de hidrocarburos”. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral.
- Vergani, G., 2005. Control estructural de la sedimentación jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lítrica rampa-plano invertida. *Boletín de Información Petrolera*, Año 1, N° 1. Sin referato.
- Vinassa, L., 2018 (en prep.). Análisis Paleoambiental de alta resolución de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Cañón del Arroyo Picún Leufú), Provincia de Neuquén. Universidad Nacional del Comahue.
- Weaver, C., 1931. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west-central Argentina. *University of Washington Memoirs* 1: 1-595.
- Windhausen, A., 1929. *Geología Argentina, primera parte: Geología General o Dinámica*, Ed. Jacobo Peuser, Buenos Aires, 1929.
- Zavala, C.A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.
- Zecchin, M. y Catuneanu, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology* 39 (2013) 1-25.

- Zecchin, M y Catuneanu, O., 2015. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves IV: High-latitude settings. *Marine and Petroleum Geology* 68 (2015) 427-437.
- Zecchin, M. y Catuneanu, O., 2017. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves V: Criteria to discriminate between stratigraphic sequences and sedimentological cycles. *Marine and Petroleum Geology* 85 (2017) 259-271.
- Zhang, J., Steel, R., y Ambrose, W., 2016. Greenhouse shoreline migration: Wilcox deltas. *AAPG Bulletin*, v. 100, no. 12 (December 2016), pp. 1803–1831.

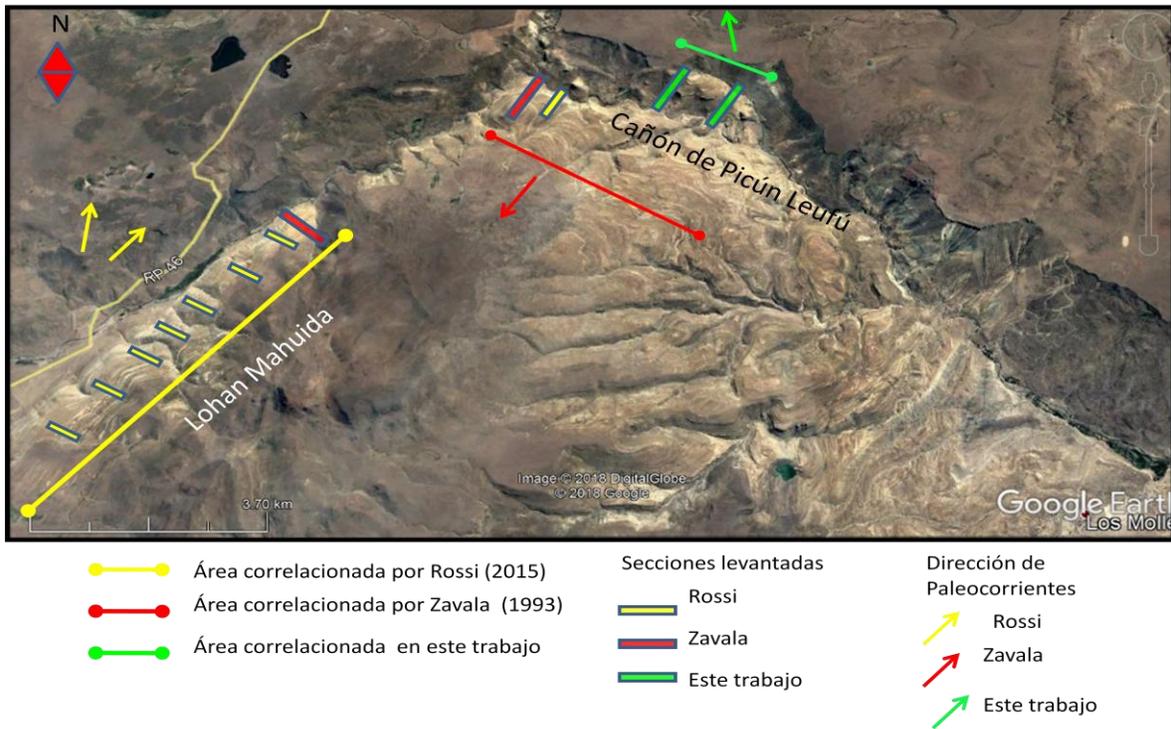


Figura 54: Paleocorrientes medidas en diferentes trabajos y en diferentes sectores pertenecientes a la Fm. Lajas.

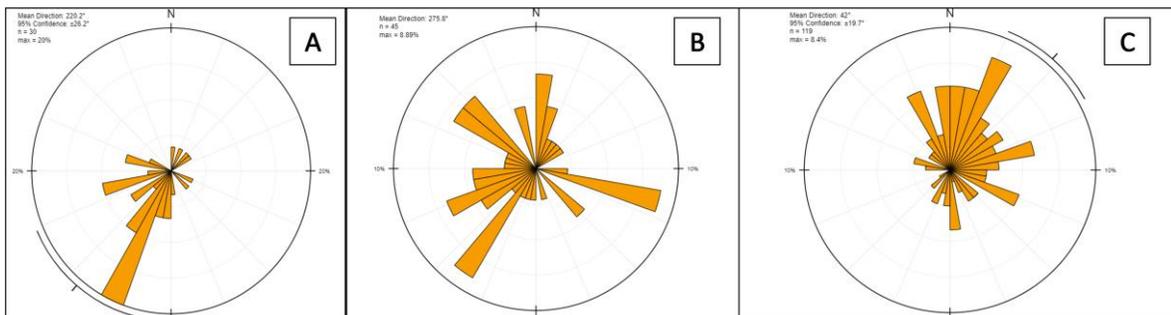


Figura 55: Diagramas de rosetas para paleocorrientes. Realizado a partir de los datos tomados en la tesis doctoral de Zavala (1993). La figura (A) pertenece a un perfil con escaso registro de roca ubicado en el flanco N del Cañón de Picún Leufú; (B) ubicado en Bajada del Molle; y (C) ubicado en la zona de Lohan Mahuida, concordando con las paleocorrientes medidas por Rossi (2015).

Orientación de los segmentos de tercer orden

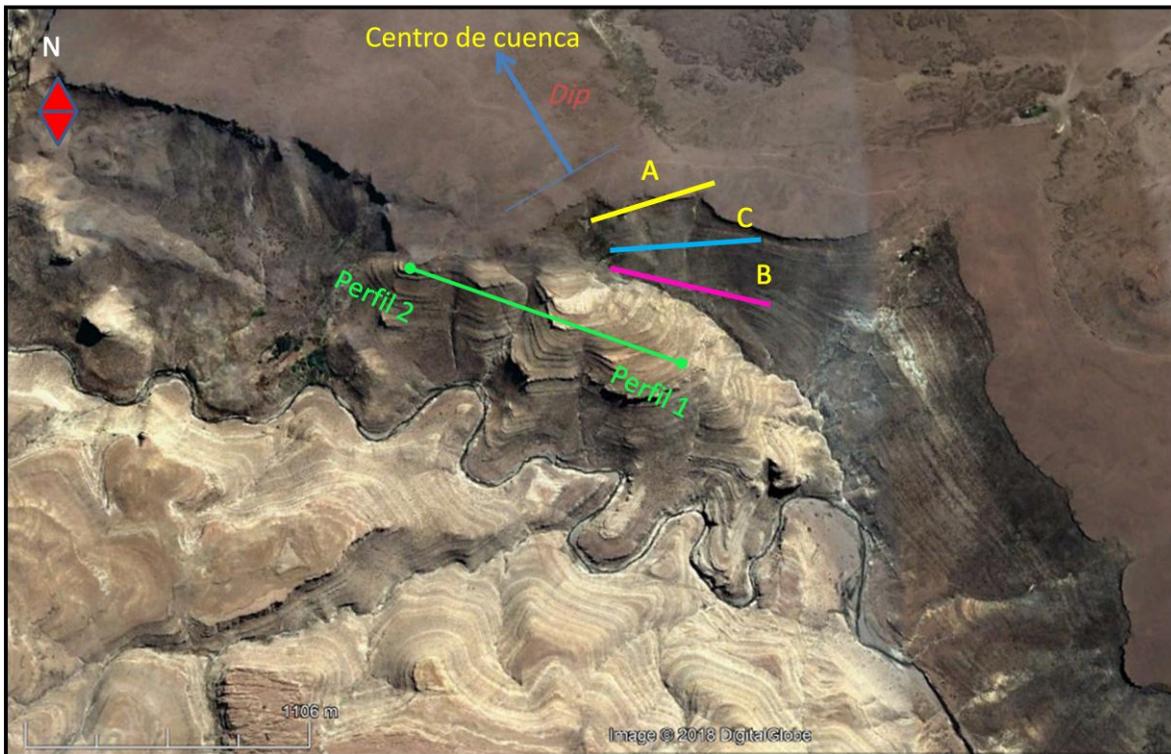


Figura 56: Orientación de los segmentos (a, b y c) correlacionados entre las secciones analizadas, correspondientes a jerarquía de tercer orden. Dicha orientación fue elaborada a partir de datos de paleocorrientes junto con la proporción de subsistemas y elementos arquitecturales en la correlación secuencial.