



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO DEL CENOZOICO EN SECTOR NORTE DE ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO, CUENCA DE MAGALLANES: INTEGRACIÓN DE DATOS DE SUBSUELO Y AFLORAMIENTOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MATÍAS EDUARDO SÁEZ MORENO

PROFESOR GUÍA:
JESÚS PINTO RANGEL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
PABLO MELLA SEPÚLVEDA
JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX
GABRIEL VARGAS EASTON

Este trabajo ha sido financiado por ENAP Magallanes

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Matías Eduardo Sáez Moreno
FECHA: 10/03/2017
PROFESOR GUÍA: Jesús Pinto Rangel

ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO DEL CENOZOICO EN SECTOR NORTE DE ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO, CUENCA DE MAGALLANES: INTEGRACIÓN DE DATOS DE SUBSUELO Y AFLORAMIENTOS

El presente trabajo corresponde a un estudio sismoestratigráfico efectuado en la porción norte de la Isla de Tierra del Fuego, abarcando un área cercana a los 4300 km² desde la costa norte de Bahía Inútil hasta la costa atlántica. Ésta se analiza mediante datos de afloramientos, perfiles sísmicos y registros de pozos, centrándose en los estratos cenozoicos de la Cuenca de Magallanes.

Esto permitió entender la relación entre el mapa litológico del lugar y su relación con las unidades sismoestratigráficas descritas. Producto de ello, se corroboró que las primeras tres formaciones de este estudio (Leña Dura, Bautismo y Discordia) calzan de excelente manera con lo descrito por Barwick (1949) y Céspedes (1957), pero que desde la Formación Santa Clara hasta la Formación Filaret, existe un desfase en dirección noreste de todas las formaciones suprayacentes.

Por otro lado, se propone un modelo de depositación de las formaciones a través de estratigrafía de secuencias. Esto facilitó el reconocimiento de las discordancias y superficies de máxima inundación y regresión. A partir de ello, se plantean 10 unidades sismoestratigráficas interpretadas como secuencias de 3^{er} orden, controladas por cambios eustáticos y variaciones en la tasa de subsidencia tectónica.

Durante el Eoceno tardío, las primeras tres secuencias, donde están involucradas las formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia, están asociadas a ambientes de talud y piso de cuenca, atestiguando una progresiva somerización de los ambientes deposicionales, para luego emerger posiblemente a inicios del Oligoceno, hecho registrado en la Formación Santa Clara. El aumento en la tasa de sedimentación habría depositado las arcillolitas progradantes de la Formación Puerto Nuevo durante una regresión forzada, expresada en la cuarta y quinta megasecuencia. Esto propició las condiciones para la posterior sedimentación de las areniscas arcillosas de la Formación Río del Oro. En el Mioceno, habría acontecido una segunda regresión forzada relevante en la cuenca, que se habría dado en ambientes marinos más someros, depositando las secuencias 7 y 8 que conforman dos ciclos relacionados a la Formación Brush Lake. Finalmente, la somerización generada por la menor flexura cortical dio paso a los estratos marinos someros a continentales de las formaciones Filaret y Palomares.

Asimismo, se construyó un diagrama de Wheeler con los estratos reconocidos, los que ayudaron a generar una curva con los posibles cambios relativos costeros, identificándose tres ciclos principales. Éstos indican que las variaciones del nivel base relativo local habrían sido controladas por factores tectónicos locales de subsidencia y orogenia, así como por la aparición y derretimientos de capa de hielos, los que pudieron incidir en las regresiones y transgresiones en la isla y desencadenar rebotes isostáticos.

AGRADECIMIENTOS

Transcurrido un año desde el inicio de este trabajo, quisiera agradecer a todos quienes en la Gerencia de Exploraciones de ENAP Magallanes aportaron para sacar adelante este trabajo, ya sea con su conocimiento y disposición, o con un saludo cordial y una conversación ligera que hiciera más grata la estancia en dicho lugar.

De especial gratitud es la labor llevada por mis tutores, Jesús Pinto y Pablo Mella, a quienes agradezco su infinita paciencia para resolver mis dudas geológicas. Ellos guiaron este largo proceso, motivándome a investigar y a otorgarle la seriedad que cualquier trabajo científico merece.

Agradecer de corazón la paciencia y apoyo incondicional de mis padres y hermanas, quienes nunca dudaron de mi capacidad y esfuerzo, y siempre estuvieron y estarán ahí para comprenderme y apoyarme.

Por último, agradecer a mi bonita, que vino a buscarme desde el viejo mundo al fin del mundo para comenzar nuevas aventuras.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Objetivos y Alcances	1
1.2. Área de Trabajo	1
1.3. Trabajos Anteriores.....	3
1.3.1. Correlación Bioestratigráfica	4
1.4. Metodología.....	5
1.5. Marco Conceptual.....	6
1.5.1 Modelo de cuenca de antepaís.....	6
1.5.1.1. Mecanismos de control tectónico una cuenca de antepaís	8
1.5.2. Definiciones y Conceptos.....	10
1.5.2.1. Secuencia deposicional.....	10
1.5.2.2. Nivel base	12
1.5.2.3. Transgresiones y regresiones.....	13
1.5.3. Terminaciones Estratigráficas	14
1.5.6. Facies sísmicas	14
1.5.4. Superficies de Secuencias Estratigráficas	16
1.5.4.1. Discordancia subaérea (SU: “subaereal unconformity”).....	17
1.5.4.2. Concordancia correlativa (CC: “Correlative conformity”)	17
1.5.4.3. Superficie basal de regresión forzada (BSFR: “Basal surface of forced regression”).....	18
1.5.4.5. Superficie de máxima regresión (MRS: “Maximum regression surface”).....	18
1.5.4.6. Superficie de Máxima Inundación (MFS: “Maximum flooding surface”).....	18
1.5.4.7. Superficie de Ravinamiento (RS: “Ravinent surface”)	19
1.5.5. Cortejos de Sistemas Deposicionales (“Systems Tracts”)	19
1.5.5.3. Cortejo de sistema de estado alto (HST)	19
1.5.5.4. Cortejo de sistema de estado descendente (FSST).....	19
1.5.5.1. Cortejo de sistema de estado bajo (LST).....	19
1.5.5.2. Cortejo de sistema transgresivo (TST).....	21
1.6. Geología Regional	22
1.6.1. Etapa Extensiva.....	23
1.6.2. Etapa de Cuenca de Antepaís	23
1.6.3. Estructuras y Tectónica	28

1.7. Geología de la Zona de Estudio	29
1.7.1. Formación Leña Dura.....	30
1.7.2. Formación Bautismo	30
1.7.3. Formación Discordia.....	31
1.7.4. Formación Santa Clara	32
1.7.5. Formación Puerto Nuevo	32
1.7.6. Formación Río del Oro.....	34
1.7.7. Formación Brush Lake	34
1.7.8. Formación Filaret	34
1.7.9. Formación Palomares	35
2. RESULTADOS	36
2.1. Trabajo de Campo.....	36
2.1.1. Formación Leña Dura (Unidades Cameron y Boquerón)	36
2.1.2. Formación Bautismo	38
2.1.3. Formación Discordia.....	45
2.1.4. Formación Santa Clara	47
2.1.5. Formación Puerto Nuevo	47
2.1.6. Formación Río del Oro (unidad informal “Areniscas Arcillosas”).....	48
2.1.7. Formación Brush Lake	48
2.1.8. Formación Filaret	56
2.1.9. Formación Palomares	57
2.2. Estratigrafía de Secuencias del Eoceno – Mioceno	60
2.2.1. Superficies Significativas	62
2.2.1.1. Superficie 1	66
2.2.1.2. Superficie 2.....	67
2.2.1.3. Superficie 3.....	67
2.2.1.4. Superficie 4.....	67
2.2.1.5. Superficie 5.....	69
2.2.1.6. Superficie 6.....	69
2.2.1.7. Superficie 7.....	69
2.2.1.8. Superficie 8.....	70
2.2.1.9. Superficie 9.....	71

2.2.1.10. Superficie 10.....	71
2.2.1.11. Superficie 11.....	72
2.2.2. Unidades reconocidas.....	73
2.2.2.1. Unidad 1	73
2.2.2.2. Unidad 2	75
2.2.2.3. Unidad 3	77
2.2.2.4. Unidad 4	79
3. DISCUSIÓN.....	89
3.1. Integración e Interpretación de datos de superficie y subsuelo	89
3.1.1. Unidades 1 a 3	89
3.1.2. Unidades 4 a 6.....	92
3.1.3. Unidades 7 y 8.....	95
3.1.4. Unidades 9 y 10.....	98
3.2. Migración Relativa del Borde Costero	98
3.2.1. Primer Ciclo	100
3.2.2. Segundo Ciclo	100
3.2.3. Tercer Ciclo.....	101
3.2.4. Rol de la Subsistencia	103
3.3. Interpretación de Facies	105
3.4. Potencial de Hidrocarburos.....	107
3.3.1. “Plays” en unidades 1 a 3	108
3.3.2. “Plays” en unidades 4 a 6.....	110
3.3.3. “Plays” en unidades 7 a 10.....	111
3.4. Recomendaciones	112
4. CONCLUSIONES.....	114
5. BIBLIOGRAFÍA	118
6. ANEXO	124
6.1. Registro sísmico.....	124
6.2. Resolución sísmica vertical	125
6.3. Perfiles sísmicos	126
6.3.1. Potencial espontáneo (SP).....	126
6.3.2. Resistividad (Res)	127

6.4. Marcadores eléctricos	128
6.5. Puntos de Control Relevantes	129

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Área de estudio y transecta regional. (a) Mapa con ubicación relativa de la franja de interés en la zona Austral. (b) Detalle de la región de estudio y perfil regional (línea amarilla) con las principales localidades.....	2
Figura 1.2 - Cuadro comparativo entre las subdivisiones bioestratigráficas de Natland (1974) y MOBIL (1979) y su relación con las edades geológicas. En gris, los hiatos temporales. Las edades están tomadas de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (IUGS, 2013).....	5
Figura 1.3 - Esquema de una cuenca de antepaís con sus respectivas depozonas (Tomado de DeCelles y Giles, 1996).....	7
Figura 1.4 - Esquema de ambientes y tipos de sedimentos depositados. Notar diferencia textural y su relación con la ubicación en la cuenca (Modificado de Allen y Allen, 2013; tomado de Sinclair, 2012).....	8
Figura 1.5 - (a) Movimiento de la cuenca y el bulbo periférico en el tiempo. (b) Idealización del comportamiento de la litosfera frente al peso del orógeno, generando la cuenca antepaís y el “forebulge” (Modificado de Quinlan y Beaumont, 1984; tomado de Crampton y Allen, 1995).....	9
Figura 1.6 - Evolución del orógeno y su efecto en la sedimentación y subsidencia, donde se pueden reconocer las etapas de cuenca hambrienta (a), de transición (b) y de cuenca rellena (c) (Tomado de Mella 2001; Modificado de Covey, 1986).....	9
Figura 1.7 – Esquema de las corrientes de secuencias estratigráficas y su evolución en el tiempo. Se destaca en rojo el modelo usado en este estudio (Modificado de Donovan 2001, tomado de Catuneanu, 2006).....	11
Figura 1.8 - Secuencia deposicional desde el punto de vista estratigráfico y cronoestratigráfico. Notar la relación entre las discordancias y los hiatos. El esquema inferior es también conocido como Diagrama de Wheeler (Tomada de Mitchum et al., 1977)	11
Figura 1.9 - Esquemización de la relación entre los mecanismos de la estratigrafía secuencial. El nivel base incorpora la eustasia, tectónica y energía del ambiente. La interacción entre la sedimentación y el nivel base provoca las respectivas transgresiones y regresiones (Tomada de Catuneanu, 2006).....	12
Figura 1.10 - (a) Escenario previo a la transgresión, (b) transgresión y (c) posterior regresión. La línea negra denominada MFS es la Superficie de Máxima Inundación, que separa retrogradación de progradación (Modificada de Catuneanu, 2002).....	13
Figura 1.11 - (a) Posibles terminaciones hacia base y techo y (b) esquema de depositación. (c) Relación entre las terminaciones y las variaciones de la costa y del nivel base. Abrev.: FR –	

Regresión forzada; NR – Regresión normal; R – Regresión; T – Transgresión (Modificadas de Mitchum et al., 1977; tomada de Catuneanu, 2002).....	14
Figura 1.12 - Ejemplos de facies sísmicas comunes observados en reflexiones sísmicas (Tomada de Mitchum et al., 1977).....	15
Figura 1.13 – Relación entre las curvas del nivel base, transgresivas – regresivas (T-R) y tasa de cambios del nivel base. Tanto las superficies estratigrafías como los cortejos sedimentarios se definan en base a estas curvas. Los números representan los eventos más importantes en el ciclo y la superficie asociada. Abrev.: NR – Regresión Normal; FR – Regresión Forzada; 1 – Superficie Basal de Regresión Forzada (Comienzo de la regresión forzada); 2 – Concordancia Correlativa (Fin de la regresión forzada); 3 – Superficie de Máxima Regresión (Fin de la regresión); 4 – Superficie de Máxima Inundación (Fin de la transgresión); 5 – Ídem 1 (Modificado de Catuneanu, 2006).....	16
Figura 1.14 - Generación de la discordancia subaérea debido a la caída del nivel base de (1) a (2). Los cambios en el borde costero dependerán de la interacción del nivel base, tectonismo y clima del área específica (Modificada de Catuneanu et al., 2009).....	17
Figura 1.15 - Relación entre la discordancia subaérea, conformidad relativa, superficie regresiva de erosión marina y superficie basal de regresión forzada en una regresión forzada (Modificada de Catuneanu, 2002).....	18
Figura 1.16 - Resumen de los cortejos o “tracts” de sistemas deposicionales según el modelo de Hunt y Tucker (1992) y Plint y Nummedal (2000, 2016), usado en este estudio. Se muestra la relación entre las superficies de secuencias estratigráficas y las variaciones del nivel base. (a) HST, (b) FSST, (c) LST y (d) TST (Tomado de Catuneanu, 2006).....	20
Figura 1.17 – Relación de los distintos modelos y sus respectivos cortejos con los cambios en el nivel base. Nótese la ubicación del límite de secuencia en cada modelo. El recuadro en negro denota el modelo usado (Tomada de Catuneanu, 2006).....	21
Figura 1.18 - Marco geológico general de la Patagonia (Modificada de Wilson, 1991).....	22
Figura 1.19 - Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes. Las primeras tres representaciones corresponden a la etapa extensiva; las tres últimas la etapa de cuenca de antepaís, siendo la última la que concentra el estudio (Tomada de Mella, 2001; modificada de Galeazzi, 1994).....	24
Figura 1.20 - Perfil sísmico este-oeste en el continente donde se observan las megasecuencias o “forelands” de la Cuenca de Magallanes, además de los depósitos “synrift” (azul) y basamento (gris). Las nomenclaturas G7 y A1 corresponden a marcadores eléctricos definidos por ENAP (Tomado de Gallardo, 2012; modificado de Mella et al., 2010).....	25
Figura 1.21 – Columna generalizada de la Cuenca de Magallanes para la porción chilena de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Se incluyen las litologías principales, nomenclatura de marcadores eléctricos y fases tectónicas e ígneas reconocidas (Figura cortesía de J. Pinto).....	27

Figura 1.22 - Marco tectónico de la Cuenca de Magallanes. MFFZ: Zona de falla Fagnano-Magallanes y RVMB: Cuenca marginal de Rocas Verdes (Tomada de Ghiglione y Cristallini, 2007).....	29
Figura 1.23 - Mapa con las principales localidades del sector estudiado. En amarillo, el perfil regional.....	31
Figura 1.24 - Mapa con las formaciones del área de estudio (Céspedes, 1957) y el perfil regional (línea negra). Al costado, columna generalizada con las litologías más relevantes de cada formación. En la parte inferior se muestra la interpretación que dio Céspedes (1957) a los estratos reconocidos en la zona de estudio y su posible correlación con las formaciones aflorantes hacia el oeste en Península Brunswick. Abrev.: Lt – Fm. Loreto; LD – Fm. Leña Dura; AA- Unidad Areniscas Arcillosas; BI – Gr. Bahía Inútil.....	33
Figura 2.1: Mapa con las formaciones de la zona y puntos de control (en rojo) de las campañas de terreno.....	37
Figura 2.2 - Formación Leña Dura (unidad Cameron): limolita arenosa con intercalaciones de arenisca, con presencia de concreciones calcáreas irregulares a elipsoidales de variados tamaños, que tienden a ser <50 cm. Estas se presentan en niveles (líneas punteadas) o en forma aleatoria.....	38
Figura 2.3 - Formación Leña Dura (unidad Cameron): (a) Sección lateral de un cefalópodo, donde se observan las cámaras internas, tabiques y posiblemente la cámara habitación; (b) restos de un briozoario. Reconocidos en las vecindades del Chorrillo Parafina.....	39
Figura 2.4 - Formación Leña Dura (unidad Cameron): (a) posible vista ventral de un nautiloídeo, mostrando una cámara rellena con sedimento; (b) coral escleractínido (encuadrado en negro). También se aprecian impresiones de bivalvos. Ambas muestras fueron en fragmentos lutíticos encontrados en las cercanías del Chorrillo Parafina.....	40
Figura 2.5 – Fm. Leña Dura (unidad Boquerón): (a) Afloramiento >30 m cercano al Chorrillo Parafina, compuesto de lodolitas grises con concreciones calcáreas en niveles subparalelos (líneas blancas). Éstos últimos parecieran seguir el buzamiento del miembro, entregando valores cercanos a 10NE; (b) detalle de (a), donde se observan los niveles calcáreos sobresaliendo (líneas blancas) y la fractura concoide de la lodolita. Reconocido al sur de Bahía Santa María.....	41
Figura 2.6 - Formación Leña Dura (unidad Boquerón) (a) Afloramiento >30 m, de lutita gris con concreciones calcáreas en niveles que intercalan la unidad, buzando entre los 10° a 15° NE; (b) afloramiento >5 m de lutita gris de fractura concooidal cubierta por sedimento cuaternario. Encontrados en de Cabo Manmouth y al sur de San Luis.....	42
Figura 2.7 - Formación Leña Dura (unidad Boquerón): (a) Turritella intercalando estratos lutíticos; (b) concreciones calcáreas elipsoidales en lutita grisácea < 20 cm. Presentes en las vecindades de Cabo Boquerón.....	43
Figura 2.8 - Formación Bautismo: (a) Limolita arenosa muy fracturada y meteorizada cubierto por sedimentos cuaternarios; (b) limolita arenosa con estratificación cruzada festoneada, indicador de depositación de sedimentos en pequeños canales y depresiones. El tono ocre se debe a la meteorización. Ubicados al este de San Luis.....	44

Figura 2.9 - Formación Discordia: afloramiento <20 m de lodolita limosa tapado por sedimento cuaternario con nivel arenoso fino relativamente horizontal <1 m (línea blanca). Ubicado en quebradas al suroeste de Monte Piedra.....	45
Figura 2.10 - Formación Discordia: (a) lutita gris muy fracturada con concreciones calcáreas esféricas. Aunque el diaclasamiento es alto, puede notarse estatificación con capas de unos 10 cm. Reconocido cerca del Rio Discordia; (b) afloramiento costero <5 m, cercano a la desembocadura del Rio Esperanza. Presenta un estrato gris oscuro de lutita sobre nivel arenoso con cemento calcáreo, cubierto por sedimento cuaternario.....	46
Figura 2.11 - Formación Discordia: (a) (línea roja); (b) lutita muy diaclasada y meteorizada en tonos ocres en quebrada ubicada en quebradas del Rio Discordia.....	47
Figura 2.12 - Formación Santa Clara: (a) arenisca fina a media en tonos anaranjados, que presenta concreciones arenosas redondeadas en tonos violetas (recuadro); (a) arenisca fina a media en tonos ocres, evidenciando estratificación cruzada festoneada. Reconocido en el camino a Porvenir, al noreste del Lago MacKay.....	49
Figura 2.13 - Formación Santa Clara: (a) afloramiento de arenisca fina a media en tonos anaranjados en discordancia con sedimentos cuaternarios, en quebradas del Rio Discordia; (b) detalle de (a), mostrando la estratificación de las areniscas.....	50
Figura 2.14 - Formación Santa Clara: (a) material carbonoso intercalando las areniscas (b) impresiones de hojas. Situados en quebradas aledañas al Rio Discordia.....	51
Figura 2.15 - Formación Puerto Nuevo: Contacto erosivo de arena fina grisácea con lodolita ocre, con presencia de clastos erodados. La arenisca se muestra con estratificación cruzada. La concreción calcárea alargada supera los 2 m de largo. Encontrado en quebrada del Rio Discordia.....	52
Figura 2.16 - Formación Puerto Nuevo: (a) afloramiento >20 m de lutita gris algo meteorizada en discordancia angular con los sedimento cuaternarios (línea roja); (b) afloramiento >25 m de lodolita grisácea que meteoriza a tonos blancos, con bancos calcáreos en niveles subhorizontales (líneas blancas). Observado al norte de Altos de Baquedano, cerca del lago del mismo nombre.....	53
Figura 2.17 - Formación Puerto Nuevo: (a) afloramiento de lutita gris muy meteorizada y diaclasada en tonos anaranjados cubiertos por sedimento cuaternario; (b) afloramiento >40 m de lutita gris clara estratificada con nivel de concreciones calcáreas <2 m, subparalela a la estratificación. Encontrado en la cercanías del Rio Discordia, al oeste de la estancia Concordia.....	54
Figura 2.18 - Formación Río del Oro: (a) arenisca fina a media arcillosa en tonos pardos que meteoriza a anaranjado. Al tacto, se disgrega con facilidad; (b) arenisca fina a media parda que meteoriza a naranja. Muestra estratificación cruzada (líneas blancas) y en la porción superior, hay presencia de fracturas rellenas con calcita blanca. Encontrado en camino aledaño a Rio Nuevo.....	55

- Figura 2.19 - Formación Brush Lake: lodolita algo arenosa en la base de esta sección, que gradualmente se transforma en arenisca lodosa. Muestra alta bioturbación. Encontrado cerca del Lago Vergara, porción central de la Isla Tierra del Fuego.....56
- Figura 2.20 - Formación Filaret, al sur de Cerro Sombrero: (a) Arenisca de grano fino a medio en tonos rojizos con estratificación plana.....57
- Figura 2.21 - Formación Filaret, al sur de Cerro Sombrero: (a) Arenisca de grano fino a medio que meteoriza a tonos blancos. (b) Muestra estratificación cruzada.....58
- Figura 2.22 - Formación Palomares, norte de China Creek: (a) Afloramiento compuesto de lodolita grisácea en la base que varía a arenisca conglomerádica hacia techo, cubierto por sedimento cuaternario. La variación granocreciente es gradual (triángulo invertido). (b) afloramiento de lutita gris a ocre que varía a arenisca conglomerádica (triángulo negro indica granocrecimiento) cubierto por sedimento cuaternario.....59
- Figura 2.23 – Formación Palomares, norte de Estancia Los Olivos: afloramiento >3 m de alto, compuesto de arcillolita arenosa con estratificación cruzada.....60
- Figura 2.24 - Pozos usados (en verde) a lo largo del perfil sísmico regional Pr6.....61
- Figura 2.25 – Correlación de los registros eléctricos (en verde SP y en azul Res) con los pozos más cercanos al perfil regional Pr6. Mediante los horizontes reconocidos se pudo encontrar algunas de las superficies significativas y otras que sirvieron como límites de cortejos sedimentarios. Posteriormente, sumando la información sísmica se identificó el resto de superficies. Abrev.: TVDSS – True vertical depth subsea; S6 – superficie 6; S7 – superficie 7; S8 – superficie 8; S9 – superficie 9; S10 – superficie 10.....63
- Figura 2.26 – (a) Perfil regional Pr6 sin interpretar y su ubicación relativa en la zona de estudio. Los pozos Centenario 1 y Sultana 2 son usados como referencia de la profundidad de las capas. (b) Registros de algunos pozos usados en el estudio del perfil regional Pr6. Las principales variaciones de éstos están relacionadas a cambios de impedancia debido a paquetes arenosos, material carbonoso y calizas. Abrev.: Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1; CS 1 – Campanario Sur 1; Sul 2 – Sultana 2; LS 1 – Lynch Sur 1; LE 1 – Lynch Este 1; Cu 32 – Cullen 32; Al 1 – Albatros 1; Es 1 – Estepa 1.....64
- Figura 2.27 – (a) “Tracing” de los principales reflectores y clinoformas reconocidos en la línea sísmica. Las flechas indican los distintos tipos de terminaciones estratigráficas observadas que posteriormente ayudaron a reconocer e interpretar las superficies significativas, secuencias y cortejos sedimentarios. Ambas imágenes muestran el perfil topográfico del área de interés. (b) Perfil regional Pr6 con las superficies que guiaron el estudio. Nótese la diferencia de las clinoformas y facies sísmicas entre las superficies 1 a 5 (S1 – S5) y las superficies 5 a 11 (S5 – S11), informando sobre los cambios en la tasa de depositación y tasa de subsidencia, siendo ligeramente mayor esta última para el primer conjunto de unidades, para luego, variar a un segundo grupo de unidades de patrones más progradantes.....65
- Figura 2.30 – Tercio oeste del perfil sísmico regional Pr6 (a) sin interpretar e (b) interpretado. Nótese el truncamiento (flechas verdes) de reflectores, concentrados debajo de las superficies S1, S2 y S3, así como el acuñaamiento general de las unidades que delimitan. Hacia el margen de

cuenca, los reflectores dominantes son “downlaps” (flechas rojas). Sobre la superficie S6, las clinofomas progradantes se ven reflejadas en “downlaps” y “toplaps”, mientras que sobre S7, los se manifiestan “onlaps”.....68

Figura 2.29 – Porción central del perfil Pr6 (a) sin interpretar e (b) interpretado. S4 registraría una discordancia relevante en la depositación de los estratos, atestiguada por los reflectores truncados (flechas verdes). La superficie S6 representaría un fuerte cambio en las tasas de subsidencia y sedimentación, reflejado en la facie sísmica y clinofomas suprayacente, con evidentes “downlaps” y “toplaps” (flechas rojas y moradas). Bajo S9 en dirección este, se tiene otra unidad progradante con las mismas terminaciones estratigráficas.....70

Figura 2.30 – Tercio este del perfil regional Pr6 (a) sin interpretar e (b) interpretado. Se pueden observar los “downlaps” y “toplaps” de la unidad delimitada entre S8 y S9, y el truncamiento de reflectores bajo S3. Sobre S9, los reflectores son subparalelos hacia poniente en plataforma; hacia talud y piso de cuenca, se tienen a una facie sísmica en “hummocky” de baja amplitud.....72

Figura 2.31 - (a) Unidades reconocidas mediante la información sismoestratigráfica y de perfiles de pozos, las cuales corresponderían a secuencias de 3^{er} orden. (b) Detalle de los cortejos sedimentarios y superficies estratigráficas reconocidas. Abreviaciones: SU - CC – Discordancia subaérea - Concordancia Correlativa; MFS – Superficie de Máxima Inundación; MRS – Superficie de Máxima Regresión; BSFR – Superficie Basal de Regresión Forzada; BFF – Abanico de piso de cuenca; SF – Abanico de Talud; PGC – Complejo de Progradación; MTC – Complejo de Transporte Masivo; TST – Cortejo de Sistema de Transgresivo; HST – Cortejo de Sistema de Estado Alto; FSST – Cortejo de Sistema de Estado Descendente.....76

Figura 2.32 - (a) Unidades 1 a 3 con sus respectivos cortejos sedimentarios y registros de pozos. Las tres unidades poseen una morfología similar, acuñándose en las cercanías del pozo Lynch 2 en superficie. (b) Detalle del comportamiento del potencial espontáneo y resistividad en cada unidad. Nótese la transición desde un apilamiento retrogradacional (U1) a uno progradacional (U3) en los registros. Abreviaciones: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; Cau 1 – Caupolicán 1; PN 1 – Puerto Nuevo 1; Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1; CS 1 – Campanario Sur 1.....78

Figura 2.33 - (a) Unidades 4 a 6 con sus respectivos cortejos sedimentarios y registros de pozos. (b) Detalle de las electrofacies en los tres paquetes. En estas unidades se reconoce la discordancia que marcaría el paso del Eoceno al Oligoceno, representado por la discordancia basal de U4. Asimismo, se destaca la presencia de un abanico de talud y piso de cuenca en las tres unidades, atestiguado por los registros SP y Res en los pozos. Más detalle en el texto. Abrev.: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; PN 1 – Puerto Nuevo 1; Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1; CS 1 – Campanario Sur 1; Ov 5 – Olivos 5.....82

Figura 2.34 - (a) Unidades 7 y 8 con sus respectivos cortejos sedimentarios y registros de pozos. Las unidades U7 y U8 conformarían ciclos progradantes de la Formación Brush Lake, depositada en condiciones marinas y con preservación del sector de plataforma, talud y piso de cuenca. El segundo ciclo (U8) contiene un complejo de transporte masivo de gran envergadura. Abrev.: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1; CS 1 – Campanario Sur 1; Ov 5 – Olivos 5; Sul 2 – Sultana 2; LS 1 – Lynch Sur 1; Ly 2 – Lynch 2.....85

Figura 2.35 – Unidades 9 y 10 con sus respectivos “systems tracts”. Ambas tienen características similares, sin expresión del cortejo de estado bajo y buen desarrollo del TST y HST. El apilamiento es agradante a progradante, siendo depositadas en un ambiente litoral a continental. Abrev.: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; Olivos 5; Sul 2 – Sultana 2; LS 1 – Lynch Sur 1; Ly 2 – Lynch 2; Cu 32 – Cullen 32; Ab 1 – Albatros 1.....88

Figura 3.1 – Relación entre el mapa de Céspedes (1957) y las unidades interpretadas. Vista hacia el (a) norte y (b) sur de la línea sísmica Pr6 con las unidades reconocidas y su interacción con las formaciones identificadas en superficie. Entre las unidades 1 y 3, la asociación entre discordancia y contacto es coherente, pero a partir de la unidad 4 se genera un desfase en dirección noreste con las formaciones suprayacentes. En (c) se vislumbra el comportamiento en 3D de las unidades mediante las líneas sísmicas Pr6, Pr3, Pr18, g5009 y m5057.....90

Figura 3.2 – (a) Integración entre la información de superficie y subsuelo en el perfil Pr6. En (b) se tiene una vista hacia el norte, donde se observa la proyección de la Formación en la sísmica del perfil. Nótese el acuñamiento de las unidades U1 y U2 (Fms. Leña Dura y Bautismo) sobre el sector oriental del perfil.....91

Figura 3.3 – (a) Configuración aproximada de la línea sísmica Pr6 sin la componente tectónica, donde se separan las unidades más relevantes (línea azules). (b) Línea sísmica 2d extraída del cubo sísmico del Bloque Dorado Riquelme (tomado de Gallardo, 2012), en la que se delimitaron las unidades significativas (líneas azules). Nótese la semejanza entre las unidades y formaciones reconocidas en ambas líneas (cuadrados rojos). Se puede observar que la sección inferior de (b) posee una arquitectura homóloga a lo observado en (a). Esto implica que en continente se conservaron las unidades progradantes, mientras que en la isla los ambientes de plataforma fueron erosionados luego del alzamiento tectónico.....92

Figura 3.4 – Migración inferida del “offlap break” (línea punteada). El movimiento sería atribuible una progradación progresiva en dirección noreste, donde se reconocen dos eventos de regresión forzada desde la unidad 3 a 4 (puntos rojos a amarillos) y desde la unidad 6 a 7 (puntos amarillos a blancos).....94

Figura 3.5 – (a) Transgresión menor en la Patagonia ocurrida a finales del Eoceno medio (Moritziano). La Isla Grande de Tierra del Fuego habría estado cubierta principalmente por arcillolitas, aunque hacia el oeste y sur hay presencia de areniscas. La Fm. Río Turbio se correlaciona cronoestratigráficamente en la zona de estudio con las formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia. (b) Transgresión menor y de poca profundidad producida en el Oligoceno tardío (previo al Gaviotano). En la porción norte de la isla se habría depositado arenas y arcillas que conformaron las formaciones Río del Oro y el Salto, y hacia el norte, las formaciones Río Guillermo y Río Leona (Modificado de Malumián y Nañez, 2011; tomado de Finger y Encinas, 2009).....94

Figura 3.6 - Relación entre las formaciones descritas por Céspedes (1957) y las unidades interpretadas en este estudio. Los puntos de colores muestran la intersección de los límites inferiores de las unidades reconocidas con la superficie. Las líneas punteadas corresponden a los contactos interpretados a partir de las intersecciones. Abreviaciones: A – Unidad 1 (Fm. Leña Dura); B – Unidades 2 y 3 (Fms. Bautismo y Discordia); C – Unidad 4 (Fms. Santa Clara y Puerto Nuevo); D – Unidad 5 (Fm. Puerto Nuevo); E - Unidad 6 (Fm. Río del Oro); F – Unidad 7 (Fm. Brush Lake); G – Unidades 8. 9 y 10 (Fms. Brush Lake, Filaret y Palomares?).....96

Figura 3.7 - (a) Transgresión mayor en la Patagonia ocurrida en Mioceno Temprano (Gaviotano). Se caracteriza por agua muy someras y un pobre registro de foraminíferos. Las formaciones Brush Lake y Centinela, correlacionables con la Formación El Salto, se habrían depositado en este contexto. (b) Transgresión menor desarrollada en el Mioceno Medio (Sebastiniano). En el zona de interés, se depositaron sedimentos no marinos junto con arenas y arcillas de origen marino, originado las formaciones Carmen Silva y Santa Cruz, y su correlato en el norte de la isla, la Formación Filaret (Modificado de Malumián y Nañez, 2011; tomado de Finger y Encinas, 2009).....97

Figura 3.8 - Diagrama de Wheeler del perfil regional Pr6. En éste se muestra la distribución espacial de la sucesión de rocas preservadas, así como los eventos de erosión o no deposición y de condensación. También, se representan los cortejos sedimentarios reconocidos y su relación con las unidades descritas, lo que permitieron generar una curva relativa de las variaciones costeras en el sector norte de Tierra del Fuego desde el Eoceno Medio al Mioceno. En los recuadros (rosado, verde y azul) se delimitan los ciclos inferidos. Las edades fueron calibradas mediante foraminíferos descritos en los trabajos de Cañon y Ernst (1974), Malumián y Nañez (2011) y Malumián et al. (2013). Los pozos se utilizan como referencia de la zona de estudio. Abreviaciones: ER – Edad relativa; Ca 1 – Caupolicán 1; Au 1 – Aurora 1; Ol 5 – Olivos 5; Es 1 – Estepa 1.....99

Figura 3.9 – Cuadro comparativo de la curva de transgresiones en Patagonia y Andes Fueguinos (Malumián y Nañez, 2011) y curva de migraciones relativas de la costa generado en este estudio.....102

Fig. 3.10: Ejemplo del efecto de la subsidencia diferencial a lo largo de la cuenca. Cuando la subsidencia es nula, las variaciones del nivel del mar coinciden con la eustasia, mientras que a medida que aumenta la subsidencia, la curva cambia su forma, informando el efecto combinado de la eustasia y subsidencia. Abrev.: RSL – Nivel Relativo del Mar (Tomado de Catuneanu, 2006).....103

Fig. 3.11: (a) Comportamiento de la subsidencia tectónica en el Cenozoico estimados a partir de datos extraídos de pozos. En (b) se destacan los pozos más cercanos al área de estudio (gris) y sus valores de subsidencia desde el Eoceno al presente. Mediante estas magnitudes, es posible inferir que la mitad oeste (desde el Estrecho de Magallanes hasta el pozo Río del Oro 1) tuvo un papel más relevante, afectando el desarrollo de las unidades 1 a 5. En la mitad este (pozos Sombrero 1, Filaret 1 y Calafate 2) la subsidencia tuvo menor repercusión, teniendo menor incidencia en las unidades 6 a 10.....104

Figura 3.12 – (a) Línea sísmica Pr6, donde se separan los principales paquetes reconocidos. Infiriendo la configuración de las clinoforras a partir de la tendencia de los reflectores y al reconocer que la zona de estudio estaría exhibiendo las facies marinas de los conjuntos progradantes, es posible efectuar la reconstrucción de la plataforma, prácticamente inexistente en este sector. Ésta correspondería a las formaciones Loreto y El Salto, presentes hacia el norte y oeste de la cuenca, donde predominan las facies litorales, fluviales y lacustres.....106

Figura 3.13 – Superficie discordante horizontalizada (línea amarilla) entre las unidades 1 a 3 con las unidades 4 a 6. En ésta se denota el brusco cambio de facies sísmicas y la presencia de un abanico de piso de cuenca (línea azul).....107

Figura 3.14: Características principales de los potenciales reservorios en cada cortejo sedimentario según su ubicación en la cuenca, indicando el volumen relativo de sedimento, el

reservorio y la fuente y sello de cada uno. En rojo, se enmarcan los ambientes para las unidades 1 a 8; en verde, los ambientes para las unidades 9 y 10. En amarillo, se registran los reservorios de aguas profundas, reconocidos en las unidades 1 a 6, especialmente entre las 4 a 6.....108

Figura 3.15: Esquematación a nivel regional del origen y migración (flechas negras) de hidrocarburos desde las Formaciones Estratos con Favrella (verde oscuro) y Springhill (amarillo) a los estratos terciarios (tonos ocres) a través de planos de fallas (líneas rojas) (Modificado de Ortiz y Czollak, 2005).....109

Figura 3.16 - Abanicos de piso de cuenca (en amarillo) identificados en el perfil sísmico Pr6 sin interpretar e interpretado. Corresponden a las “anomalías 1 y 2” (A1 y A2 respectivamente) descritas por Vieytes (2004).....110

Figura 3.17 - Perfiles de potencial espontáneo (azul) y resistividad (rojo) en los pozos Aurora 1, Aurora 2 y Campanario Sur 1 en la línea sísmica Pr6. Se identifica al cuerpo arenoso (cuadros celestes) interpretado como abanico de piso de cuenca en este estudio y denominado “Anomalía 1” por Vieytes (2004).....111

Figura 3.18 – Comportamiento en “boxcar” del registro Sp y Res dentro de la unidad Areniscas Arcillosas (recuadro celeste) y “peak” que se da en el quiebre de plataforma en el primer ciclo de la Fm. Brush Lake (recuadro verde).....111

Figura 6.1 - (a) Esquematación del registro sísmico en terreno y su comportamiento en las interfaces; (b) Explicación de la Ley de Snell en el subsuelo (Tomada de Noelen-Hoeksema, 2014).....124

Figura 6.2 - Ecuación de Dix y fórmula que permite calcular la V_i en el intervalo “n” (V_n). V_{rms} – Velocidad cuadrática media. Δt_i y t_0 – Tiempos de viaje de la onda TWT (“two-way time”) y OWT (“one-way time”) (Tomado de Rafaelsen, 2006).....125

Figura 6.3: (a) Ilustración del principio que genera el registro de potencial espontáneo y el uso de los electrodos. (b) Comportamiento del SP ante distintas litologías y (c) dentro de los cortejos sedimentarios (Tomado de Rider, 2002).....126

Figura 6.4 - (a) Comportamiento de la resistividad ante distintas litologías y (b) ejemplo de ciclos deltaicos en un registro de resistividad. (c) Esquematación de la influencia de la matriz en la conductividad, el cual está asociado al factor de resistividad (Tomado de Rider, 2002).....127

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 - Datos de tiempo, velocidad cuadrática media, velocidad interválica y frecuencia dominante para las líneas sísmicas y CDP respectivos que conforman el perfil regional Pr6.....62

Tabla 2.2 - Tabla resumen con las superficies definidas, terminaciones predominantes y posible interpretación. Se indica el patrón de las terminaciones bajo las superficies y sobre ellas, además de detallar el comportamiento de la superficie en sí. Abreviaturas: SU - CC – Discordancia subaérea - Concordancia Correlativa; MFS – Superficie de Máxima Inundación; MRS – Superficie de Máxima Regresión.....66

Tabla 2.3 – Resumen de las unidades reconocidas con su respectivo apilamiento, cortejos sedimentarios o “systems tracts” y el piso faunístico asociado (Natland et al., 1974; Mobil, 1979).

Abreviaciones: BFF – Abanico de piso de cuenca; SF – Abanico de Talud; PGC – Complejo de Progradación; MTC – Complejo de Transporte Masivo; TST – Cortejo de Sistema de Transgresivo; HST – Cortejo de Sistema de Estado Alto; FSST – Cortejo de Sistema de Estado Descendente.....74

1. INTRODUCCIÓN

Desde mediados del siglo XX, la Cuenca de Magallanes ha sido la fuente de hidrocarburos de la región austral de Chile. La cuenca ha sido objeto de numerosos estudios que han aportado conocimientos sobre los mecanismos que dieron origen a esta cuenca y a los recursos energéticos que ocurren en ella.

En vista de la necesidad de ENAP de asegurar la producción de hidrocarburos a largo plazo para la región, los nuevos objetivos exploratorios se están enfocando en los estratos cenozoicos y en su potencial de recuperación y explotación. Siguiendo esa línea, en el presente trabajo se realiza un análisis de las formaciones aflorantes en parte de la zona norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, su comportamiento en subsuelo y una interpretación sobre los mecanismos de depositación.

1.1. Objetivos y Alcances

El objetivo principal de este trabajo es integrar la información sismoestratigráfica y de perfiles de pozo con los afloramientos presentes en la porción norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, específicamente en las cercanías de una transecta regional que abarca desde la costa norte de Bahía Inútil hasta el límite fronterizo con Argentina. Es relevante destacar que esta zona es una de las pocas áreas de la cuenca donde es posible efectuar la asociación entre lo observado en superficie con los datos de subsuelo. Estratigráficamente, el estudio está centrado en la sucesión cenozoica de la Cuenca de Magallanes.

Asimismo, aplicando estratigrafía de secuencias, se pretende establecer los mecanismos que controlaron el ambiente de depositación de los sedimentos e integrarlos en un contexto cronoestratigráfico.

Los objetivos específicos son:

- Reconocer horizontes sísmicos que permitan delimitar los contactos de las formaciones y secuencias en subsuelo
- Calibrar las velocidades de pozos con las líneas sísmicas para ajustar los registros geofísicos en profundidad
- Estudiar y analizar las características principales de los estratos presentes, tales como su litología, estructuras y estilo de depositación.

1.2. Área de Trabajo

El área de trabajo se encuentra en la Cuenca Austral - Magallanes, ubicada en el extremo austral de Sudamérica. Ésta abarca el sector norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, enfocándose en las cercanías de una transecta regional de 139 km que comienza a 20 km al sur de Porvenir,

avanzando en dirección noreste hasta el límite entre Chile y Argentina, a unos 20 km al norte del sector de Cullen (Fig. 1.1).

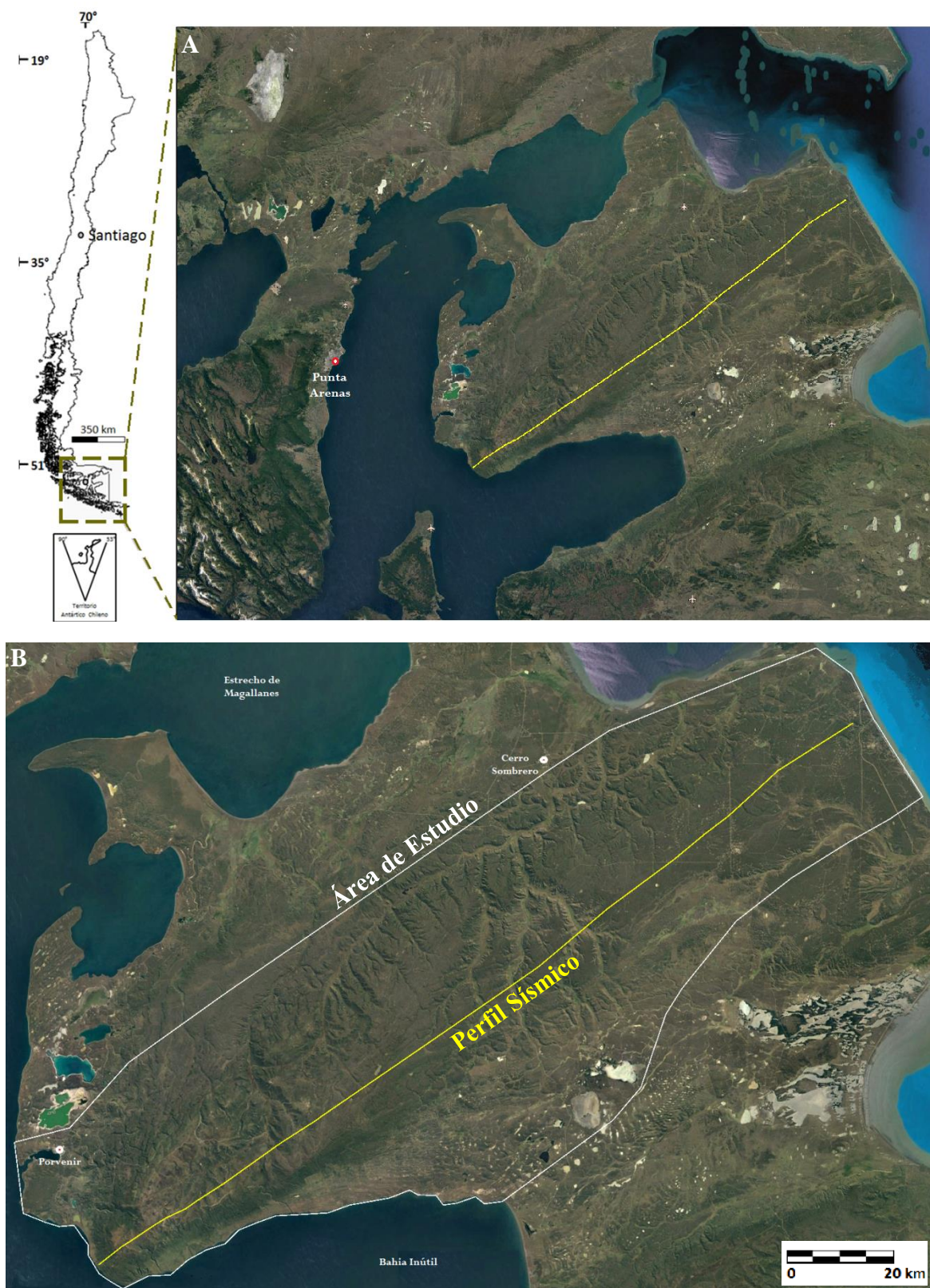


Figura 1.1 – (a) Ubicación general del área de estudio y transecta principal (amarillo) (b) Detalle de la región de estudio y perfil regional de 139 km de largo (línea amarilla) con las principales localidades

1.3. Trabajos Anteriores

Los primeros estudios de la región de Magallanes se deben a las expediciones científicas efectuadas por Darwin (1837), Quensel (1911) y Krank (1932), que en la primera mitad del siglo XX fueron promovidas por el Estado de Chile, y posteriormente por la Corporación de Fomento de la Producción. A partir de 1950, con la creación de la Empresa Nacional del Petróleo, se comenzaron a realizar estudios formales de la zona, con el objetivo de satisfacer la demanda nacional de hidrocarburos. Los estudios de Decat y Pomeyrol (1931), Keidel y Hemmer (1931), Hollister (1943), Ruby (1945) y Thomas (1949), proporcionaron los primeros conocimientos sobre la geología de la cuenca. Dicha información fue la base para la perforación de los primeros pozos con evidencias de petróleo en la Península Brunswick, comenzando la extracción de hidrocarburos en la zona.

Posteriormente, durante la década de los '50, distintos estudios geológicos y geofísicos que incluyeron campañas de gravimetría, sísmica de reflexión y perforación de pozos en la Isla Grande de Tierra del Fuego, permitieron el inicio de la explotación de los principales estratos productores, la Formación Springhill. Esto impulsó la exploración en distintos sectores de Magallanes tales como Última Esperanza, Península Brunswick, Isla Riesco y la propia Isla de Tierra del Fuego. Asimismo, de relevancia para el presente trabajo son las investigaciones llevadas a cabo por Barwick (1949, 1955), quien revisó y redefinió la estratigrafía de la costa de Bahía Inútil y sus alrededores, refinando los estudios ya efectuados en ese lugar.

Con el correr de los años, distintos autores realizaron estudios detallados de la bioestratigrafía y de las correlaciones existentes entre las formaciones descritas hasta esa época. Esto facilitó el entendimiento sobre la génesis y evolución de la cuenca, su sedimentología y el potencial de reservorio de las unidades basales del Terciario en la zona de plataforma (Hauser, 1964; Cañón, 1968; Natland et al., 1974; Mobil, 1979). A comienzos de 1980, empujado por el auge exploratorio, se efectuaron los primeros trabajos de estratigrafía sísmica en sistemas deltaicos del Oligoceno Superior en la Península Brunswick (Castro, 1977). El conjunto de estudios llevados a lo largo y ancho de la cuenca han permitido entender mejor la geología regional, asociando la evolución de la cuenca al contexto de tectónica de placas y reconociéndose tres procesos geodinámicos principales: “rift”, “post rift” y cuenca de antepaís (Katz, 1972; Dalziel et al. 1974, 1979; Bruhn et al., 1978; Harambour y Soffia, 1988; Stern et al., 1991; Castelli et al., 1992; Rojas y Castelli, 1994).

Ya entrando al siglo XXI, la exploración hecha en los estratos terciarios ha propiciado el uso de conceptos y técnicas analíticas en estratigrafía secuencial y de sistemas petroleros que han hecho posible comprender con mayor detalle la estratigrafía del subsuelo de la Cuenca de antepaís de Magallanes. En base a ello, se ha dividido a la misma en cuatro megasecuencias principales para el ciclo de antepaís y se ha logrado hacer una síntesis de la geología de la Cuenca de Magallanes y la evolución de la Patagonia, lo que ha facilitado la integración de la información geotectónica, evolución estructural, estratigrafía y evolución paleogeográfica (Mpodozis et al., 2006, 2011; Moraga et al., 2007).

En cuanto a la zona de estudio en particular, existen dos trabajos primordiales. El primero es de Barwick (1949), quien define la estratigrafía y estructuras terciarias del norte de Tierra del Fuego, distinguiendo dos grupos de base a techo. Primero, define al Grupo Inútil (hoy conocido como Bahía Inútil), el que corresponde principalmente a sedimentos marinos y está compuesto por las formaciones Agua Fresca, Tres Brazos, Cameron, Boquerón, Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo. Le sigue el Grupo Balmaceda, de origen marino y continental, conformado por las formaciones Río del Oro, Brush Lake, Filaret y Palomares. Igualmente, reconoció la estructura regional como un monoclinial cuyo buzamiento va disminuyendo de suroeste a noreste y donde la procedencia de los depósitos sería del oeste.

En el año 1957, Céspedes elaboró una revisión de la estratigrafía y tectónica del sector noroeste de Bahía Inútil en la isla de Tierra del Fuego, enfocándose en las secuencias terciarias de origen marino que abarcaban desde las formaciones Leña Dura hasta Río del Oro. En su trabajo, correlaciona estas formaciones con las reconocidas en la Península Brunswick y engloba al conjunto de estratos encontrados, es decir, las formaciones Leña Dura, Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo, en el Grupo Inútil, que Ávalos (1955) había definido entre la Zona Glauconítica y la unidad Areniscas Arcillosas. Sobre la base de la litología y los espesores, identifica este grupo como la zona axial de la cuenca terciaria con dirección preferencial noreste, cuyo suministro de detritos tendría origen principalmente en el borde oeste, tal como lo había mencionado Barwick anteriormente.

1.3.1. Correlación Bioestratigráfica

Natland et al. (1974), mediante la información recopilada por Cañón, Ernst y otros científicos a lo largo de la cuenca, realizaron un estudio de microfósiles y paleoecología en el sur de la Patagonia, con la finalidad de crear un esquema cronoestratigráfico basado en etapas o pisos faunísticos para la Cuenca de Magallanes. Para ello, analizaron más de 42000 muestras de foraminíferos, especialmente formas bentónicas, recolectadas de distintos afloramientos y pozos. De las 350 especies reconocidas de foraminíferos, solo 74 fueron diagnósticas para generar pisos faunísticos. Particularmente para el Terciario, definieron 13 subdivisiones bioestratigráficas (Fig. 1.2) que permitieron tener una idea de los rangos de profundidad. De esta manera, se logró identificar que la distribución marina del Terciario Inferior se restringe a la porción occidental y central de la cuenca, no existiendo sedimentos marinos correlacionables en el extremo oriental de ella.

Mobil (1979) realizó un estudio bioestratigráfico de más de 100 testigos y muestras de ripios, redefiniendo parte del esquema planteado por Natland et al. (1974) y difiriendo en lo planteado en cuanto a los ajustes de edades (Fig. 1.2).

En la zona de interés, los estudios de Barwick (1949, 1955) y Céspedes (1957) analizaron los foraminíferos reconocidos en algunos pozos y afloramientos ubicados en la zona central de Tierra del Fuego, los que permitieron identificar la edad aproximada de las unidades reconocidas y los posibles ambientes de sedimentación.

Era	Periodo	Época	Edad	Piso Faunístico Natland (1974)	Piso Faunístico MOBIL (1979)
Cenozoico	Cuaternario 2.6 Ma	Holoceno		Maziano	
		Pleistoceno			
	Neógeno 5.3 Ma	Plioceno	Piacenziano	Divisaderiano	Gaviotiano
			Zancleano		
		Mioceno	Messiniano	McPhersoniano	
			Tortoniano		
			Serravalliano	Sebastiniano	
			Langhiano	Gaviotano	
			Burdiganliano		
			Aquitaniense		
	Oligoceno 33.9 Ma	Chatiano	Miradoriano	Clarenciano	
			Rosariano		
		Eoceno	Rupeliano		Cameroniano
			Priaboniano		Moritziano
			Bartoniano		Brunswickiano
			Luteniano		
	Paleoceno 56 Ma	Ypresiano	Manzaniano		
		Thanetiano	Oaziano		
		Daniano	Germaniano		
	Paleógeno 23 Ma	Eoceno			
Paleoceno 66 Ma	Paleoceno				

Figura 1.2 - Cuadro comparativo entre las subdivisiones bioestratigráficas de Natland (1974) y MOBIL (1979) y su relación con las edades geológicas. En gris, los hiatos temporales. Las edades están tomadas de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (IUGS, 2013)

1.4. Metodología

La metodología de trabajo abarcó una etapa de recolección de información sobre la geología de la cuenca, especialmente estudios específicos abocados al área de interés. También incluyó campañas de terreno en los alrededores de la transecta y estudios sobre interpretación sísmica. En una segunda etapa, se interpretaron los datos recolectados y se discutieron los resultados.

Para entender la geología de la Cuenca de Magallanes, se investigó sobre el marco geológico de ella y su génesis como cuenca de antepaís mediante algunos trabajos locales, los que permitieron entender de mejor forma el contexto general bajo el cual se desarrolló el estudio (Biddle et al., 1986; Wilson, 1991; Mella, 2001; Ghiglione 2002; Mpodozis et al., 2006, 2011; Gallardo, 2012). Por otro lado, se analizaron estudios específicos del área de estudio, destacándose los efectuados por Barwick (1949, 1955) y Céspedes (1957). Éstos entregan información sobre la litología, estratigrafía, bioestratigrafía, tectónica y potencial económico de la costa de Bahía Inútil.

En cuanto al marco de estudio, se indagó sobre el método de análisis estratigráfico que permite estudiar y entender cómo se depositaron los sedimentos, denominado estratigrafía de secuencias

(Mitchum et al., 1977; Catuneanu, 2002; Catuneanu et al., 2009). Para este estudio en particular, se utilizó el modelo de secuencia deposicional IV desarrollado por Hunt y Tucker (1992, 1995) y Plint y Nummedal (2000, 2016). Esto se explicará en más detalle en las próximas secciones.

En las distintas campañas de terreno, que duraron 3 semanas en conjunto, se revisó la información previa sobre la base de los trabajos de Barwick (1949, 1955) y Céspedes (1957), identificándose los afloramientos existentes y recolectando datos litológicos, bioestratigráficos y estructurales. Con la ayuda de un GPS, se obtuvieron 455 puntos de control que en su gran mayoría abarcan los contactos y unidades estratigráficas de interés para este trabajo. Los datos fueron registrados bajo el Datum Provisional del Sur de Chile, Hito XXVIII de 1963.

Posteriormente, se interpretaron la línea sísmica Pr6 asociada a la transecta y otras líneas aledañas¹, las que en su conjunto suman 913 km de líneas sísmicas 2D disponibles para el estudio, abarcando un área aproximada de 5000 km². En dichos perfiles, se las reflexiones sísmicas en el registro sísmico y su relación con las variaciones litológicas, identificando posibles patrones de depositación y eventos erosivos o de no depositación. Por otro lado, se contó con el registro geofísico de potencial espontáneo y resistividad de 17 perfiles de pozos, lo que ayudaron a reconocer los ambientes de depositación de los estratos y su conexión con la evolución geológica de la cuenca. Para realizar dichas labores, se utilizaron las plataformas Petrel E&P de Schlumberger y Geographix de Landmark, en donde se definieron los horizontes sísmicos que sirvieron de guía en los límites de secuencias y en el análisis de facies sísmicas.

1.5. Marco Conceptual

Para entender el contexto estratigráfico y geomorfológico bajo el cual se depositaron los sedimentos estudiados, es importante tener una noción sobre las cuencas de antepaís y sus principales mecanismos de control. En vista de ello, en esta sección se entregan definiciones básicas del tema, además de explicar el modelo de secuencias deposicionales usado en este trabajo y algunas nociones del registro sísmico y los perfiles de pozo.

1.5.1 Modelo de cuenca de antepaís

Una cuenca de antepaís es una región subsidente con el potencial para alojar considerables cantidades de sedimentos. Ésta se forma entre una faja plegada y corrida (FPC) y un margen pasivo o cratón adyacente, en respuesta a los procesos geodinámicos relacionados a subducción en márgenes convergentes y al desarrollo de cinturones plegados. La FPC actúa como carga sobre la corteza generando su hundimiento por flexión de la misma. La cuenca consta de cuatro secciones denominadas depozonas: “wedge-top”, “foredeep”, “forebulge” y “back-bulge” (Fig. 1.3; DeCelles y Giles, 1996; Allen y Allen, 2015).

El “wedge-top” es la zona formada por los sedimentos que se acumulan en la parte frontal del cordón orogénico, caracterizado por contener numerosas discordancias locales y regionales, una progresiva deformación y estructuras de crecimiento que incluyen pliegues y fallas. En general,

¹ Las líneas sísmicas utilizadas fueron m5023, m5039, Pr18s, 99, g5174, g8005, m5021, m5054, m5055, m5057, 43, g5005, g5009, g5127, Pr20, Pr3

los sedimentos son de origen aluvial y fluvial, los que presentan baja madurez textural y composicional (DeCelles y Giles, 1996; Allen y Allen, 2015).

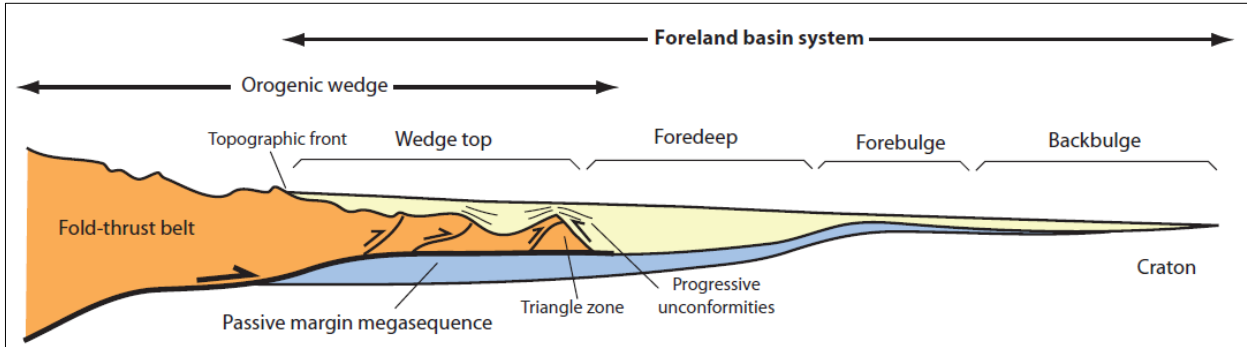


Figura 1.3 - Esquema de una cuenca de antepaís con sus respectivas depozonas (Tomado de Allen y Allen, 2013; modificado de DeCelles y Giles, 1996)

El “foredeep”, ubicado entre la FPC y el bulbo periférico o “forebulge”, se identifica por poseer gran espesor en las cercanías del cinturón, típicamente entre 2000 a 8000 m. En ambiente subaéreo, esta zona recibe aportes de sedimentos aluviales y fluviales; en ambiente subacuoso, es común encontrar depósitos lacustres y marinos, que van desde sistemas deltaicos y plataforma somera a abanicos turbidíticos. En esta sección se ha descrito la transición de sedimentación marino profunda en estadios tempranos o “flysh”, a sedimentos de grano más grueso de ambientes no marinos y marino somero denominado “molasse”, donde la tasa de sedimentación superó a la tasa de subsidencia (DeCelles y Giles, 1996; Allen y Allen, 2015).

El bulbo periférico es la región que se alza debido a la flexura que ejerce la faja sobre la corteza, el que presenta discordancias al ser una zona de no depositación o erosión que migra en el tiempo. Uno de los rasgos sismoestratigráficos principales para reconocerlo, es un progresivo “onlap” hacia el cratón por estratos del “foredeep” sobre las discordancias del bulbo. En una cuenca marina, éste actúa como una barrera de aislamiento entre el “foredeep” y el “back-bulge”.

El “back-bulge” es el sector de menor subsidencia situado entre el bulbo y el cratón. En el caso de una cuenca continental, aunque gran parte del sedimento proviene de la faja, también hay contribución del cratón. Una característica guía para identificarlo son los patrones cerrados de las isópacas alrededor de una zona de mayor espesor que se generan por la subsidencia (DeCelles y Giles, 1996; Allen y Allen, 2015).

La morfología de una cuenca de antepaís es asimétrica y su dimensión longitudinal tiende ser cercana al largo de la faja plegada adyacente. Un aspecto a destacar es que estas cuencas se forman de manera sincrónica con el orógeno, provocando que gran parte de los sedimentos depositados provengan de la erosión del mismo. Además, debido a que el frente de deformación avanza, el depocentro de la cuenca se mueve en la misma dirección y sentido que éste, haciendo que las asociaciones de facies presentes vayan variando (Figs. 1.4 y 1.5).

En este tipo de cuenca la tasa de subsidencia decrece exponencialmente desde el orógeno hacia el cratón. De hecho, la divergencia de las reflexiones sísmicas en las proximidades del orógeno debido al aumento del espacio de acomodación en relación al resto de la cuenca, revelan patrones

de subsidencia diferencial a la largo de ella (DeCelles y Giles, 1996; Allen y Allen, 2015; Fig. 1.5a).

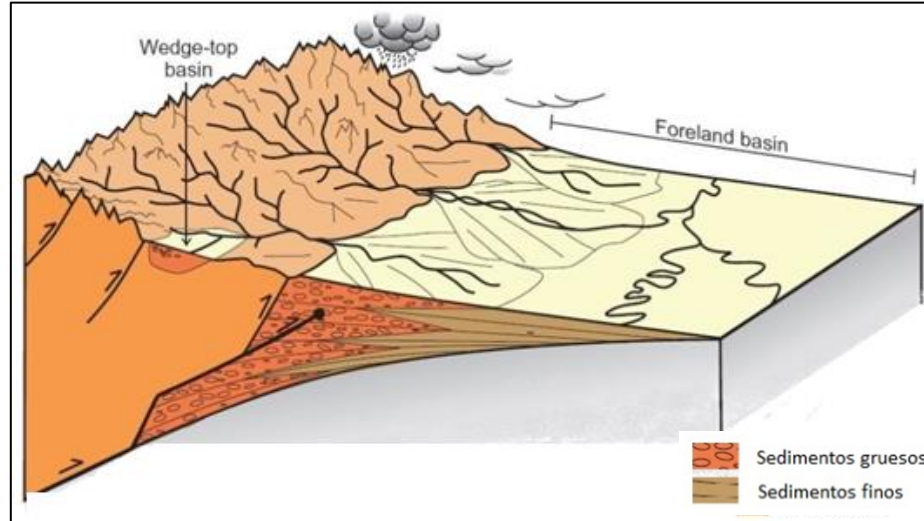


Figura 1.4 - Esquema de ambientes y tipos de sedimentos depositados. Notar diferencia textural y su relación con la ubicación en la cuenca (Modificado de Allen y Allen, 2013; tomado de Sinclair, 2012)

1.5.1.1. Mecanismos de control tectónico una cuenca de antepaís

Hoy es ampliamente aceptado que el factor principal que controla la formación y geometría de una cuenca de antepaís es la flexura cortical producida por la FCP adyacente. En otras palabras, el peso que genera el apilamiento tectónico del cinturón deformado origina en la litosfera una compensación isostática regional que permite el desarrollo de la cuenca (Quinlan y Beaumont, 1984; Fig. 1.5).

El modelo más simple para entender los mecanismos de control en una cuenca es el modelo elástico. Éste propone que la corteza actúa como una placa elástica continua que flota sobre un líquido viscoso, correspondiendo este último al manto. Así, la interacción entre corteza y faja define la cantidad de alzamiento en el bulbo y la subsidencia del “foredeep”, siendo directamente proporcionales a la masa de la carga orogénica aplicada e inversamente proporcionales a la rigidez flexural de la litosfera (Quinlan y Beaumont, 1984). Estas relaciones son las que determinarán la forma de la cuenca, controlada por la magnitud de la carga y la rigidez y/o espesor elástico de la litosfera.

En cuencas donde la rigidez y el espesor de la litosfera elástica sean mayores, se tendrá desarrollo de cuencas más anchas; por el contrario, cuencas angostas corresponderán a una litósfera de menor rigidez flexural. Agentes de segundo orden que participan en la morfología de la cuenca son la reactivación de fallas del basamento debido al movimiento de la faja, la compactación que va ocurriendo a medida que se depositan los sedimentos y se entierran, el rebote isostático que acontece cuando capas de hielo suprayacentes se derriten, entre otras (Quinlan y Beaumont, 1984; Mella, 2001).

Como se mencionó, distintos autores dividen el desarrollo de la estratigrafía y sedimentología del relleno de la cuenca en dos etapas asociadas a sedimentos tipo “flysh” y tipo “molasse”. Esta se

denominan etapas de cuenca hambrienta (o “underfilled basin”) y etapa de cuenca rellena (o “overfilled basin”). Una cuenca hambrienta se genera por una rápida profundización del margen subsidente de la cuenca atestiguado por las facies que se presentan, que en general son sedimentos finos de ambientes marinos profundos. En algunas cuencas se reconoce presencia de depósitos turbidíticos en la fase inicial, los que tienden a alinearse axialmente al orógeno. La fuente de sedimentos primaria es la erosión del frente orogénico, aunque puede haber aporte del margen pasivo. Esta etapa se explica por una tasa de sedimentación menor que la tasa de subsidencia, asociada a la tectofacies tipo “flysh”, donde hay escaso aporte de sedimentos del frente compresivo al estar recién expresándose el orógeno (Crampton y Allen, 1995; Fig. 1.6a).

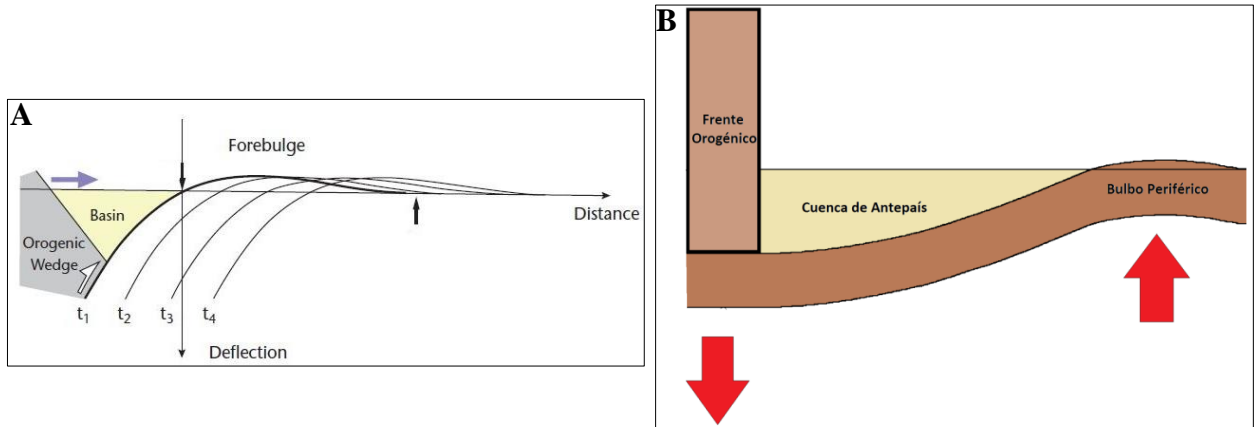


Figura 1.5 - (a) Movimiento de la cuenca y el bulbo periférico en el tiempo. (b) Idealización del comportamiento de la litosfera frente al peso del orógeno, generando la cuenca antepaís y el “forebulge” (Tomado de Crampton y Allen, 1995; modificado de Quinlan y Beaumont, 1984)

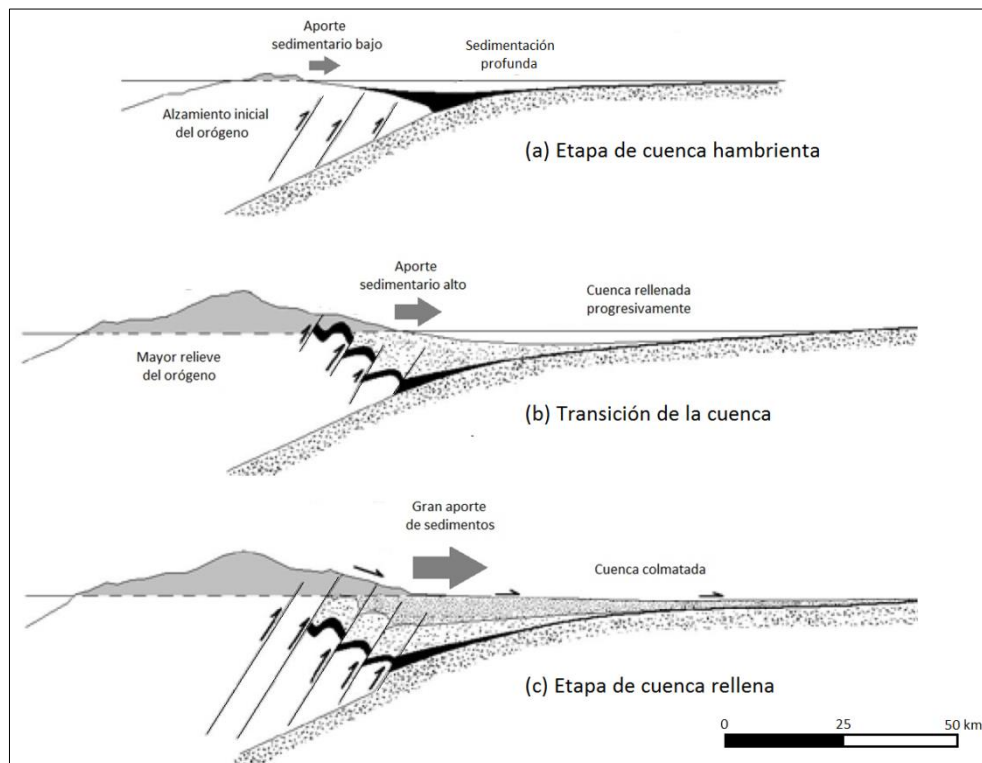


Figura 1.6 - Evolución del orógeno y su efecto en la sedimentación y subsidencia, donde se pueden reconocer las etapas de (a) cuenca hambrienta, (b) cuenca en transición y (c) cuenca rellena (Tomado de Mella 2001; Modificado de Covey, 1986)

En la etapa de cuenca rellena, la somerización progresiva provoca cambios en los ambientes de depositación, teniéndose secuencias marinas someras y/o continentales de sedimentos más gruesos. En este caso, la tasa de sedimentación supera a la tasa de subsidencia, colmatándose la cuenca y aumentando su extensión. Esto ocurre cuando el orógeno alcanza un mayor relieve, aumentando la erosión del mismo y por ende, el aporte detrítico que rellena la cuenca. Se relaciona a la tectofacie tipo “molasse” (Fig. 1.6b y 1.6c).

En el caso de la Cuenca de Magallanes, el fenómeno de flexión cortical por carga y las etapas de cuenca hambrienta y rellena han sido identificadas en su evolución por diversos autores (Biddle et al., 1986; Harambour y Soffia, 1988a; Wilson, 1991; Mella, 2001). Esto se visualiza en la potente y asimétrica sección sedimentaria que conforman los depósitos sedimentarios, las variaciones en las facies sísmicas y la bioestratigrafía reconocida en la Cuenca de Antepaís de Magallanes.

Actualmente, esta cuenca se está estudiando mediante los conceptos de estratigrafía de secuencias (Mitchum et al. 1977, 1990; Catuneanu, 2002, 2006). Pese a que inicialmente éste método se definió en cuencas originadas en márgenes pasivos, hoy también se utiliza para entender mecanismos de subsidencia más complejos, como en cuencas generadas por fallas de rumbo y en cuencas de antepaís.

1.5.2. Definiciones y Conceptos

La estratigrafía de secuencias es una técnica que permite entender los procesos geológicos que están detrás de la generación de cuencas, acumulación de sedimentos y su posterior preservación. Hay tres modelos conceptuales principales que sirven de metodología para comprender estos hechos, cada una con sus fortalezas y debilidades, siendo estas: (1) la de secuencias deposicionales, (2) secuencias de estratigrafía genética y (3) secuencias transgresivas-regresivas (Fig. 1.7). Pese a sus diferencias, todas se basan en las fluctuaciones de la curva de nivel base, y sus variaciones están en la forma en que definen el apilamiento de los estratos dentro de una secuencia o en términos prácticos, en donde ubican los límites de secuencias (Payton et al. 1977; Mitchum et al. 1977, 1990; Catuneanu, 2006).

1.5.2.1. Secuencia deposicional

Una secuencia deposicional se define como una unidad estratigráfica compuesta por estratos relativamente concordantes entre sí y genéticamente relacionados, los que se encuentran limitados tanto en su base como en su techo por discordancias o concordancias correlativas. Está basado en la relación física entre los estratos que componen la secuencia y tiene como fin entender la configuración estratigráfica presente. La importancia de estas secuencias reside en su significancia cronoestratigráfica, ya que éstas fueron depositadas en un intervalo de tiempo limitado a escala geológica, aunque las edades de los estratos que la componen pueden variar de un lugar a otro (Fig. 1.8). En cuanto a su tamaño, estas pueden abarcar desde unos pocos centímetros a cientos de metros (Mitchum et al. 1977, 1990; Catuneanu et al. 2006).

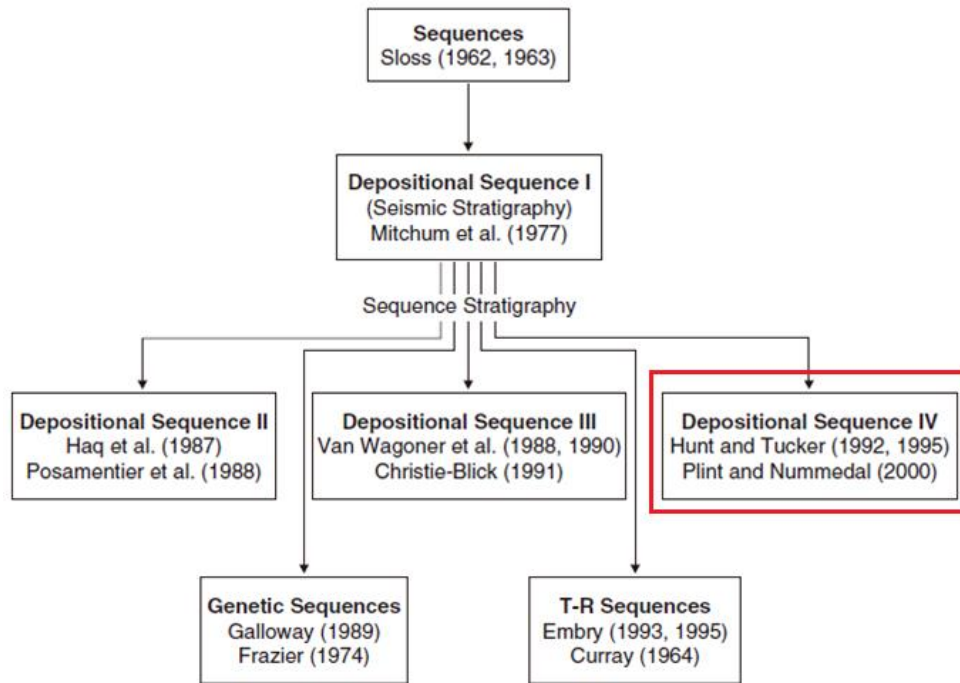


Figura 1.7 – Esquema de los modelos de secuencias estratigráficas y su evolución en el tiempo. Se destaca en rojo el modelo usado en este estudio (Tomado de Catuneanu, 2006; modificado de Donovan, 2001)

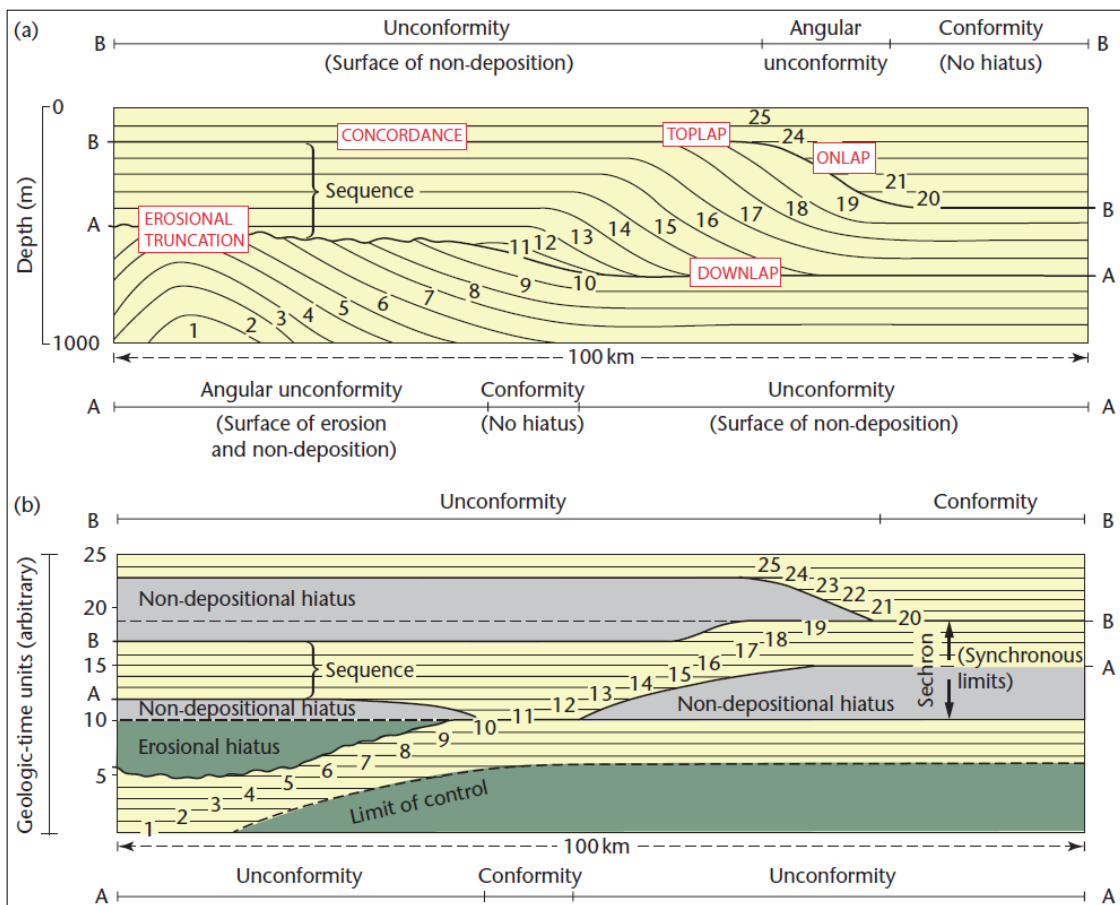


Figura 1.8 - Secuencia deposicional desde el punto de vista estratigráfico y cronoestratigráfico. Notar la relación entre las discordancias y los hiatos. El esquema inferior es también conocido como Diagrama de Wheeler (Tomada de Allen y Allen, 2016; modificada de Mitchum et al., 1977)

Para entender mejor esta relación, se utiliza el diagrama de Wheeler (Wheeler, 1958). Este autor da origen al análisis cronoestratigráfico de las unidades sedimentarias, caracterizándolas en un gráfico de tiempo versus distancia o posición de depositación. Esto permite estudiar los sistemas deposicionales que generaron los estratos reconocidos (Fig. 1.8).

Las discordancias se reconocen mediante terminaciones estratigráficas, cambios litológicos y patrones de depositación, y son evidencia de erosión y/o no depositación. Las paraconcordancias, que también funcionan como límites de secuencias, son más difíciles de reconocer y para ello, se puede utilizar bioestratigrafía u otros métodos conocidos. Ambas son el principal criterio para definir secuencias deposicionales de manera precisa, siendo el tipo de terminación presente el que indica si esta originada por un evento erosivo o por la no depositación de sedimentos (Catuneanu, 2006).

1.5.2.2. Nivel base

Dentro de los conceptos claves para entender la estratigrafía de secuencias, se encuentra el nivel base. Éste se define como la superficie de equilibrio entre la erosión y sedimentación, sea en ambiente marino o lagunar. Pese a que la erosión no deja de actuar cuando un río llega al mar o laguna, o que las corrientes costeras y submarinas también erosionan el fondo marino, se tiende a asumir que el nivel del mar (o laguna) corresponde al nivel base (Catuneanu, 2006, 2009).

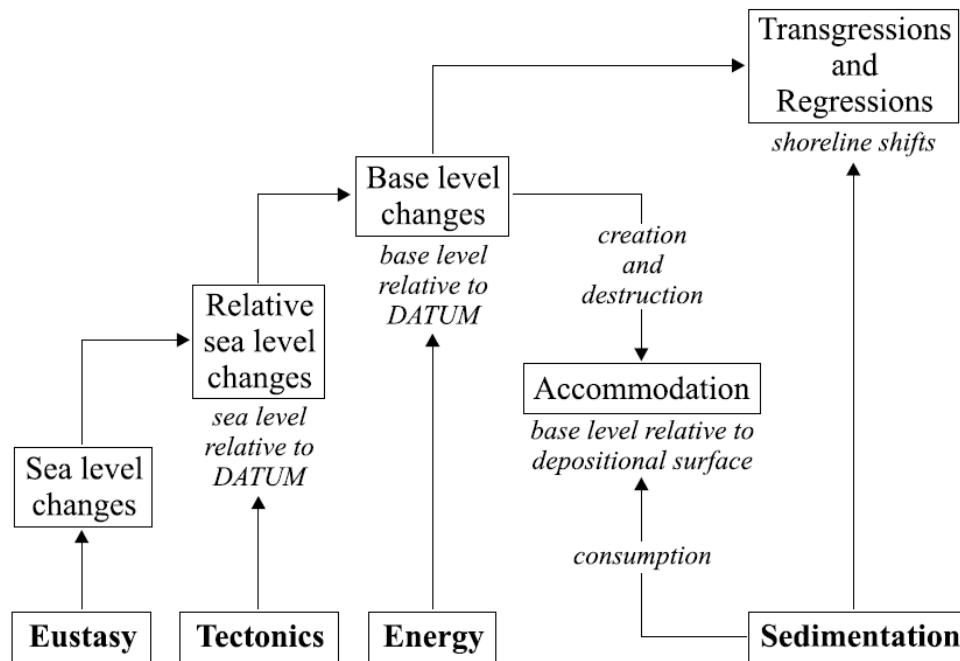


Figura 1.9 - Esquemización de la relación entre los principales mecanismos de control secuencial. Los cambios en el nivel base incorporan la eustasia, tectónica y energía del ambiente. La interacción entre estas variaciones y las tasas de acomodación y sedimentación provoca las respectivas transgresiones y regresiones o cambios en el límite costero (Tomada de Catuneanu, 2006)

Aunque el nivel base puede referirse a niveles ligeramente distintos dependiendo de la corriente de estudio utilizada, todos los modelos de secuencia consideran las variaciones del nivel base para describir los cambios de acomodación de sedimentos en el límite costero. Así, la interacción

entre la sedimentación y la curva del nivel base es la que controla los transgresiones y regresiones que ocurren en la costa.

Los cambios en el nivel base son independientes de la sedimentación en sí misma y responden a factores externos, como cambios eustáticos, tectónicos y climáticos, compactación de los sedimentos y la energía del ambiente (Catuneanu, 2009; Fig. 1.9).

1.5.2.3. Transgresiones y regresiones

Como se dijo, la sedimentación y las fluctuaciones del nivel base provocan los cambios en la costa que dan origen a una transgresión o a una regresión (Fig. 1.10).

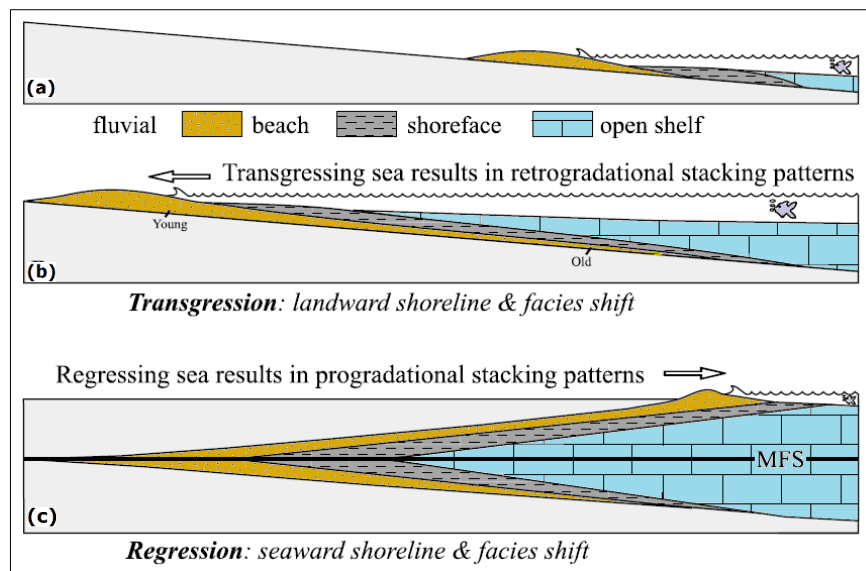


Figura 1.10 - (a) Escenario previo a la transgresión, (b) transgresión y (c) posterior regresión. La línea negra denominada MFS es la Superficie de Máxima Inundación, que separa retrogradación de progradación (Modificada de Catuneanu, 2002)

Una transgresión es una migración hacia tierra de la costa, induciendo un cambio de facies asociado a la profundización en las vecindades de la costa. Ésta se gatilla cuando la tasa de sedimentación es superada por la tasa de subida del nivel base y se visualiza en facies marinas sobreyaciendo facies continentales en un patrón retrogradacional, mostrando estructuras sedimentarias y erosión originadas por oleaje (Catuneanu, 2006, 2009; Fig. 1.10b).

Una regresión es una migración de la costa hacia el mar, lo cual implica una variación en las cercanías del límite costero hacia a facies de agua más someras, resultando en patrones progradacionales, es decir, facies no marinas sobreyaciendo facies marinas. Existen dos tipos de regresiones; una regresión normal ocurre cuando la tasa de sedimentación supera la tasa de subida del nivel base, siendo totalmente consumida la acomodación creada y se da en etapas tempranas y tardías de alza del nivel base. Una regresión forzada se propicia en estadios de caída del nivel base, siendo 'forzado' el límite costero a moverse hacia el mar, sin importar el aporte sedimentario presente (Fig. 1.10c).

1.5.3. Terminaciones Estratigráficas

La identificación de discordancias es el principal criterio para delimitar secuencias. Su caracterización permite definir si estas se debieron a procesos de erosión o no depositación. Es por ello que la terminación lateral de un estrato o la forma en que se acuña con respecto a una discordancia es una guía en la historia estratigráfica de la secuencia.

Una terminación estratigráfica es la relación geométrica entre el estrato y la superficie estratigráfica contra la cual este termina. Al ser correctamente identificadas, permiten inferir variaciones en el borde costero, e indirectamente, cambios en el nivel base.

Con respecto a los límites basales, se tienen tres posibles terminaciones. Se dice que es en “onlap” cuando un estrato inicialmente horizontal, se inclina someramente contra estratos más inclinados y antiguos; en general, se asocia a episodios transgresivos y en ambiente fluvial, aunque también puede deberse a regresiones forzadas. Tener en cuenta que en el caso de cuencas marinas, se pueden reconocer “onlaps” costeros y marinos, terminando estos últimos contra el talud. Un “downlap” es la terminación donde los estratos se inclinan más abruptamente contra los estratos más antiguos y menos inclinados (Mitchum et al., 1977; Catuneanu, 2002). Por último, puede existir concordancia, en donde el estrato superior no presenta una terminación lateral evidente (Fig. 1.11).

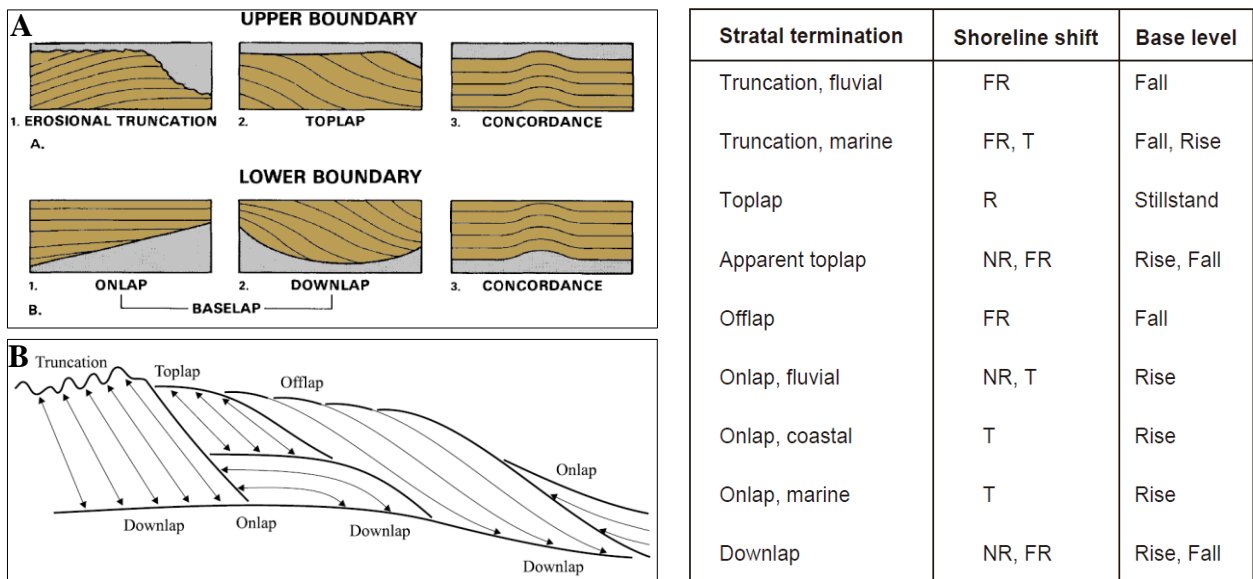


Figura 1.11 - (a) Posibles terminaciones hacia base y techo y (b) esquema de depositación. La tabla muestra la relación entre las terminaciones y las variaciones de la costa y del nivel base. Abrev.: FR – Regresión forzada; NR – Regresión normal; R – Regresión; T – Transgresión (Modificadas de Mitchum et al., 1977; tomada de Catuneanu, 2002)

1.5.6. Facies sísmicas

El estudio de secuencias mediante sísmica de reflexión permite distinguir distintas facies sísmicas que dan pistas acerca del ambiente y procesos de depositación. Estas interpretaciones entregan información sobre las variaciones en las tasas de depositación y cambios laterales y de inclinación en el tiempo.

Una facie sísmica es una unidad compuesta por reflectores cuya configuración difiere de su entorno u otros grupos de reflectores adyacentes, pudiendo mapearse en sísmica bidimensional y tridimensional. Para analizarlas, se describen e interpretan los parámetros de las reflexiones sísmicas que componen las facies dentro de su contexto del estratigráfico, tales como su organización interna, amplitud, continuidad y frecuencia.

Dentro de las configuraciones más comunes se pueden encontrar los arreglos paralelos o subparalelos, indicadores de tasas de depositación relativamente constantes sobre una plataforma uniformemente subsidente o sobre una planicie de cuenca estable. En contraposición, una configuración divergente informa de un adelgazamiento progresivo de los estratos, con posibles variaciones en la tasa de depositación o una inclinación paulatina de la superficie deposicional (Fig. 1.12).

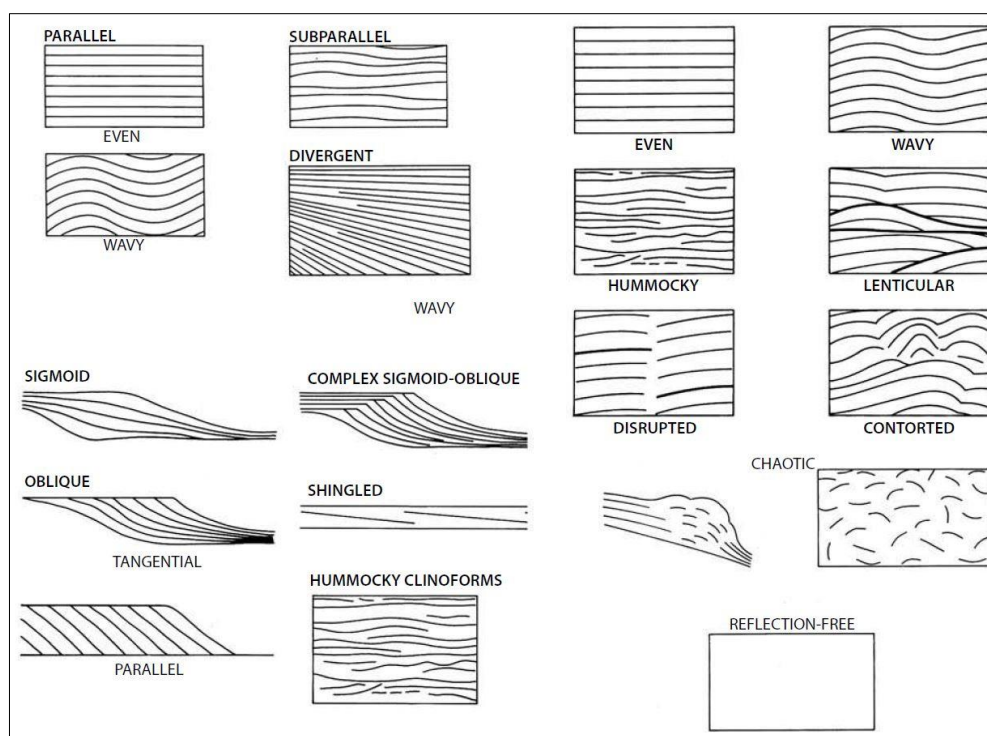


Figura 1.12 - Ejemplos de facies sísmicas comunes observados en reflexiones sísmicas (Tomada de Mitchum et al., 1977)

Otras facies importantes son las asociadas a progradaciones, las cuales se clasifican a partir del desarrollo de suaves pendientes laterales, denominadas cliniformas. Las diferentes cliniformas reconocibles son el resultado de las variaciones en la tasa de depositación y profundidad. Las tipo sigmoide, que tienden a mostrar agradación hacia el techo y en su sección media progradación, se relacionan a un alto aporte sedimentario, subsidencia relativamente baja o nula y a un alza en el nivel del mar que permita preservar su techo o “topsets”, interpretándose como un régimen sedimentario de baja energía. En el caso oblicuo, de pendientes más escarpadas y bases más suaves, implica una combinación de una tasa sedimentaria parcialmente alta, con posible subsidencia, y un estancamiento del nivel del mar que permita rellenar, explicado por ambientes de alta energía (Mitchum et al., 1977; Catuneanu, 2006; Fig. 1.12).

Igualmente, se pueden destacar otras configuraciones bastante usadas en estratigrafía. Las denominadas “shingled”, atestiguan un ambiente marino somero, mientras que las tipo “hummocky” se correlacionan con depósitos de alta energía en un ambiente marino profundo (prodelta o inter-deltaico). Una configuración caótica es prueba de alta energía, ocurrencia de deformación, canalización tipo “cut-and-fill”, fallas y pliegues (Mitchum et al., 1977).

1.5.4. Superficies de Secuencias Estratigráficas

Las superficies de secuencias estratigráficas son definidas a partir de las fluctuaciones del nivel base y del límite costero. Algunas de éstas pueden ser usadas como límites de secuencias y cortejos sedimentarios (Catuneanu, 2009).

El desarrollo y evolución de las secuencias se definen emparentadas con la variación de dos curvas, una que describe los cambios del nivel base en el borde costero y otra que informa sobre los desplazamientos de la línea de costa. Para entender mejor las variaciones del nivel base, se toma una curva sinusoidal simétrica con una tasa de sedimentación constante, la cual en la mayoría de los casos no corresponde a la realidad, puesto que factores externos como fluctuaciones climáticas, generación y desaparición de capas de hielo, además del tectonismo asociado pueden provocar curvas asimétricas que cambian la relación entre las etapas regresivas y transgresivas. Sin embargo, ésta sirve de guía para entender la génesis y el comportamiento de las superficies relevantes y los cortejos delimitados (Catuneanu, 2006; Fig. 1.13).

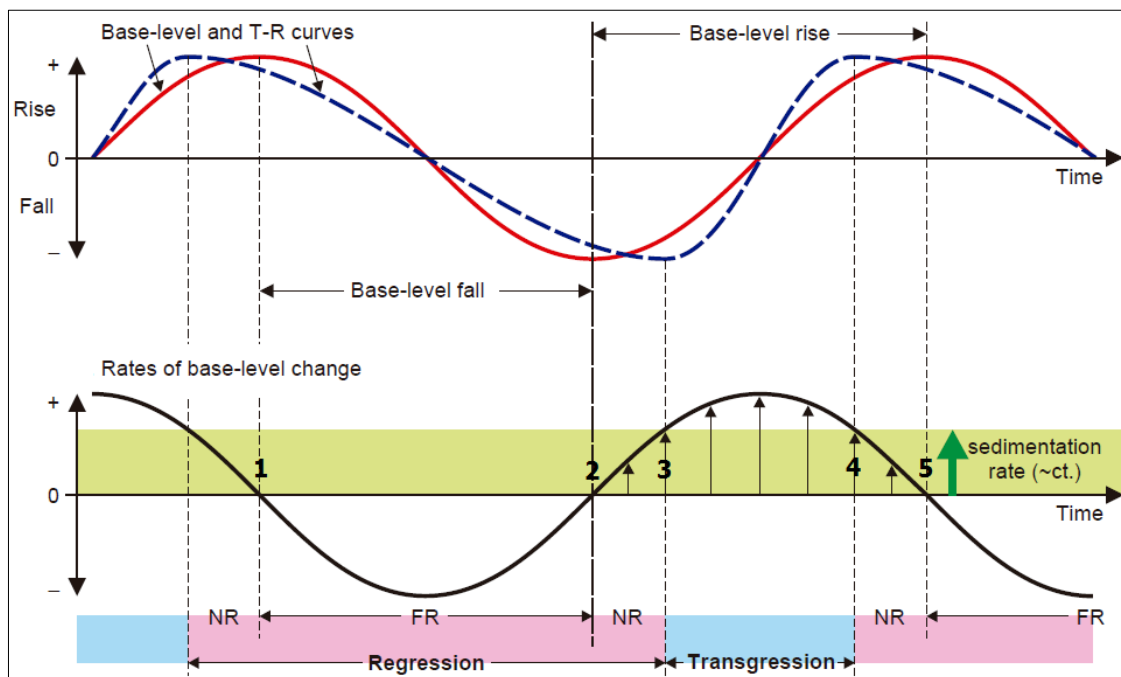


Figura 1.13: Relación entre las curvas del nivel base, transgresivas – regresivas (T-R) y tasa de cambios del nivel base. Tanto las superficies estratigráficas como los cortejos sedimentarios se definen en base a estas curvas. Los números representan los eventos más importantes en el ciclo y la superficie asociada. Abrev.: NR – Regresión Normal; FR – Regresión Forzada; 1 – Superficie Basal de Regresión Forzada (Comienzo de la regresión forzada); 2 – Concordancia Correlativa (Fin de la regresión forzada); 3 – Superficie de Máxima Regresión (Fin de la regresión); 4 – Superficie de Máxima Inundación (Fin de la transgresión); 5 – Ídem 1 (Modificado de Catuneanu, 2006)

Las superficies no son fáciles de identificar en afloramientos y/o subsuelo, e incluso, no siempre resultan de utilidad como marcadores de tiempo dentro de un contexto cronoestratigráfico. Pese a ello, cuando son reconocidas de buena manera, éstas pueden definir contactos estratigráficos relevantes que marcan un evento o etapa significativa dentro del ciclo del nivel base.

Producto de la interacción entre la sedimentación y las fluctuaciones del nivel base, se producen 4 fases importantes que se registran en el desarrollo del ciclo. Al comienzo de la regresión forzada, cuando se inició el descenso del nivel base, se pasa de un periodo de sedimentación a uno de erosión o no depositación en los ambientes fluviales y marinos someros. Posteriormente, al término de la regresión forzada, cambia el predominio de la degradación por la agradación en los ambientes mencionados. El final de la regresión, durante el ascenso del nivel base, marca un cambio en la costa del régimen regresivo al transgresivo. Por último, hacia el fin de la transgresión, se vuelve al ciclo regresivo (Fig. 1.13).

El proceso mencionado controla la formación de todas las superficies estratigráficas. Aunque los modelos pueden variar en cuanto a nomenclatura de estas superficies, éstas siempre están ligadas a las etapas descritas anteriormente (Catuneanu 2002 y 2006). Las superficies que se describen a continuación son sensu Hunt y Tucker (1992).

1.5.4.1. Discordancia subaérea (SU: “subaereal unconformity”)

Superficie de erosión o no depositación que se forma durante la caída del nivel base por distintos procesos, tales como una incisión fluvial, degradación eólica, pedogénesis, entre otros. Se extiende hacia el interior de la cuenca durante una regresión forzada, alcanzado su umbral al final de dicha regresión. Temporalmente, continúa concordantemente hacia el mar (Fig. 1.14). En general, se toma como una barrera temporal, asumiendo que todos los estratos que se ubican sobre esta discordancia son más jóvenes que los que están debajo.

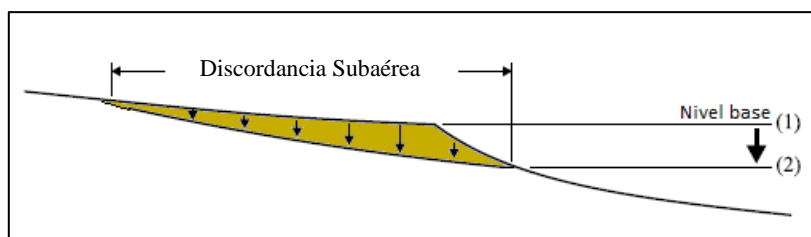


Figura 1.14 - Generación de la discordancia subaérea debido a la caída del nivel base de (1) a (2). Los cambios en el borde costero dependerán de la interacción del nivel base, tectonismo y clima del área específica (Modificada de Catuneanu et al., 2009)

1.5.4.2. Concordancia correlativa (CC: “Correlative conformity”)

Se genera dentro de un ambiente marino al final de una caída del nivel base en el borde costero, que en tierra continúa como una SU. Es el antiguo piso oceánico al comienzo de una regresión forzada. Se reconoce como un cambio rápido de parasecuencias progradacionales a agradacionales. Por tener variaciones temporales muy bajas lateralmente, se asume como una línea temporal (Fig. 1.15).

1.5.4.3. Superficie basal de regresión forzada (BSFR: “Basal surface of forced regression”)

Es la base de todos los depósitos que se acumulan durante una regresión forzada en un ambiente marino, representando el antiguo fondo marino al comienzo de la caída del nivel base. Se conecta con el comienzo de la caída del nivel base, tomándose como una línea temporal, aunque al igual que la conformidad correlativa es ligeramente diacrónica, haciéndose más joven hacia la cuenca (Fig. 1.15).

1.5.4.4. Superficie regresiva de erosión marina

Es la erosión generada por el oleaje en el litoral durante una regresión forzada del borde costero. Subyace los depósitos costeros y puede ser un límite de secuencia si la BSFR es retrabajada (Fig. 1.15).

1.5.4.5. Superficie de máxima regresión (MRS: “Maximum regression surface”)

Marca el paso de regresión a transgresión, separando los estratos progradantes inferiores de los retrogradacionales superiores (Fig. 1.16). Esto ocurre cuando la tasa de subida del nivel base supera a la tasa de sedimentación. En general, se muestra concordante y se reconoce por la presencia de “onlaps” en el margen de plataforma. También se le conoce como superficie transgresiva (Posamentier y Vail, 1988).

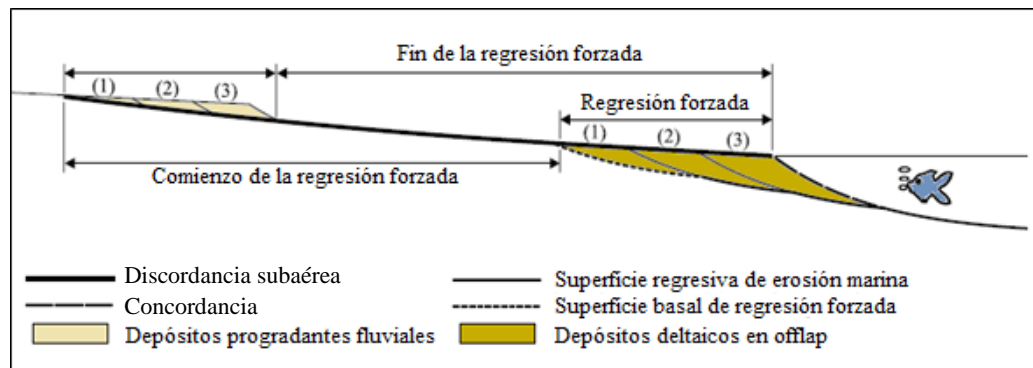


Figura 1.15 - Relación entre la discordancia subaérea, conformidad relativa, superficie regresiva de erosión marina y superficie basal de regresión forzada en una regresión forzada (Modificada de Catuneanu, 2002)

1.5.4.6. Superficie de Máxima Inundación (MFS: “Maximum flooding surface”)

Denota el fin de la transgresión del límite costero, dividiendo los estratos retrogradacionales inferiores de los estratos progradantes superiores (Figs. 1.10 y 1.16). En sísmica, se reconoce como un “downlap”. Acontece cuando la tasa de subida del nivel del mar es superada por la tasa de sedimentación, siendo en general concordante. También se define como una sección condensada donde el límite costero alcanza su estado transgresivo más alto hacia tierra, y que está asociada a una lenta tasa de depositación de sedimentos pelágicos y hemipelágicos finos, muy rico en material orgánico, glauconita, fosfatos y minerales radioactivos.

1.5.4.7. Superficie de Ravinamiento (RS: “Ravinent surface”)

Es la superficie erosionada y retrabajada por las olas en la porción superior de la costa durante la transgresión del límite costero, la cual dependerá de la energía de las olas y el viento. Es cubierta durante el cambio de facies retrogradacionales por los depósitos transgresivos. Es altamente diacrónica, asociada a la tasa de transgresión costera (Fig. 1.16).

1.5.5. Cortejos de Sistemas Deposicionales (“Systems Tracts”)

Corresponden a paquetes de estratos contemporáneos asociados a un depósito específico, los que están genéticamente relacionados. Éstos dividen a una secuencia y se interpretan en base a los patrones sísmicos observados, siendo unidades sismoestratigráficas. Se organizan según su posición dentro de una secuencia y por el patrón de apilamiento de las parasecuencias que los conforman.

El concepto de parasecuencia es difícil de establecer, debido a lo general de su definición. Van Wagoner (1995), menciona que concierne a una sucesión de capas o estratos relativamente concordantes, los que están relacionados genéticamente y están limitados por superficies de inundación. El problema de esta idea reside en que no especifica que superficie de inundación encerraría la parasecuencia, por lo que debe usarse cuidadosamente.

A continuación, se describen los cortejos sedimentarios según el modelo proporcionado por (Hunt y Tucker (1992) y Plint y Nummedal (2000).

1.5.5.3. Cortejo de sistema de estado alto (HST)

Sistema definido por la MFS en su base y en el techo por un conjunto de superficies que abarca SU, superficie regresiva de erosión marina y BSFR. Se corresponde con el estadio tardío del alza en el nivel base, cuando la tasa de sedimentación supera a la tasa de subida del nivel base, lo que ocasiona una regresión normal. Se desarrolla en plataforma donde se observan agradación y progradación que rellenan el espacio de la transgresión del TST (Fig. 1.16a).

1.5.5.4. Cortejo de sistema de estado descendente (FSST)

Abarca todos los estratos que se acumulan durante el descenso del nivel base en la porción marina de la cuenca, siendo contemporáneo a la formación de la SU en tierra. Se reconocen por depósitos someros marinos que progradan y muestran patrones de “offlap” (Fig. 1.16b).

1.5.5.1. Cortejo de sistema de estado bajo (LST)

Este sistema está limitado por una discordancia subaérea que continua como una conformidad correlativa en ambiente marino en su base; en su techo, está delimitado por la superficie de máxima regresión, principalmente en el talud y piso de cuenca. Se forma en los inicios del aumento en el nivel base, cuando la tasa de sedimentación es superior a la tasa de subida del mar.

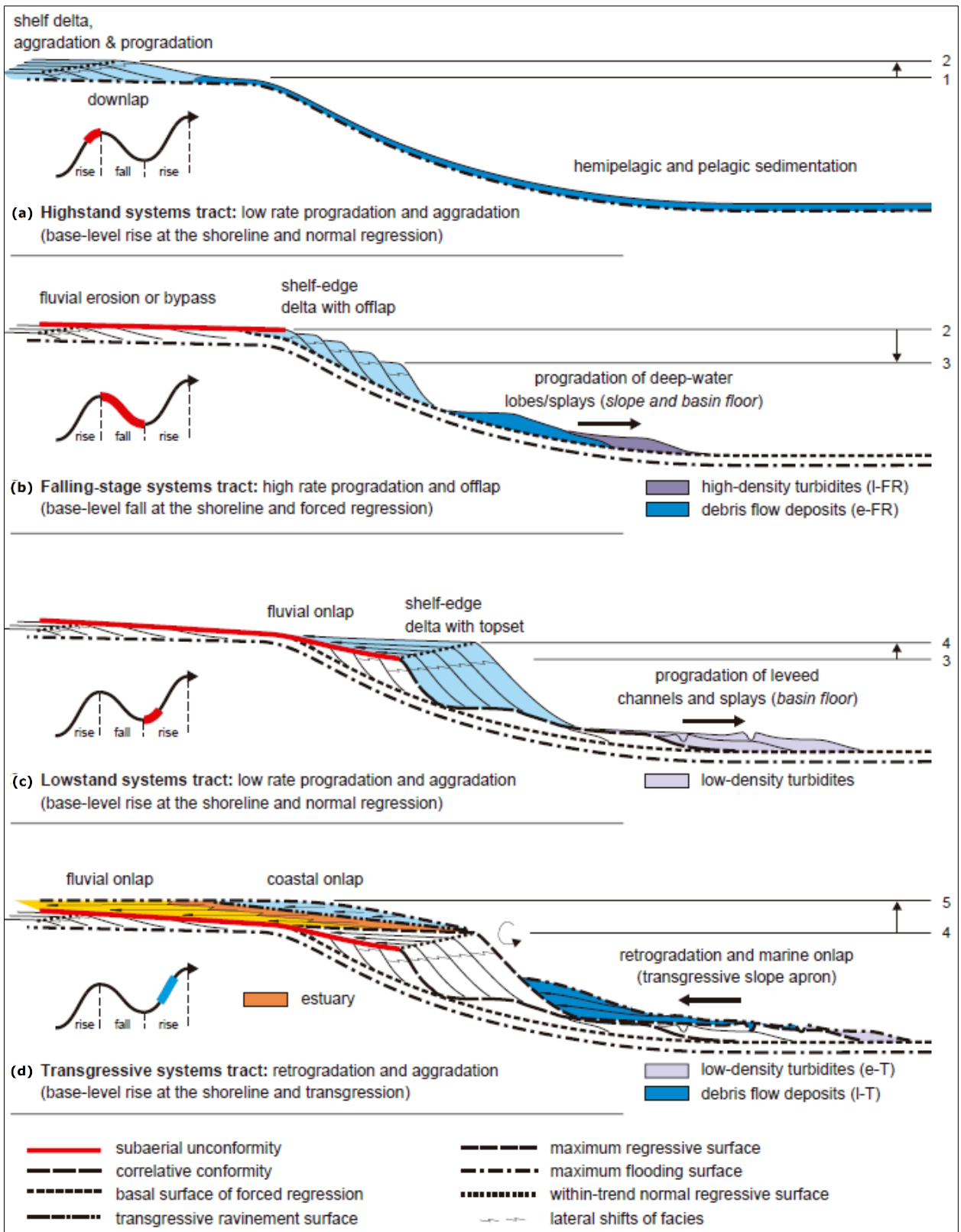


Figura 1.16 - Resumen de los cortejos o “tracts” de sistemas deposicionales según el modelo de Hunt y Tucker (1992) y Plint y Nummedal (2000, 2016), usado en este estudio. Se muestra la relación entre las superficies de secuencias estratigráficas y las variaciones del nivel base. (a) HST, (b) FSST, (c) LST y (d) TST (Tomado de Catuneanu, 2006)

Este cortejo incluye el sedimento grueso de las secciones marinas y no marinas, donde abarca la porción superior en un perfil granocreciente en el caso marino y la parte inferior en un perfil granodecreciente para un ambiente no marino. Para este cortejo, se tienen bajas tasas de progradación y agradación. En cuanto a sus terminaciones estratigráficas, tiende a mostrarse en “onlap” asociado al talud y en “downlap” en el piso de cuenca (Fig. 1.16c).

1.5.5.2. Cortejo de sistema transgresivo (TST)

Está delimitado por la MRS en su base y por la MFS en su techo. Se genera cuando la tasa de subida del nivel base es mayor que la tasa de sedimentación. Se deposita en patrones retrogradacionales, que en perfiles se observa como sedimento granodecreciente tanto en las secciones marinas y no marinas, además de terminaciones en “onlap”. Puede presentar “ichnitas” relacionadas a la subida del nivel del mar, así como una sección condensada de sedimentos pelágicos y hemipelágicos depositados en la plataforma, con alta presencia de glauconita (Fig. 1.16d).

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	

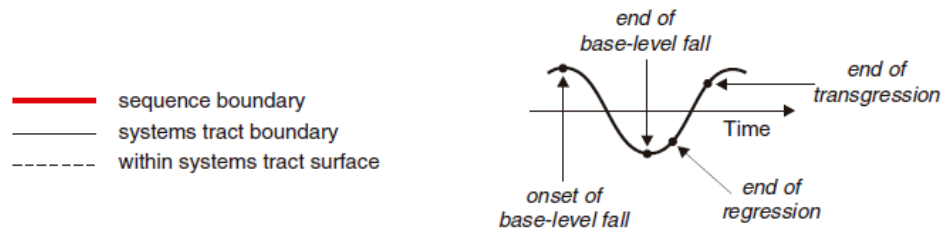


Figura 1.17 – Relación de los distintos modelos y sus respectivos cortejos con los cambios en el nivel base en el tiempo. Nótese la ubicación del límite de secuencia en cada modelo. El recuadro en azul denota el modelo usado en este estudio (Tomada de Catuneanu, 2006)

Como se mencionó al inicio de esta sección, el modelo utilizado para el presente trabajo corresponde el desarrollado por Hunt y Tucker (1992, 1995) y Plint y Nummedal (2000, 2016), denominado Secuencia Depositional IV por Donovan (2001) y Catuneanu (2006). Estos utilizan

como límite de secuencia la transición desde el cortejo de sistema de estado descendente (o FSST por sus siglas en inglés) al cortejo de estado bajo (LST), el cual marca el término de la caída del nivel base (Fig. 1.17). La elección de este modelo de secuencias en particular es que los autores citados generaron su trabajo basado en depósitos de cuencas de antepaís del Cretácico en el norte de Estados Unidos, que es el contexto geológico bajo el cual se desarrolla este estudio.

1.6. Geología Regional

La Cuenca de Magallanes comprende un área de más de 160000 km² ubicada en el extremo sur de la placa Sudamericana. Tiene un relleno sedimentario que superaría los 8000 m de espesor en el depocentro, cercano a Punta Arenas, disminuyendo gradualmente hacia el norte y el este (Fig. 1.18). Los límites norte y este están definidos por el arco Río Chico - Dungeness; al oeste se encuentra el Batolito Patagónico y la Faja Plegada y Corrida de Magallanes, mientras que el límite sur está formado por una zona compleja de acortamiento cortical y fallas de rumbo generadas a lo largo del margen de las placas de Sudamérica y Scotia (Mobil, 1979; Biddle et al., 1986).

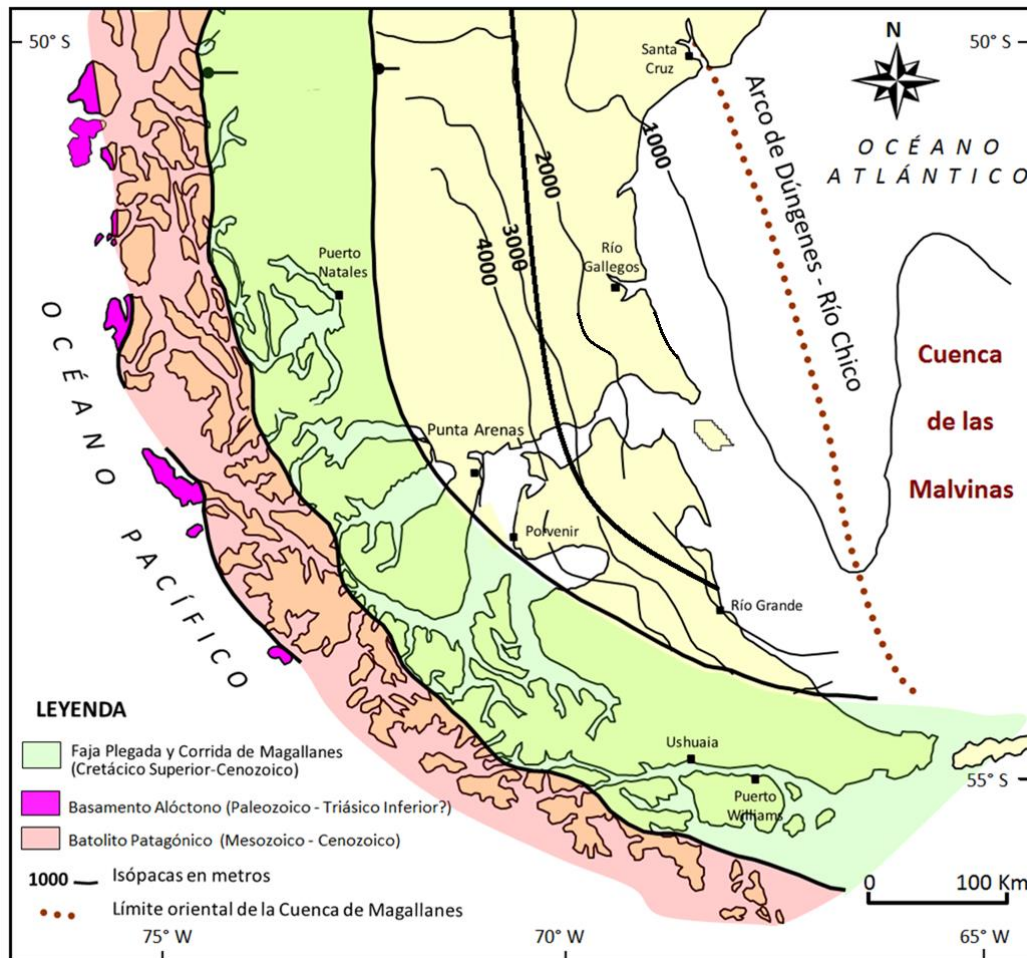


Figura 1.18 – Marco geológico general de la Patagonia. En amarillo, zona de antepaís con isopacas (Modificada de Wilson, 1991)

La evolución de la Cuenca Austral - Magallanes se puede dividir en dos etapas (Figs. 1.22 y 1.23). La primera se vincula a extensión, asociada a la ruptura inicial de Gondwana, que afectó

todo el sector austral de la Patagonia entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano. La segunda es como cuenca de antepaís, iniciada aproximadamente a los 115 Ma en su porción mas septentrional, que se produjo por la carga tectónica registrada en el margen pacífico occidental de la placa Sudamericana una vez comenzada la apertura del Océano Atlántico en el Aptiano a los 120 Ma (Biddle et al., 1986; Uliana et al. 1989; Mpodozis et al. 2011).

1.6.1. Etapa Extensiva

En las postrimerías del Triásico, asociado a la fragmentación de Gondwana y a la consiguiente reorganización de las placas litosféricas, se dieron las condiciones para generar un importante tectonismo de extensión en el margen sur del supercontinente. Esto habría promovido el adelgazamiento y desmembramiento de Gondwana desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Medio (Fig. 1.19a), dando pie para la creación de las Cuencas extensionales de “rift” de Rocas Verdes y de las Malvinas. Estudios recientes proponen un modelo de “rift” diacrónico anterior a la apertura del Océano Atlántico para la Cuenca de Rocas Verdes. De sur a norte, decrece tanto la magnitud del “rifting” como de la edad inicial de este proceso, teniéndose una edad de génesis de esta cuenca de 178 a 172 Ma en Última Esperanza y los Andes Fueguinos, hasta una edad de 154 a 147 Ma en las cercanías de los Lagos Viedma y Argentino (Malkowski et al., 2016).

Hacia el límite entre Jurásico y Cretácico, la expansión de la Cuenca de Rocas Verdes junto con el término de la etapa de “rift” originan un cambio en la velocidad de expansión de las placas litosféricas, lo que permitió establecer en sus bordes condiciones de margen pasivo y subsidencia termal que duraron hasta el Aptiano (Fig. 1.19b). La ruptura provocó el fallamiento normal del Basamento Metamórfico Paleozoico, generando grábenes y hemigrábenes de orientación preferente nor-noroeste, dentro de los cuales se depositaron sedimentos continentales coluviales, marinos someros y volcánicos de la Formación Tobífera. El estilo estructural de los estratos depositados indica una depositación “synrift” con cuñas sedimentarias, con inclinaciones homoclinales divergentes y antitéticas a las fallas que limitan los bloques (Harambour y Soffia, 1988; Uliana et al., 1989; Mpodozis et al., 2011). Es en este periodo que se deposita un arreglo retrogradacional sobre la Serie Tobífera y el Basamento Metamórfico Paleozoico, que deja como facies basales los ciclos arenosos de la Formación Springhill (Figs. 1.19c y 1.21), con un espesor de entre 30 a 40 m en promedio, rellenando principalmente las depresiones generadas durante la etapa de “rift” y sedimentando facies marinas pelíticas ricas en contenido orgánico hasta el Aptiano. Son estos depósitos los que se convertirían en las rocas madres de la cuenca (Biddle et al., 1986; Galeazzi, 1998).

1.6.2. Etapa de Cuenca de Antepaís

El período comprendido entre el Aptiano y el Coniaciano es una época de transición desde la fase dominada por extensión y subsidencia termal del Jurásico Tardío a otra desarrollada entre el Cretácico Tardío y la actualidad, donde la compresión, transcurrancia y subsidencia flexural producidas en gran parte por el apilamiento tectónico que dio origen a la Cordillera Patagónica Austral predominaron.

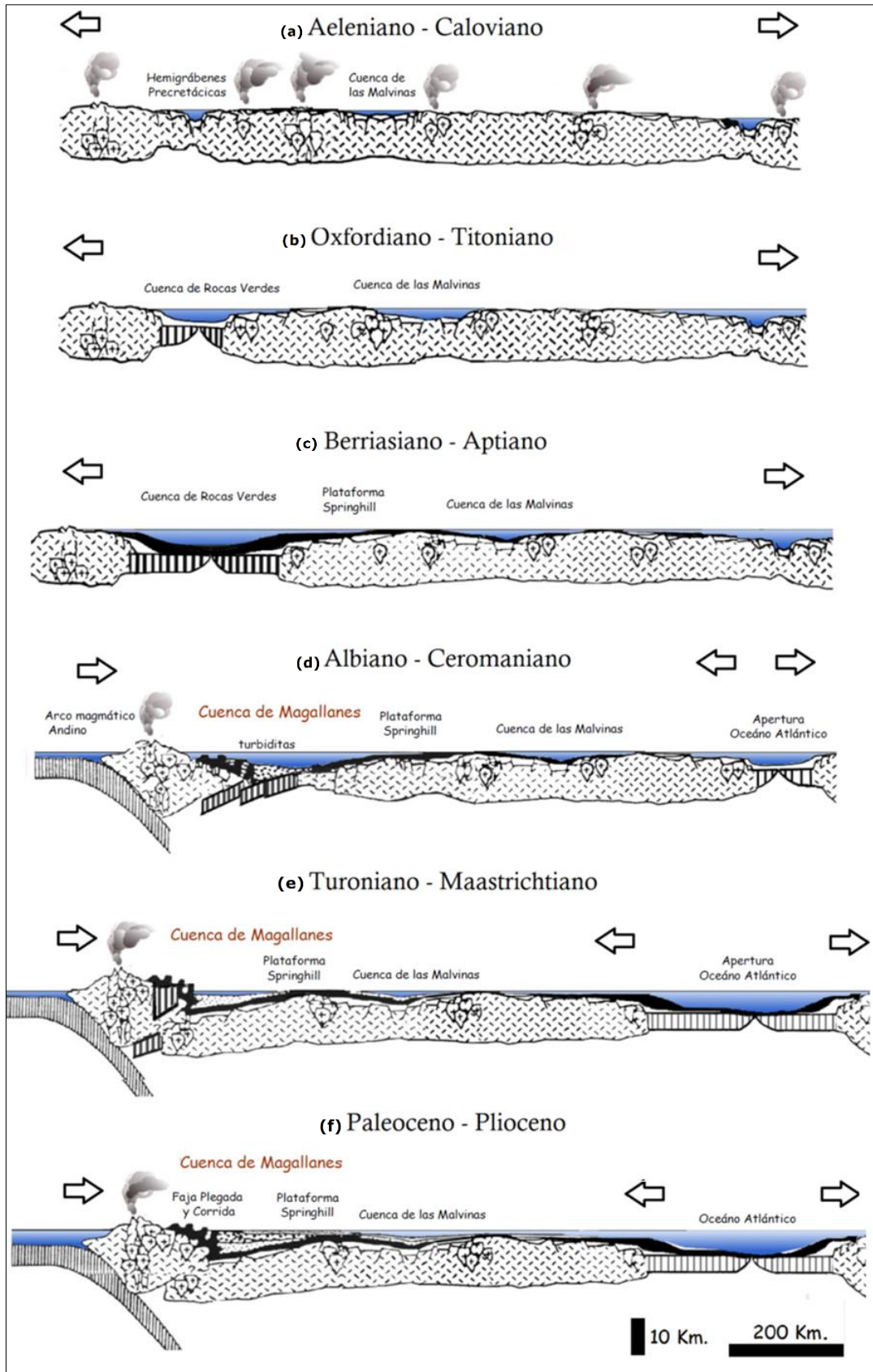


Figura 1.19 - Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes. Las primeras tres representaciones corresponden a la etapa extensiva; las tres últimas la etapa de cuenca de antepaís, siendo la última la que concentra el estudio (Tomada de Mella, 2001; modificada de Galeazzi, 1994)

Los continuos cambios de configuración entre las placas oceánicas y centros de expansión, además de las variaciones sufridas por la losa subductada en relación a su ángulo y velocidad de convergencia contra la Placa Sudamericana, permitieron la formación de la Cuenca de Antepaís de Magallanes. Los trabajos efectuados por distintos autores y la información de afloramientos y subsuelo, han permitido establecer la existencia de cuatro megasecuencias de antepaís o “forelands” que se desarrollaron sucesivamente, y cuyas configuraciones y geometrías están ligadas a la deformación del frente orogénico y su dirección de avance, lo que ve reflejado en el registro estratigráfico (Fig. 1.23; Mella et al., 2007; Mpodozis et al., 2011).

La apertura del Océano Atlántico a comienzos del Cretácico Tardío y el aumento de las velocidades de separación de las placas continentales por la fragmentación de Gondwana, indujeron el inicio de un régimen tectónico compresivo, con lo cual la Cuenca de Rocas Verdes cesó en su subsidencia termal y su margen pacífico comenzó a ser comprimido y deformado desde el suroeste (Fig. 1.19d). Esto generó un intenso plegamiento y metamorfismo de sus depósitos y la inversión de la antigua cuenca extensional, la que se cerró durante el Coniaciano. Debido a la respuesta isostática, a la inversión y carga tectónica asociada a esta compresión y al apilamiento del material derivado de la Cuenca de Rocas Verdes, se depositaron los sedimentos que conforman la primera megasecuencia de antepaís inmediatamente al este de la zona plegada, correspondiente al dominio más occidental de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes y que permaneció activa desde el Cretácico Tardío al Cenozoico (Biddle et al., 1986; Harambour y Soffia, 1988; Mpodozis et al., 2011).

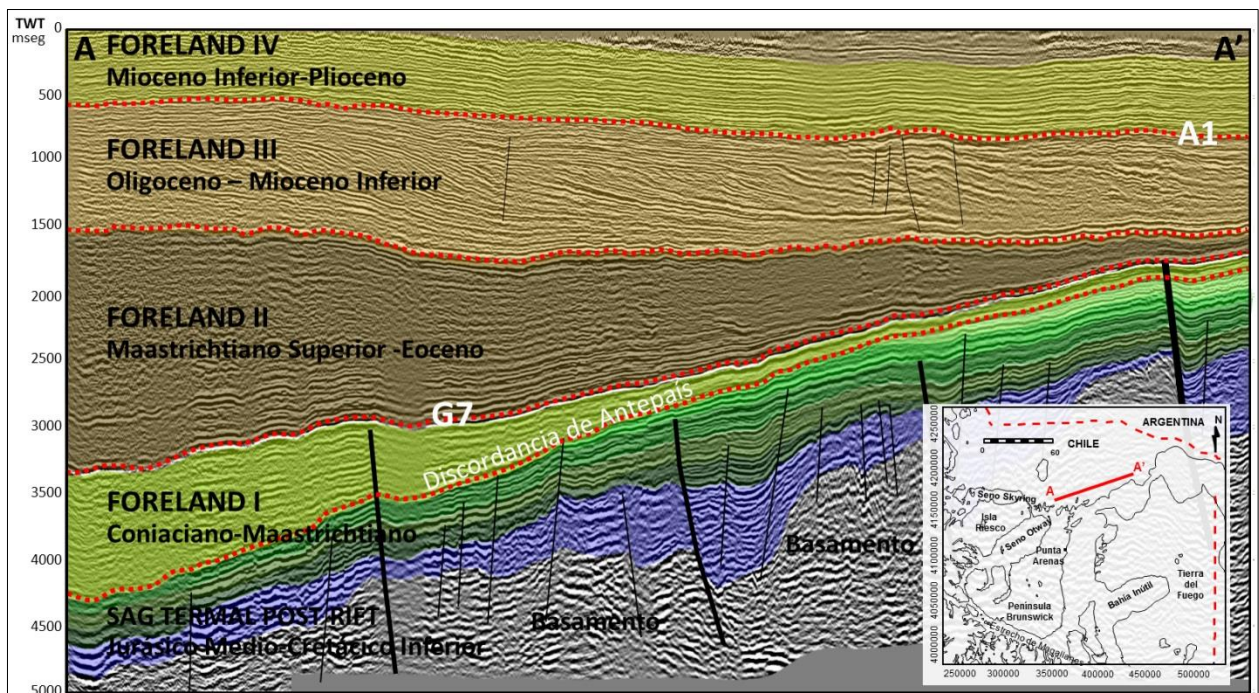


Figura 1.20 - Perfil sísmico este-oeste en el continente donde se observan las megasecuencias de Antepaís (“Forelands”) de la Cuenca de Magallanes, además de los depósitos “synrift” (azul) y basamento (gris). Las nomenclaturas G7 y A1 corresponden a marcadores eléctricos definidos por ENAP (Tomado de Gallardo, 2012; modificado de Mella et al., 2010)

Este primer ciclo sedimentario que se desarrolló durante el Coniaciano - Campaniano, se caracterizó por una importante regresión de los márgenes de la cuenca, que incluyen un complejo sedimentario controlado por el desarrollo de abanicos turbidíticos, cuya fuente de detritos fue la erosión de la cordillera cretácica. El ciclo regresivo culmina en el Campaniano - Maastrichtiano con una alzada regional del nivel base, que habría propiciado la invasión de la cuenca, hasta ese momento hambrienta o “underfilled” (Fig. 1.19e). En precordillera, este ciclo sedimentario se expresa con una serie compuesta por sistemas de progradación deltaicos provenientes desde el norte y oeste (Mella, 2001; Mella et al., 2007; Mpodozis et al., 2011). Malkowski et al. (2016) indican que existe una variabilidad espacial importante tanto en tiempo como en estratigrafía en las etapas iniciales de la cuenca de antepaís. La transición desde lutitas a depósitos de grano grueso en ambiente marino profundo marca el inicio del llenado de la cuenca, y puede ser seguido mediante correlaciones entre los 49°S hasta los 54°S. Las edades estimadas, 115 Ma en el norte de la cuenca, 92 Ma en el centro y 89 Ma en el sur, evidencian un diacronismo en el aporte de sedimentos gruesos a la cuenca, explicable por una gradual progradación de las facies marinas profundas desde el norte y/o variaciones de tiempo magnitud en la deformación y erosión de la faja plegada y corrida, lo que pudo proveer detritos localmente en algunos sectores.

Un segundo evento tectónico ocurre en el Maastrichtiano, genera el alzamiento y ‘canibalización’ del margen oeste de la cuenca de antepaís cretácica. En consecuencia, hasta el Eoceno, el depocentro avanza en dirección este, creándose un nuevo espacio de acomodación donde se desarrolla la segunda megasecuencia de antepaís. La progresiva migración del sistema de antepaís se identifica por la extensa transgresión asociada a la depositación de la Zona Glauconítica, de carácter diacrónico, y que abarcan desde el Daniano hasta el Eoceno medio (Hauser, 1964; Cañón, 1968; Natland et al., 1974; Biddle et al., 1986).

Posteriormente, en el Oligoceno, un tercer evento compresivo se desarrolla hacia el oeste de la cuenca (Fig. 1.19f). La deformación avanza hacia el oriente, afectando a la segunda megasecuencia y generando por subsidencia flexural el espacio para la depositación de la tercera megasecuencia de antepaís. Ésta se caracteriza por un arreglo de secuencias netamente progradantes que evolucionan luego a agradantes y cuyos aportes provinieron del oeste. Prueba de esta situación se da en sector occidental (Fig. 1.18), Península Brunswick, Isla Riesco y Última Esperanza, con la depositación de la Formación Loreto, y en el este, en la Formación Areniscas Arcillosas en condiciones de plataforma somera. Las facies de talud distal y piso de cuenca se reúnen en el Grupo Bahía Inútil (Keidel y Hemmer, 1931; Cañón, 1968; Mordojovich, 1951; Rose, 1977; Mella, 2001).

Al sur de la Isla de Tierra del Fuego, específicamente en Cabo San Pablo, Ghiglione (2002) menciona que en el Mioceno la orientación de diques clásticos en relación con las estructuras regionales son indicadores de una actividad tectónica transpresiva, aun presente, sumada a la deformación transtensiva neógena que se da entre las placas Sudamericana y de Scotia. Ésta última se explica como consecuencia de los fenómenos asociados a la formación de la Placa de Scotia y a la apertura del Paso Drake durante el Neógeno. Sin embargo, distintos autores (Le Roux, 2012; Malumián et al., 2013; Rivera et al., 2016) datan la apertura del Paso de Drake entre

los 38 a 34 Ma, y explican el cambio de configuración tectónica a la ruptura de Farallón y la colisión de lo Dorsal Chilena.

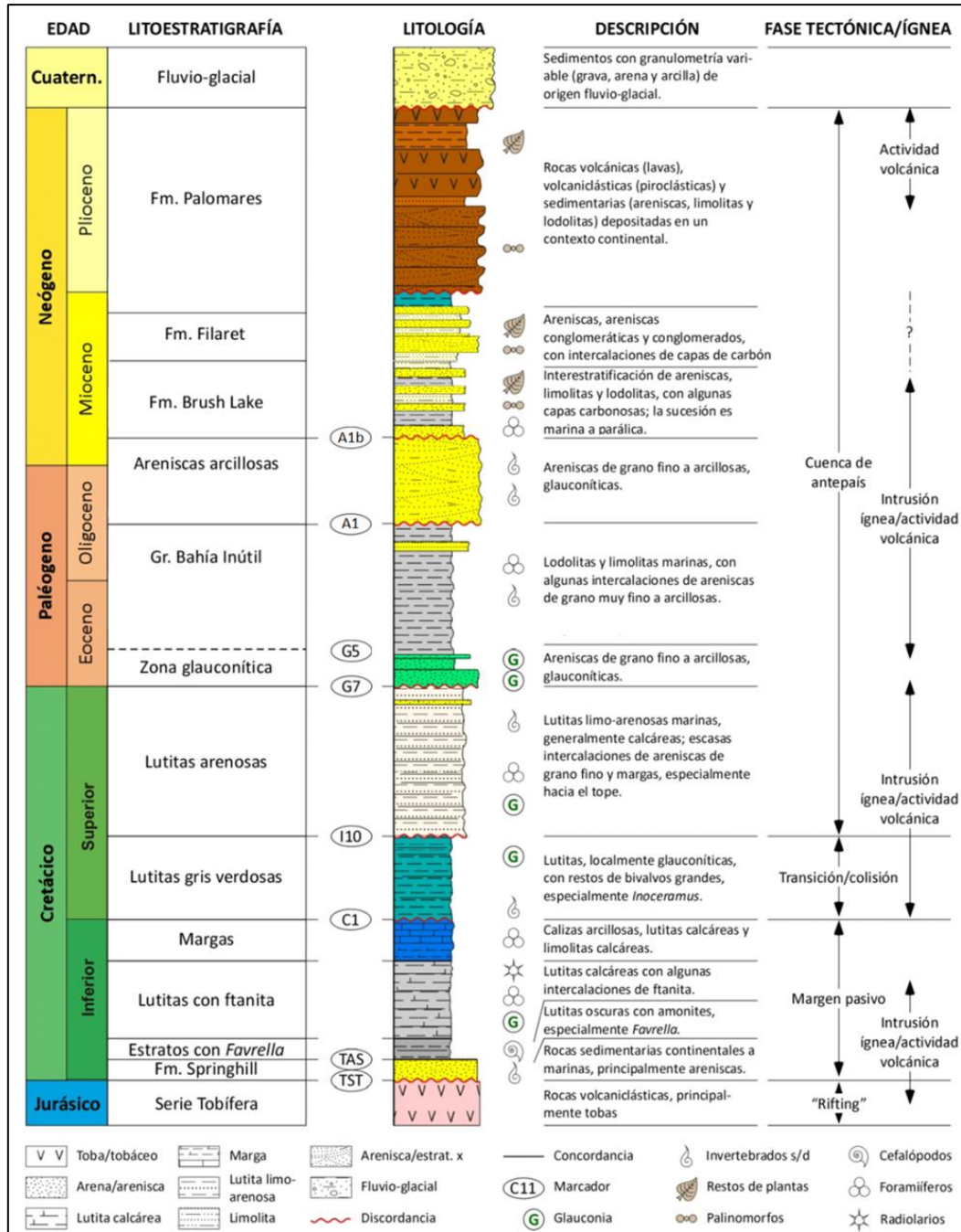


Figura 1.21 – Columna generalizada de la Cuenca de Magallanes para la porción chilena de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Se incluyen las litologías principales reconocidas en subsuelo, nomenclatura de marcadores eléctricos y fases tectónicas e ígneas reconocidas (Figura modificada, cortesía de J. Pinto)

El ingreso del mar atlántico en el Mioceno medio, restringido al este de la cuenca, queda representada en el área oriental por la Formación Brush Lake, que se interdigita al oeste con los términos basales de la Formación El Salto (Barwick, 1955; González, 1965). Estas facies, representadas por la Formación Filaret en la isla Tierra del Fuego y por la Formación El Salto al

oeste, se intercalan con depósitos volcánicos provenientes desde el este tanto en el continente como en la Isla de Tierra del Fuego, y están cubiertas por la secuencia volcánica de la Formación Palomares del Plioceno (Fig. 1.21; Keidel y Hemmer, 1931; González, 1965).

El alzamiento de la cordillera durante el Mioceno no implicó la generación de una subsidencia flexural tan marcada en el antepaís como la ocurrida en los periodos anteriores, por lo que la variación de espesor es mucho menor y con un apilamiento eminentemente concordante (Mpodozis et al., 2011). En las zonas norte y central de la Isla Tierra del Fuego se ha documentado que la Formación Brush Lake indicaría la existencia de una cuenca de antepaís con orientación NW-SE, con depocentro en el norte y centro de la Isla de Tierra del Fuego.

Finalmente, se deposita los sedimentos fluvio-glaciales del Cuaternario, asociados al desarrollo de sistemas morrénicos de las cuencas de los grandes lagos cordilleranos, los que durante los distintos periodos glaciales generaron el relieve actual (Panza, 2002).

1.6.3. Estructuras y Tectónica

A escala regional, en la Patagonia es posible distinguir dos dominios estructurales mayores. El primero es la Cordillera Patagónica (Figs. 1.18 y 1.22), resultado de la compresión que efectúa la Placa Sudamericana y que ha ocurrido desde el Cretácico Tardío hasta hoy. Ésta se expresa hacia el oeste en el Batolito Patagónico, la presencia de basamento paleozoico, lentes ofiolíticos provenientes de la antigua Cuenca de Rocas Verdes y de la Formación Tobífera, y más hacia al este, en las megasecuencias de la fase de subsidencia térmica cretácica. Estos elementos sufrieron una deformación intensa asociada a la compresión con fallamiento de piel gruesa, atestiguado por el metamorfismo de alto grado observado en la Cordillera Darwin (Mpodozis et al., 2011). En cuanto a la faja plegada y corrida externa, ésta involucra corrimientos a nivel del basamento y de la cubierta sedimentaria en pliegues de gran longitud en su borde oriental (Fig. 1.22). Los sedimentos terciarios, se muestran generalmente plegados en un monoclinal frontal o en suaves anticlinales y sinclinales asociados a un frente orogénico no aflorante. El rumbo de las estructuras del ámbito andino es paralelo a la orientación general de la cadena orogénica.

El segundo dominio está relacionado con la zona de antepaís (Fig. 1.18), donde la tectónica extensional del Jurásico Tardío condicionó el tipo de estructuras que se desarrollan hasta el presente en los estratos de los periodos jurásicos y neógenos. El basamento paleozoico y los sedimentos jurásicos se disponen en bloques estructurales rotados, limitados por fallas normales de alto ángulo, definiendo hemigrábenes donde los depósitos volcanoclásticos de “synrift” muestran típicas geometrías de cuña. La carga sedimentaria provocó la reactivación extensional de las fallas jurásicas, incrementando aún más el relieve de los pliegues generados en niveles más jóvenes. Además de estas fallas, existen un sinnúmero de fallas normales de piel delgada (deformación y fallamiento en la cobertura) dentro de los estratos cretácicos y terciarios a raíz de la flexura inducida. La flexura también forjó pendientes regionales que se incrementan en dirección suroeste, así como también en profundidad, observándose mayores repercusiones de este hecho en el sector central que en el oriental (Fig. 1.18).

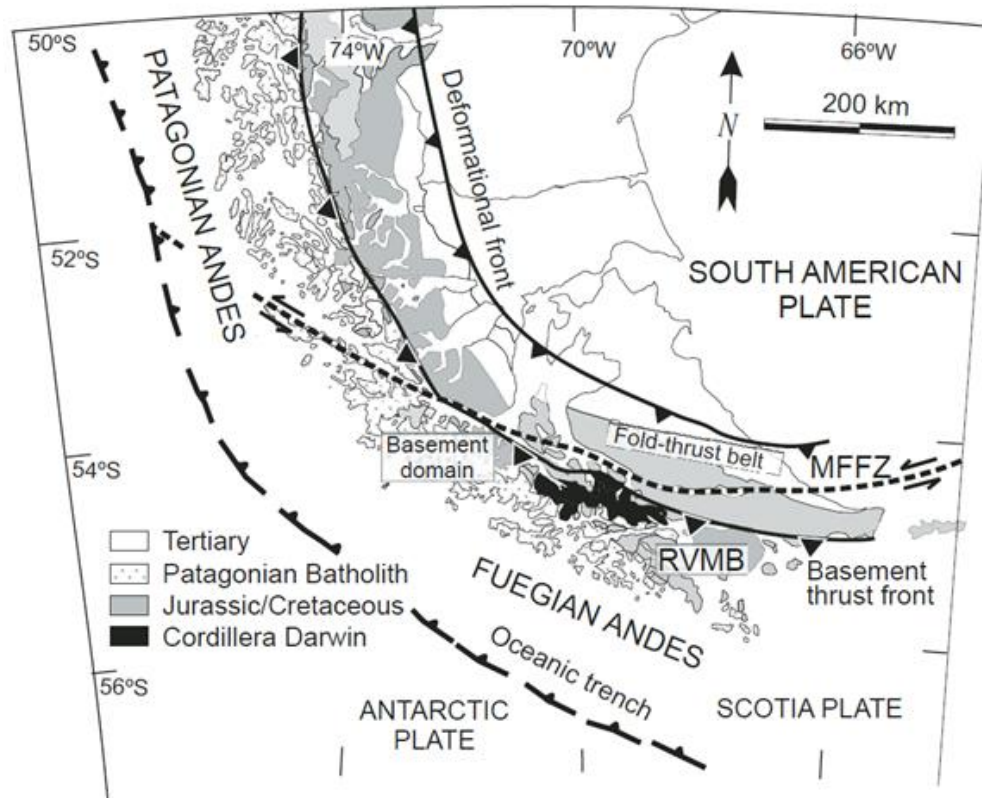


Figura 1.22 - Marco tectónico de la Cuenca de Magallanes. MFFZ: Zona de falla Fagnano-Magallanes y RVMB: Cuenca Marginal de Rocas Verdes (Tomada de Ghiglione y Cristallini, 2007)

Por último, la activación del límite transcurrente entre las placas de Scotia y Sudamérica durante el Mioceno, en la Zona de Falla Fagnano (Fig. 1.22), modificó la configuración estructural en el sector más austral de la cuenca (Fuenzalida, 1972; Mpodozis et al., 2011).

1.7. Geología de la Zona de Estudio

Los estratos presentes desde las costas de Bahía Inútil hasta las cercanías de la costa atlántica han sido descritos por autores como Decat y Pomeyrol (1931), Barwick (1949, 1955), Céspedes (1957) y Cañon (1968), quienes reconocieron 9 formaciones donde predominan arcillas, limolitas y arenas finas. Estas tienden a mostrar un rumbo nor-noroeste con buzamientos de entre 4° a 18° según indica Barwick (1955) y donde la estructura de mayor trascendencia es el Anticlinal Parafina, un alto estructural al noreste de Cabo Boquerón en cuyo flanco noreste aflora la Formación Leña Dura en la desembocadura de Chorrillo Parafina (Figs. 1.23 y 1.24).

Los pisos faunísticos, definidos por Natland et al. (1974), que están asociados a las formaciones de interés muestran que entre el Germaniano y el Cameroniano foraminíferos como *Bulimina corrugata* y *Cyclamina cancellata*, indican que la profundidad marina osciló entre los 1000 a 2000 m al ser fauna de agua profunda. Posteriormente, desde el piso Rosariano, los fósiles atestiguan que la tasa de sedimentación fue mayor que la tasa de subsidencia, provocando la colmatación de la cuenca, somerizándose a partir del Oligoceno (Fig. 1.2; Natland et al., 1974; Mobil, 1979).

A continuación, se describirán brevemente las formaciones del área de estudio basado en la información recolectada por distintos autores. Los fósiles mencionados fueron nombrados según nomenclatura interna de ENAP, debido a la falta de correlación de datos globales en la época que fueron definidos.

1.7.1. Formación Leña Dura

Corresponde a la base del Grupo Bahía Inútil, siendo su localidad tipo el río homónimo, ubicado al sur de Punta Arenas (Decat y Pomeyrol, 1931). Ésta se encuentra distribuida en las vecindades del Cabo Boquerón y se divide en dos miembros. El miembro inferior denominado Cameron, de aproximadamente 160 m de espesor, está expuesto en los alrededores de Punta Cameron y en la desembocadura del Chorrillo Parafina (Fig. 1.23), y su litología presenta limolitas grises a verdosas con glauconita y areniscas finas con numerosas concreciones calcáreas; Boquerón, el miembro superior, se ubica en las cercanías del Cabo Boquerón y aflora como lutitas limosas grises a verdosas con glauconita y lentes de limolita arcillosa, encontrándose bancos de caliza en concreciones lenticulares y/o esféricas y abundante contenido de microfauna, con un espesor de 770 m. aproximadamente. En cuanto a sus relaciones de contacto, Leña Dura sobreyace a la Formación Tres Brazos e infrayace a la Formación Bautismo de manera concordante. Su espesor según Céspedes (1957) sería cercano a los 1000 m, sin una base reconocible (Fig. 1.24).

Kniker (1949) le otorgó una edad eoceno temprano, mientras que Thomas (1949) y Fasola (1969) mediante palinomorfos la asignaron al eoceno tardío. La presencia de *Testacarinata inconspicua* da un biocron de entre 44 a 38 Ma (Malumián et al., 2013), mientras que Rivera et al. (2016) proponen una edad Bartoniano (41.2 a 37.8 Ma) debido a la presencia de una discordancia entre las formaciones Leña Dura y Tres Brazos. Entre los fósiles registrados por Barwick (1949) y Céspedes (1957) y Cañon (1968), se encontraron en el Miembro Cameron gastrópodos (*Turritella*), lamelibranquios (*Pinna*) y cefalópodos (*Aturia*), *Cibicides sp. 29*, *Vaginulinopsis sp. 78* y *sp. 26*; y en el Miembro Boquerón *Elphidium sp. 3*, *Virgulinea sp. 6*, *Marginulina sp. 103* y *77*, *Cibicides sp. 37*, *Clavulinoides sp. 2*, lamelibranquios (*Pinna*) y corales (*Caryophyllia*). Malumián et al. (2013) lo correlaciona con la Formación Leticia en Argentina y se interpreta como un complejo de talud y abanico de piso de cuenca, siendo la zona axial de la cuenca terciaria.

1.7.2. Formación Bautismo

Ubicada en la costa norte y sur de Bahía Inútil, fue definida por Barwick (1949), siendo su localidad tipo el río Bautismo, en la costa sur de Bahía Inútil. Céspedes (1957) la describió como una banda de afloramientos casi continua desde Bahía Inútil, pasando por San Luis hasta el Río Santa María, presentando un espesor promedio de 150 m, que se engrosa hacia su localidad tipo alcanzando los 280 m. Está constituida de limolita gris verdosa y arenisca fina con algo de glauconita y bancos concrecionarios de limolita calcárea. Bajo ella se encuentra la Formación Leña Dura y en su parte superior, la Formación Discordia, ambas concordantes (Fig. 1.24).

La Formación Bautismo tiene asignada una edad eoceno tedio (Kniker, 1949), aunque actualmente se asocia al eoceno tardío (Malumián et al., 2013). Se encontraron foraminíferos tales como *Cibicides sp. 32*, *Elphidium sp. 3*, *Uvigerina sp. 8*, *Virgulina sp. 12* (Barwick, 1949; Céspedes, 1957), y estudios más recientes de Malumián et al. (2013) indican abundancia de nodosariáceos. En el continente, se le correlacionó con el Miembro Ciervos de la Formación Loreto, siendo su ambiente de depositación semejante al de la Formación Leña Dura, es decir, complejo de talud y abanico de piso de cuenca (Malumián et al. 2013).



Figura 1.23 - Mapa con las principales localidades del sector estudiado. En amarillo, el perfil regional

1.7.3. Formación Discordia

Definida por Barwick (1949), siendo su localidad tipo el río del mismo nombre, fue reconocida a lo largo de la costa norte de Bahía Inútil, desde Chorrillo Fortuna hasta las cercanías de Punta Discordia (Fig. 1.23). Su litología consiste en lutita limosa de tonalidad gris clara, sin estratificación y con bancos de caliza en concreciones lenticulares menores al metro. De manera concordante, sobryace a la Formación Bautismo e infrayace a la Formación Santa Clara, con espesores que varían entre 1650 a 1300 m en la costa norte de Bahía Inútil (Fig. 1.24; Céspedes, 1957).

La edad estimada de esta formación es eocena media a tardía. En cuanto a su registro fósil, contiene lamelibranquios (*Pinna*, *Cucullaoa sp. 1*), corales (*Caryophyllia*), *Cibicides sp. 3*, *Hectuvigerina sp. 2*, *Lagena sp. 80*, *Marginulina pecketensis*, *G. Labiacrassata* y *Subbotina minima*, entre otros. Se equipara por edad con el miembro superior de la Formación Cerro Colorado hacia Argentina y con la Formación Loreto hacia el oeste en Chile, interpretándose su depositación en un ambiente de talud y abanico de piso de cuenca (Kniker, 1949; Barwick, 1949; Malumián et al., 2013).

1.7.4. Formación Santa Clara

Siendo su localidad tipo el valle del Río de Oro, se extiende desde la mina Santa Clara hasta 5 km aguas arriba del Río del Oro. Barwick (1949) la identificó como una arenisca arcillosa fina a gruesa de color gris claro que presenta mala selección. La arenisca la forman clastos de cuarzo, feldespato, biotita y fragmentos metamórficos. Céspedes (1957) la describe con intercalaciones de limolita carbonosa y lentes de arenisca, además de contener restos carbonosos. Estratigráficamente, se observó concordante sobre la Formación Discordia y bajo la Formación Puerto Nuevo, con un espesor aproximado de 450 m (Fig. 1.24).

Kniker (1949) le otorgó una edad oligocena, según los fósiles de gastrópodos (*Polínicas*) y lamelibranquios (*Cucullaoa sp. 1*), *Bigenerina sp. 3*, *Amolina sp. 20*, *Karrieriella sp. 2*, *Sphaeridina sp. 2*. Se le asoció con la porción superior de la Formación Loreto por Céspedes (1957) y en base a su litología de grano más grueso, Malumián et al. (2013) la conecta con el conglomerado Tchat Chii en la Patagonia argentina.

1.7.5. Formación Puerto Nuevo

Corresponde al techo del Grupo Bahía Inútil. Barwick (1949) describió esta formación en la sección noreste de la costa de Bahía Inútil, observando su distribución entre el este de Punta Discordia hasta el oeste de Puerto Nuevo. Litológicamente, se define como una lutita y arcilla limosa de tono gris claro con concreciones de caliza e intercalaciones de limolita que sobreyace a la Formación Santa Clara e infrayace a la Formación Río del Oro concordantemente, con espesores que fluctúan entre los 400 a 600 m (Fig. 1.24; Céspedes, 1957).

La Formación Puerto Nuevo tiene fue asignada por Kniker (1949), englobándola dentro del Oligoceno. Entre la microfauna encontrada, destacan gastrópodos (*Turritelas*), impresiones de equinodermos, *Karrieriella sp. 2*, *Sphaeroidina sp. 1*, *Candeina sp. 1*, *Virgulina sp. 4* y *Marginnulina sp. 89* (Barwick, 1949; Céspedes, 1957; Malumián, 2013). Esta formación es englobada en la parte superior del Grupo Bahía Inútil, correlacionable al igual que las formaciones anteriores con la Formación Loreto. Su ambiente de depositación es en abanico de talud y de piso de cuenca.

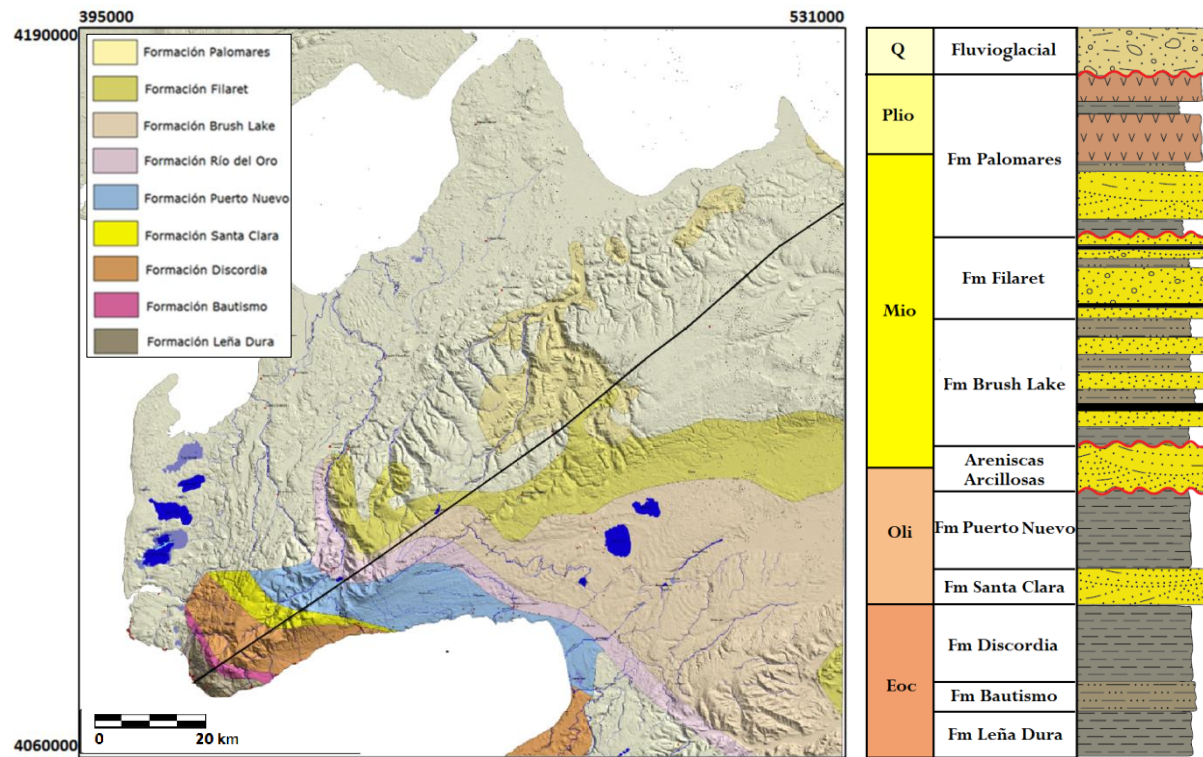
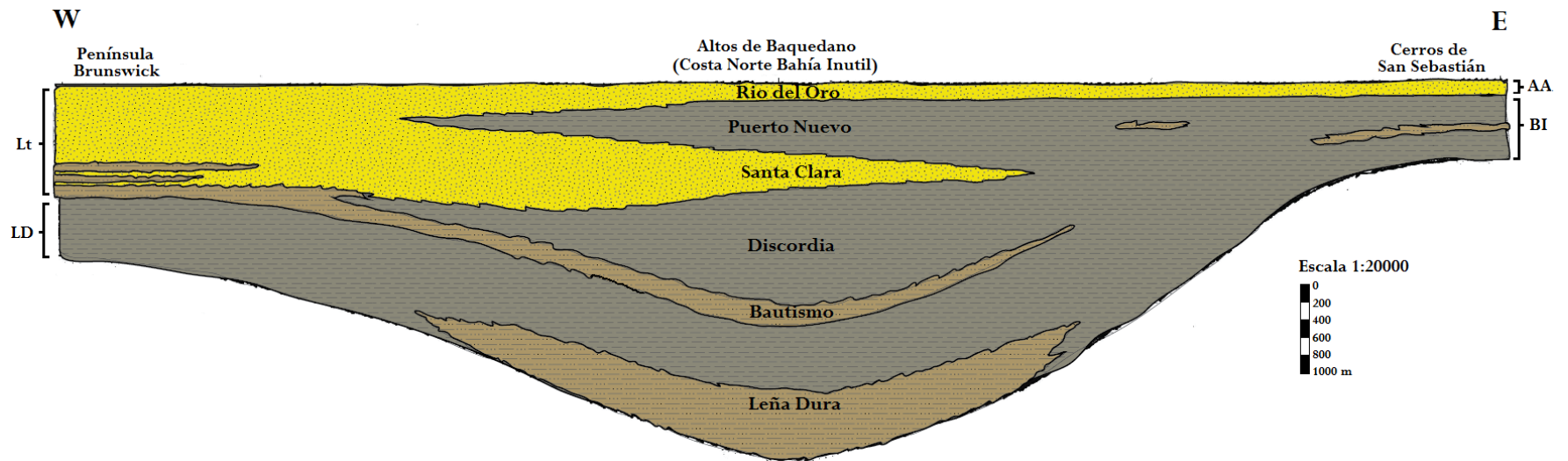


Figura 1.24 - Mapa con las formaciones del área de estudio (Céspedes, 1957) y el perfil regional (línea negra). Al costado, columna generalizada con las litologías más relevantes de cada formación. En la parte inferior se muestra la interpretación que dio Céspedes (1957) a los estratos reconocidos en la zona de estudio y su correlación con las formaciones aflorantes hacia el oeste en Península Brunswick. Abrev.: Lt – Fm. Loreto; LD – Fm. Leña Dura; AA- Unidad Areniscas Arcillosas; BI – Gr. Bahía Inútil



1.7.6. Formación Río del Oro

Descrita por Mordojovich (1951), es una unidad que se inicia en las cercanías del Río de Oro en Altos de Baquedano, terminando en las cercanías del Río Pantano hacia sureste. Fue catalogada como un paquete de areniscas arcillosas de color gris claro, con presencia de glauconita, clastos de cuarzo, rocas ígneas y arcillolitas, además de niveles de arcillolitas gris verdosas. Está concordante al Grupo Bahía Inútil en su base e infrayace discordantemente a la Formación Brush Lake, con espesores que oscilan entre los 100 y 350 m (Fig. 1.24).

Su edad establecida es oligoceno Tardía a mioceno temprana, mostrando abundante microfauna de foraminíferos (González, 1965). Esta unidad se correlaciona cronoestratigráficamente con la porción media de la Formación Loreto y hacia el este con la Formación La Desdémona, en la Patagonia argentina. En subsuelo, se relaciona con la unidad informal “Areniscas Arcillosas” (Fig. 1.28). La interpretación de su asociación microfaunal indica condiciones de depositación marina bajo ambientes de plataforma somera (Rose, 1977; Marchant, 1992; Malumián et al., 2013).

1.7.7. Formación Brush Lake

Formación nombrada por Barwick (1949), siendo su localidad tipo el sector más oeste del Lago Brush. Se encuentra ampliamente distribuida en la zona central de Tierra del Fuego hasta el valle del Río Chico, extendiéndose hacia el este en Argentina. Está conformada por arcillas limosas gris oliva y areniscas finas a gruesas verdosas con intercalaciones de delgadas capas de areniscas y calizas muy fosilíferas hacia el techo, con un espesor variable que va de los 80 a 700 m, atribuible a una depositación como sistema progradante. Se muestra discordante a la Formación Río del Oro e infrayace en concordancia a la Formación Filaret (Fig. 1.24; Cortés, 1956).

Los foraminíferos más destacables son *Cassidulina sp. 1* y *sp. 4*, *Nonion sp. 4* y *Nonionella sp. 2*, así como gastrópodos (*Turritella*, *Struthiolaria*), lamelibranquios y crustáceos. Esto permitió otorgarle una edad miocena media a tardía (Kniker, 1949; Natland et al., 1974). Mordojovich (1951) menciona que se puede interpretar como un ambiente de tipo prodeltaico, que atestigua un ambiente muy somero, donde una transgresión pudo haber provocado la depositación de los estratos arcillosos de la formación y que se expresa por su relación discordante con las otras unidades. Sin embargo, la alta potencia que expresa en algunos sectores indicaría ambientes de mayor profundidad. Se correlaciona con la porción inferior de la Formación El Salto, y hacia Argentina, es equivalente a la Formación Carmen Silva (Cortés, 1956).

1.7.8. Formación Filaret

Descrita por Céspedes y Cortés (1956), su localidad tipo se ubica en la parte central de Tierra del Fuego, aflorando hacia el noreste de Puesto López y en el área de la sección Filaret. Se compone de areniscas, areniscas conglomerádicas y arcillolitas, con intercalaciones de mantos de carbón y niveles coquinoídeos de moluscos y gastrópodos. Sobreyace aparentemente concordante a la

Formación Brush Lake e infrayace en discordancia a la Formación Palomares, con un espesor que varía entre los 260 y 400 m (Fig. 1.24).

Los abundantes foraminíferos (lamelibranquios, *Turritellas*) indican una edad miocena tardía (González, 1965). La interpretación para esta formación corresponde a una depositación bajo condiciones continentales litorales y de plataforma marina somera (González, 1965; Natland et al., 1974; Malumián et al., 2013).

1.7.9. Formación Palomares

Detallada por Keidel y Hemmer (1931), su localidad tipo se encuentra en los Cerros de Palomares, al este del Canal Fitz Roy, distribuyéndose hacia el norte hasta el paralelo 52° S y por el sureste hasta Tierra del Fuego. Sobreyace en discordancia a la Formación Filaret e infrayace en discordancia angular a la unidad Fluvioglacial. Está compuesta por conglomerados, areniscas con estratificación cruzada, tobas y brecha volcánicas y arcillas ligníticas, con un espesor cercano a los 220 m en la localidad tipo, haciéndose más potente hacia el oeste. En base a restos fósiles de *Nematherium birdi* y *Astrapotherium magnum* (vertebrados), se le asigna a la Formación Palomares una edad miocena tardío a pliocena temprana (González, 1953). El ambiente de depositación corresponde a una situación continental similar a las condiciones actuales en la Patagonia, con sistemas deposicionales de planicie aluvial y deltaica intercalados en el oeste con flujos volcánicos y caída de piroclastos (Fig. 1.24).

Un último estudio de Velásquez (2016) indica una datación de entre 22 a 13 Ma, proponiendo redefinir a la formación en dos unidades. La primera, Palomares Inferior, sería de origen volcánico y no de carácter fluvial, al estar compuesta por brechas, basaltos y flujos piroclásticos, y sería correlacionable cronoestratigráficamente con la Formación El Salto. En cuanto a la unidad Palomares Superior, ésta se habría depositado posterior a la última actividad de la faja plegada y corrida en condiciones continentales.

2. RESULTADOS

El conjunto de estratos de interés para este estudio aflora en la porción septentrional de la Isla Tierra del Fuego (Fig. 2.1). Éste comprende una amplia cuña de sedimentos terciarios que muestra su mayor espesor en dirección suroeste, disminuyendo paulatinamente su potencia hacia el noreste. Litoestratigráficamente (Fig. 1.24), la sección está compuesta por el Grupo Bahía Inútil y las formaciones Río del Oro, Brush Lake, Filaret y Palomares, correspondiendo en su conjunto a la expresión oriental de las megasecuencias de antepaís III y IV (Mpodozis et al., 2011).

Los resultados de este trabajo son presentados en dos partes: (1) trabajo de campo e (2) interpretación sísmica y de los datos de pozo, que serán consideradas posteriormente de manera integrada en el capítulo de discusión.

2.1. Trabajo de Campo

Durante el trabajo de campo, realizado durante 21 días, se registraron 455 puntos de control considerando (1) la cercanía a la línea sísmica de estudio y (2) la ocurrencia de buenos afloramientos (Fig. 2.1).

Aunque se pudo constatar en superficie la litoestratigrafía propuesta en trabajos previos, la identificación y/o definición de los contactos de formaciones no se pudo precisar con mayor detalle debido a la escasez de afloramientos continuos y a la presencia de sedimentos cuaternarios que cubren gran parte del área de estudio.

En general, hacia la base de la sección predominan las litologías finas (e.g., lutitas y limolitas) con intercalaciones locales de areniscas de granulometría fina. Hacia el tope, los estratos también contienen litologías finas, pero la granulometría tiende a aumentar, pudiéndose encontrar arenas de granulometría media e inclusive conglomerados. A continuación, se describen brevemente las unidades observadas.

2.1.1. Formación Leña Dura (Unidades Cameron y Boquerón)

Los estratos equivalentes a la Formación Leña Dura afloran al sur de Porvenir, principalmente en el sector costero del Estrecho de Magallanes hasta Cabo Boquerón, en la costa norte de Bahía Inútil. Barwick (1949) las menciona como ‘Limolita Cameron’ y ‘Lutita Boquerón’, pero luego referirse a ellas como Leña Dura en Barwick (1955). Céspedes (1957) por su parte, las trata como miembros Cameron y Boquerón de la Formación Leña Dura.

El intervalo denominado Cameron tiende a presentarse como lodolita grisácea de fractura concoidal, con concreciones calcáreas redondeadas a alargadas, con diámetro <30 cm. Contiene una gran variedad de fósiles de invertebrados, incluyendo moluscos cefalópodos, lamelibranquios y gasterópodos, briozoarios, y corales escleractínidos solitarios. También son comunes las trazas del ichnogénero *Teredolites*. En algunos afloramientos, el perfil de meteorización muestra capas de arenisca muy fina con espesores de 0.5 a 1 m (Figs. 2.2 a 2.4).

El intervalo conocido como Boquerón está compuesto por lutita masiva color gris oscuro con bancos de concreciones calcáreas alargadas o esféricas <1 m de diámetro. En algunas zonas las lutitas muestran estratificación centimétrica, observándose intercalaciones que varían de tonos claros a oscuros, con material carbonoso e impresiones de madera. Al parecer, los niveles concrecionarios se mostrarían relativamente paralelos al buzamiento de esta unidad (Figs. 2.5 a 2.7).

De relevancia es el sector de Chorrillo Parafina, destacado en los trabajos de campo de Céspedes (1957), donde como su nombre lo indica, se habrían registrado aguas iridiscentes y olor semejante a parafina, lo cual no pudo ser reconocido en dicha zona.

La litología eminentemente pelítica de esta formación, los fósiles identificados y los trabajos anteriores efectuados en el área (Barwick, 1949; Céspedes y Cortés, 1956; Céspedes, 1957; Cañon, 1968), permiten asociar esta formación a parte de un abanico de talud y/o piso de cuenca.

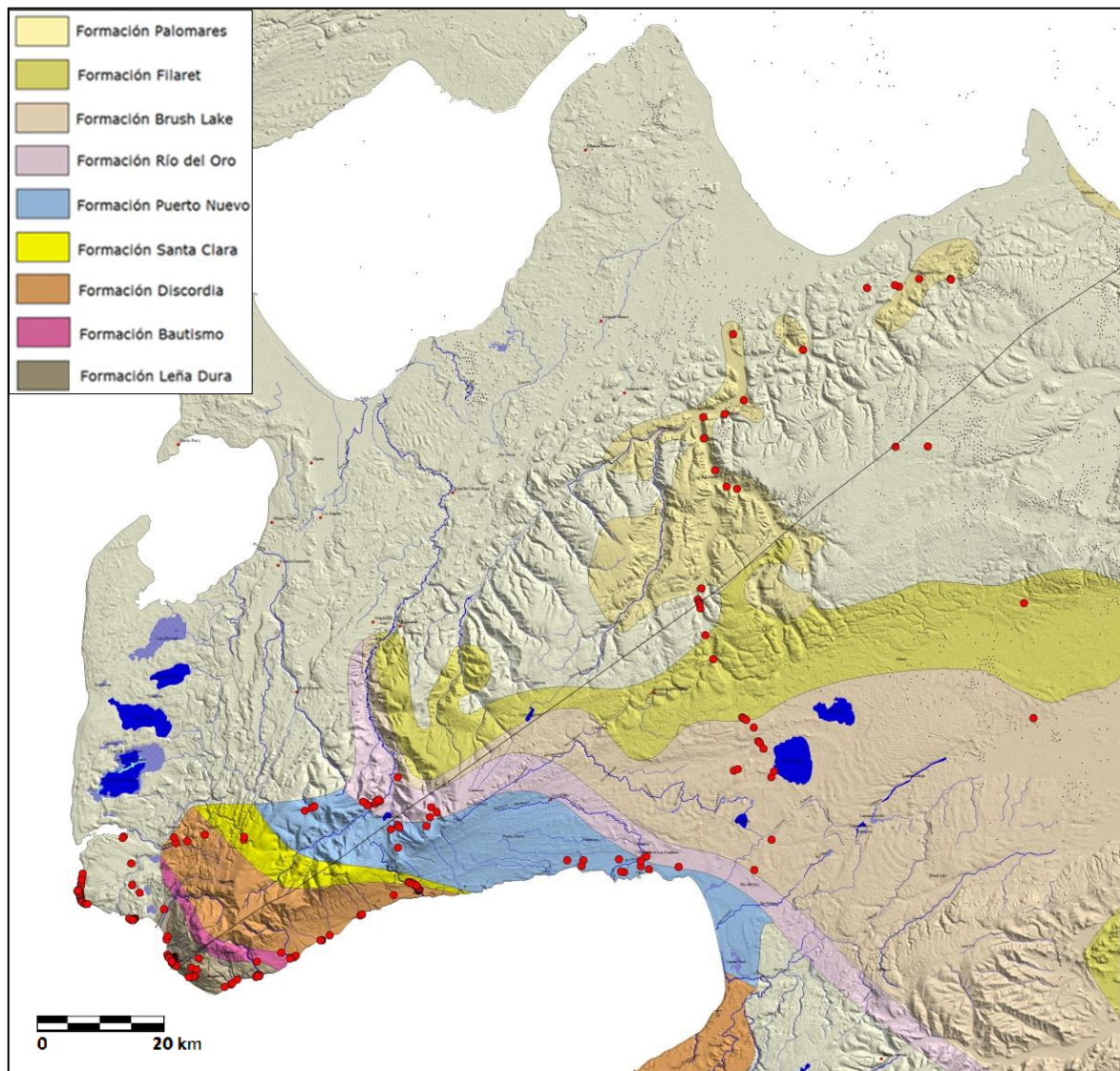


Figura 2.1: Mapa mostrando las formaciones de la zona y puntos de control (en rojo) de las campañas de terreno (Tomado de Céspedes, 1957)

2.1.2. Formación Bautismo

Los escasos afloramientos encontrados de la Formación Bautismo se ubican al este del Lago Azul y en las cercanías del Chorrillo San Luis y Caleta Rosario, en la costa norte de Bahía Inútil. Mientras Barwick (1949) la describió como “Bautismo Siltstone”, Céspedes (1957) le dio el rango de formación.

Su litología corresponde a limolita arenosa con intercalaciones de arenisca, con presencia de concreciones calcáreas irregulares a elipsoidales de variados tamaños, que tienden a ser <50 cm de diámetro. En los sectores donde predomina la arenisca, ésta es de tonos anaranjados con una granulometría fina y con estratificación cruzada. Los afloramientos tienden a estar diaclasados, aunque en algunos afloramientos puede observarse laminación. Es el aumento en la proporción de arena lo que permite diferenciarla de las formaciones infra y suprayacentes, que son predominantemente arcillosas (Fig. 2.8).

Aunque en su conjunto esta formación tiene un mayor contenido de arena, tanto la litología y microfauna indican condiciones ambientales semejantes a las reconocidas para la Formación Leña Dura (Barwick, 1949, 1955; Céspedes, 1957).



Figura 2.2 - Formación Leña Dura (unidad Cameron): limolita arenosa con intercalaciones de arenisca y concreciones calcáreas irregulares a elipsoidales de variados tamaños en Chorrillo Parafina, comúnmente <50 cm de diámetro. Estas se presentan paralelas a la estratificación (líneas punteadas) o en forma aleatoria



Figura 2.3 - Formación Leña Dura (unidad Cameron), vecindades de Chorrillo Parafina: (a) sección lateral de un cefalópodo, mostrando las cámaras internas, tabiques y posiblemente la cámara habitación; (b) restos de un briozoario

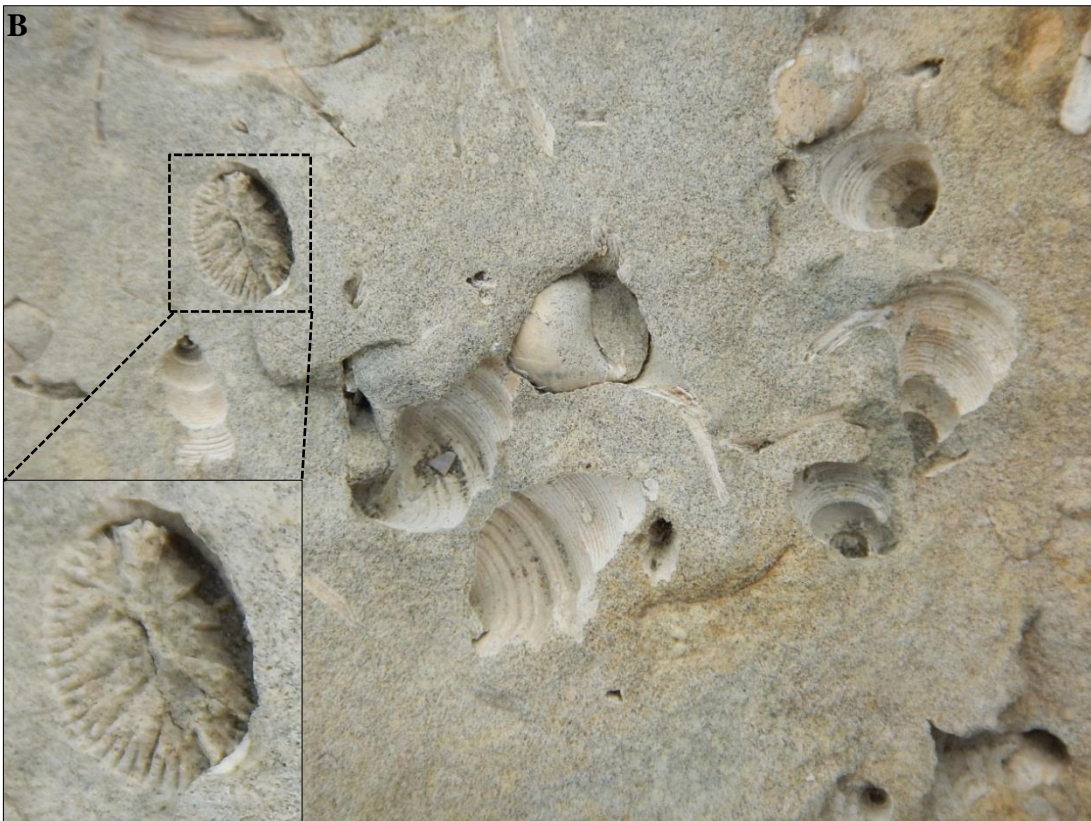


Figura 2.4 - Formación Leña Dura (unidad Cameron), fragmentos roca caída en cercanías de Chorrillo Parafina: (a) vista ventral de un nautiloídeo; (b) impresión de coral escleractínido (rectángulo punteado). También se aprecian impresiones de bivalvos

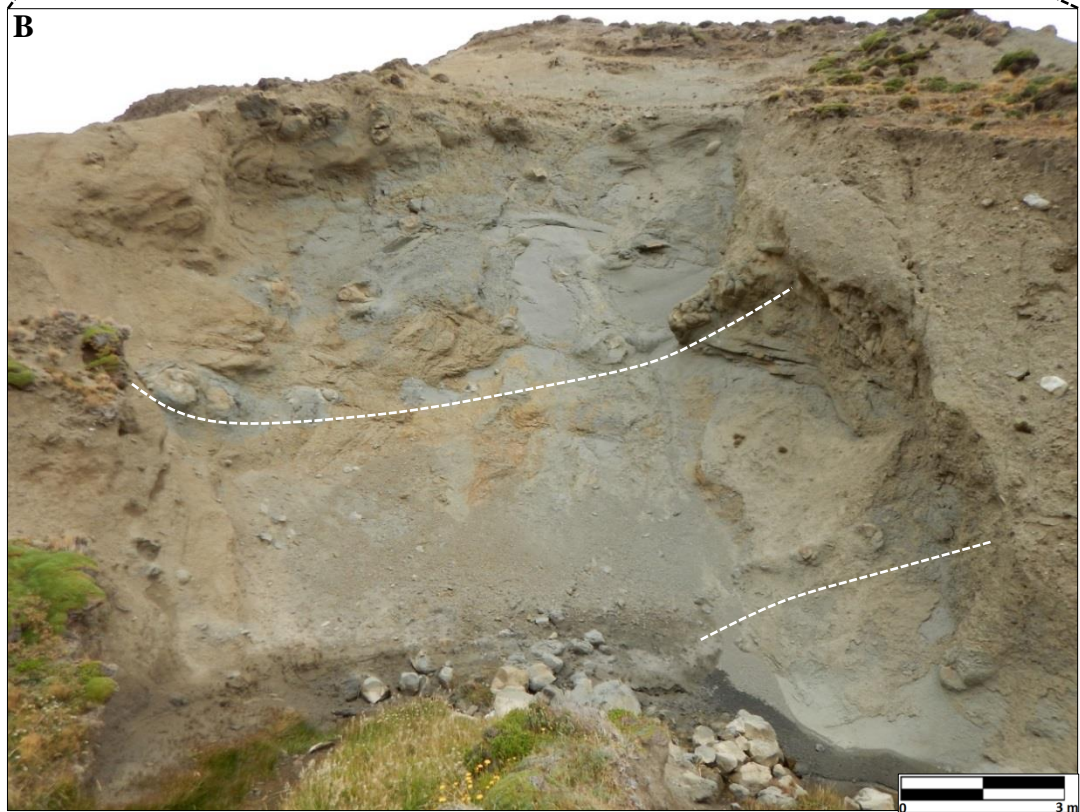
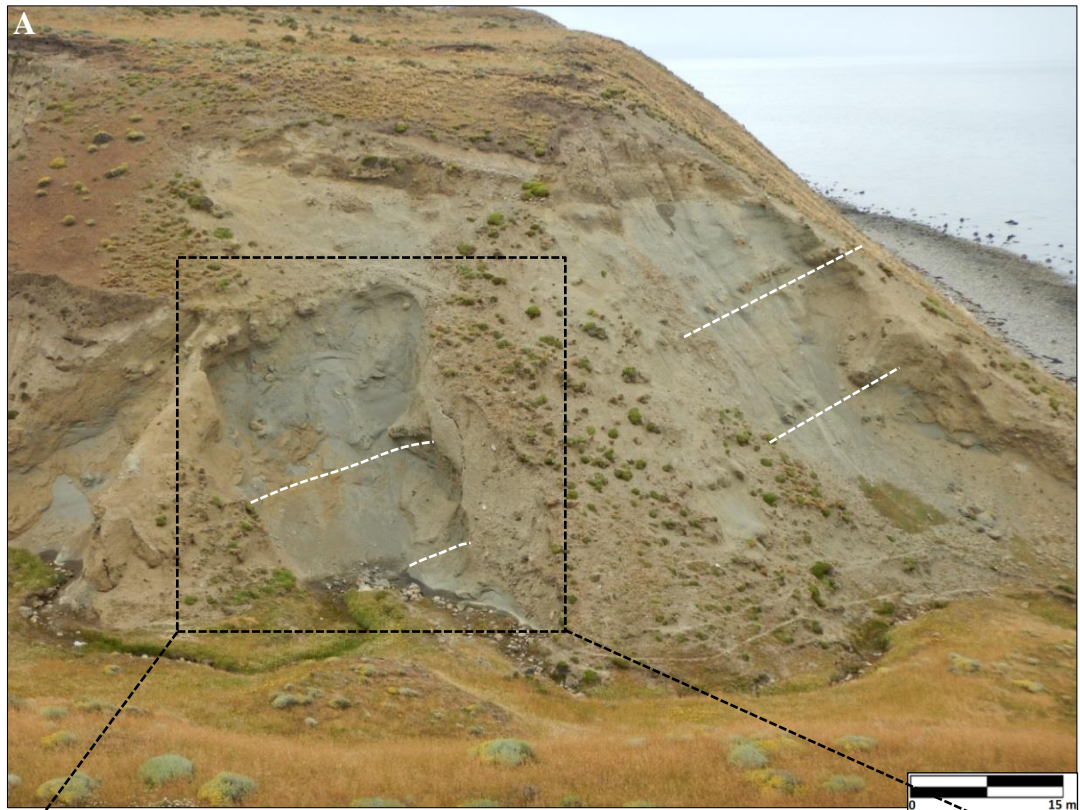


Figura 2.5 – Fm. Leña Dura (unidad Boquerón): (a) afloramiento al sur de bahía Santa María (>30 m de altura) compuesto de lodolitas grises con concreciones calcáreas en niveles subparalelos (líneas blancas); (b) detalle de (a), donde se observan los niveles calcáreos sobresaliendo (líneas blancas) y la fractura concoide de la lodolita

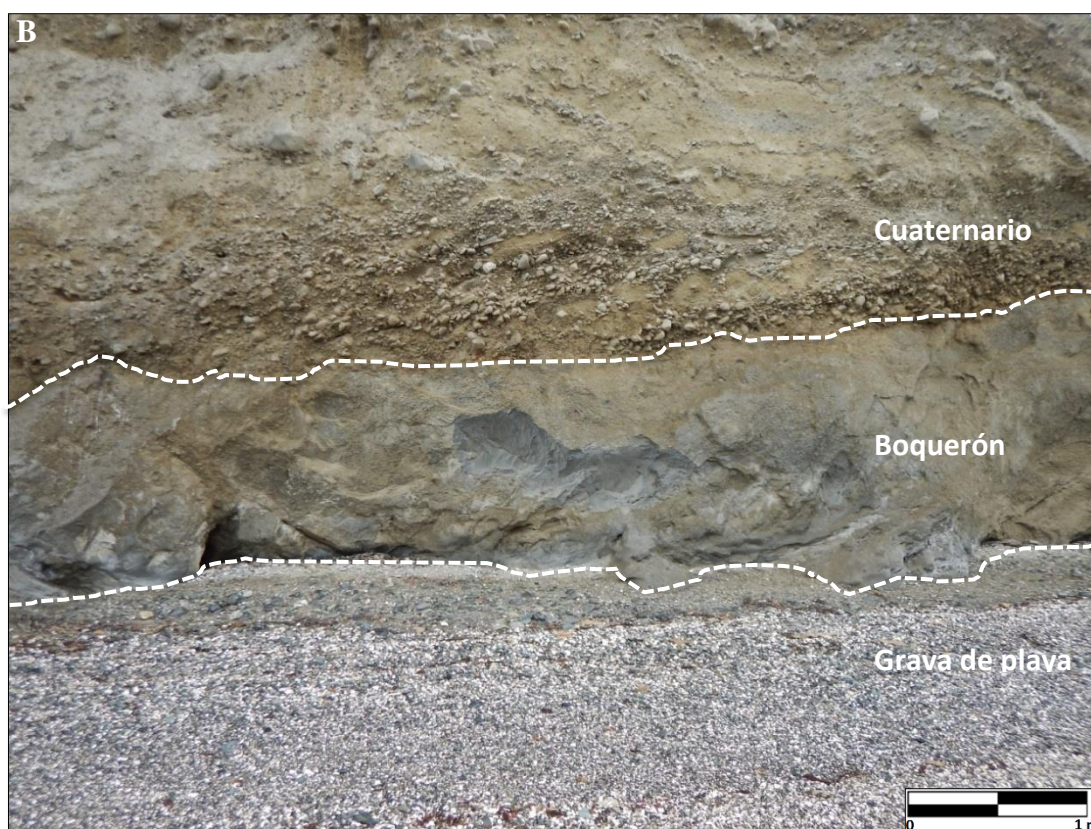
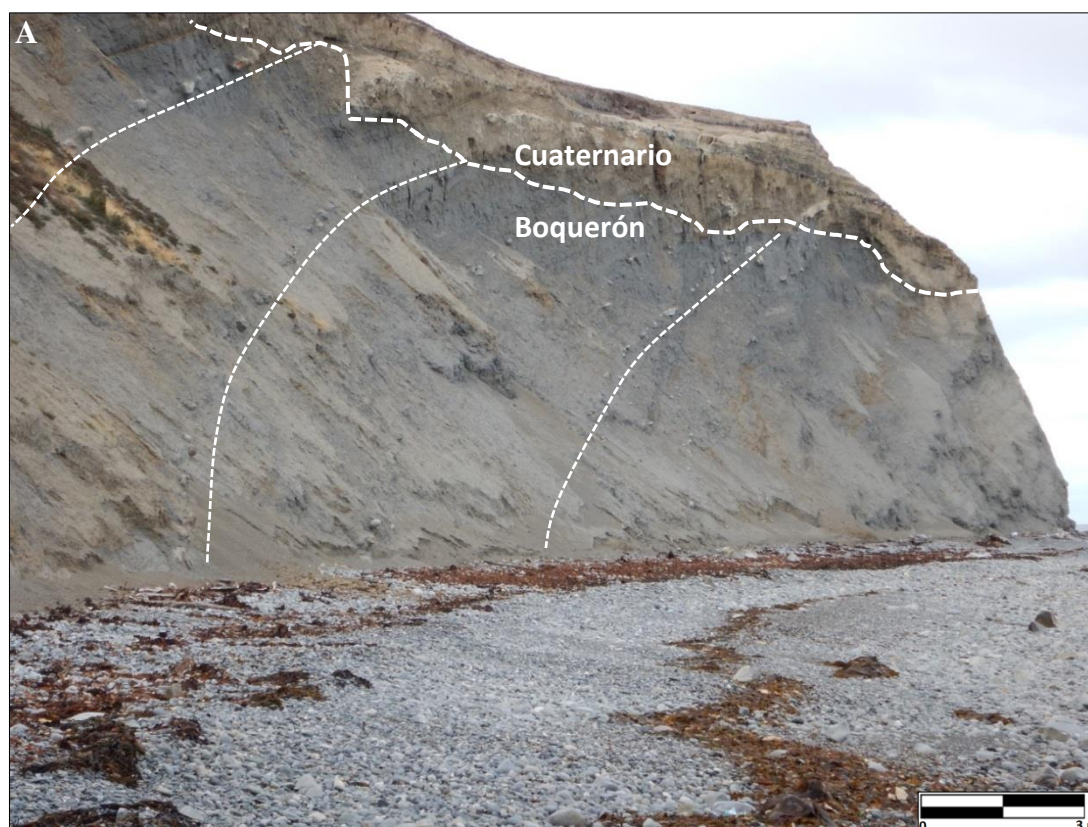


Figura 2.6 - Formación Leña Dura (unidad Boquerón), sur de San Luis: (a) Afloramiento >30 m de largo, de lutita gris con concreciones calcáreas en Cabo Manmouth, el buzamiento es de 10° a 15° NE; (b) afloramiento >5 m de lutita gris de fractura concordial cubierta por sedimento cuaternario



Figura 2.7 - Formación Leña Dura (unidad Boquerón) en Cabo Boquerón: (a) *Teredolites* expuestos en los estratos lutíticos; (b) concreciones calcáreas elipsoidales en lutita grisácea < 20 cm de diámetro

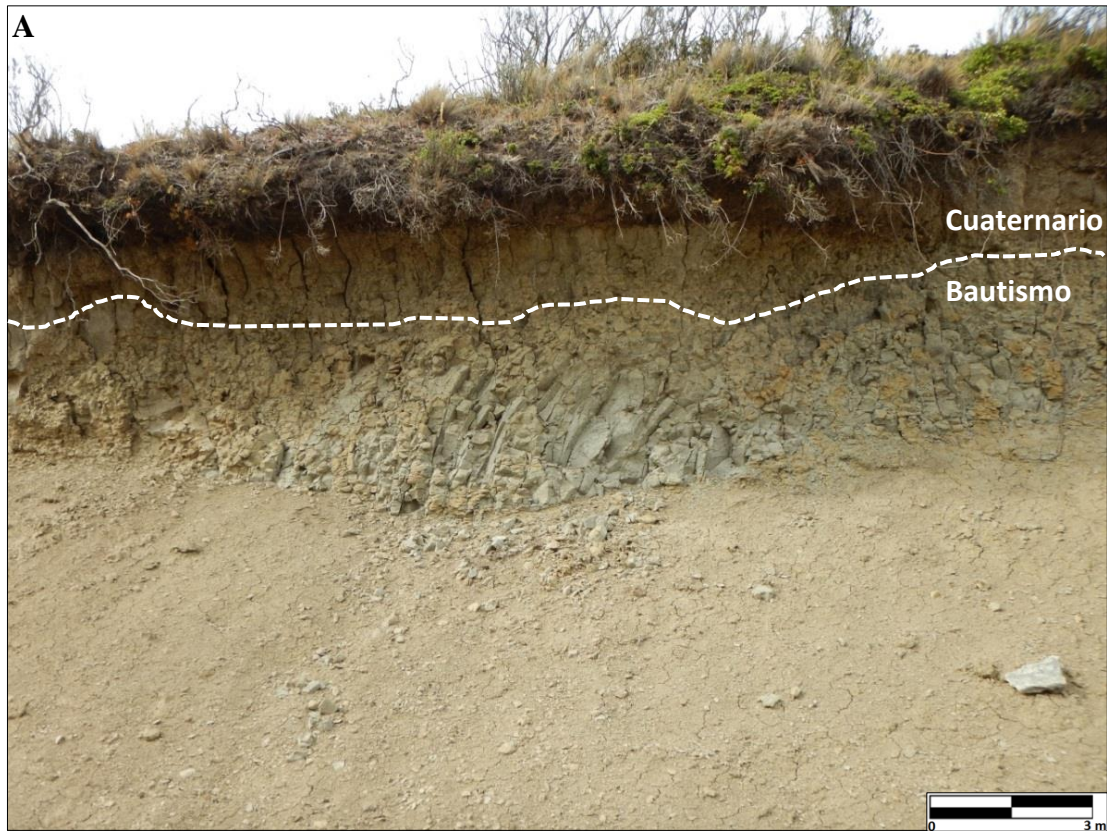


Figura 2.8 - Formación Bautismo, ubicada al este de San Luis: (a) limolita arenosa muy fracturada y meteorizada cubierta por sedimentos cuaternarios; (b) limolita arenosa con estratificación cruzada festoneada. El tono ocre se debe a la meteorización. Ubicados al este de San Luis

2.1.3. Formación Discordia

La Formación Discordia aflora en la costa norte de Bahía Inútil, en Caleta Rosario y Caleta Esperanza, y algunas quebradas de Chorrillo Fortuna y en Punta Discordia. Barwick (1949) la reconoció como "Discordia Shale". Posteriormente, Céspedes (1957) la propuso como formación.

Su litología consiste en lodolita limosa y lutita de tonos grises a ocre, muy blanda y friable al contacto. Presenta nódulos calcáreos elipsoidales <30 cm de diámetro, aunque también contiene concreciones elipsoidales que pueden alcanzar el metro de largo. También se observan lentes conglomerádicos de matriz limosa, con clastos líticos subredondeados y guijarrosos, donde la mayor parte de los granos son oscuros, principalmente marrón a negro. Hacia el techo se observan fragmentos de plantas y rizolitos.

En los afloramientos lutíticos, hay material carbonoso e intraclastos. En afloramientos mejor preservados y de mayor tamaño, se observan estratos y concreciones arenosos de grano medio en tonos ocre a anaranjados, así como intercalaciones centimétricas compuestas por lutitas oscuras y blanquecinas junto a areniscas finas (Figs. 2.9 a 2.11).

Esta unidad mayor se interpreta como un depósito más somero que las formaciones infrayacentes, posiblemente en un contexto de talud y piso de cuenca.



Figura 2.9 - Formación Discordia, suroeste de Monte Piedra: afloramiento >20 m de lodolita limosa cubierto por sedimento cuaternario con nivel arenoso fino <1 m (línea blanca)



Figura 2.10 - Formación Discordia: (a) lutita gris muy fracturada con concreciones calcáreas esféricas. Aunque el diaclasamiento es alto, puede notarse estratificación con capas de unos 10 cm. Reconocido en quebradas interiores del Río Discordia; (b) afloramiento estratificado y muy meteorizado cercano a la desembocadura del Río Esperanza. Presenta un estrato gris oscuro de lutita sobre nivel arenoso con cemento calcáreo, cubierto por sedimento cuaternario



Figura 2.11 - Formación Discordia: lutita muy diaclasada y meteorizada en tonos ocres. Se puede apreciar la discordancia angular entre esta formación y los sedimentos cuaternarios. Reconocido en afluentes del Río Discordia

2.1.4. Formación Santa Clara

Los afloramientos más significativos de la Formación Santa Clara se encuentran siguiendo el Río Discordia y en algunos sectores aledaños a la ruta interior Y - 635. Barwick (1949) la reconoce como una formación.

En terreno se encuentra como arenisca de grano fino a medio en tonalidades amarillas a anaranjadas que meteorizan a tonos grises y ocres, siendo bastante friable al tacto. Los clastos están compuestos por cuarzo y líticos, subangulosos. Presenta concreciones arenosas redondeadas <10 cm de diámetro, que meteorizan a tonos violáceos (Figs. 2.12 y 2.13).

En cuanto a estructuras, muestra estratificación cruzada festoneada y bioturbación moderada. Contiene trazas fósiles oxidadas, posiblemente del género *Ophiomorpha*, así como trazas de hojas fósiles y restos carbonosos (Fig. 2.14).

Su litología y estructuras sugieren un aumento en la tasa de aporte de material terrígeno grueso y una somerización brusca en la cuenca.

2.1.5. Formación Puerto Nuevo

Los afloramientos de esta formación se ubican en el Río Discordia, cerca de Chorrillo Concordia y en Puerto Nuevo. En general, los afloramientos se encuentran parcialmente cubiertos por

sedimentos cuaternarios, siendo visibles preferentemente en quebradas. Barwick (1949) la reconoce como un estrato lutítico en el tope del Grupo Bahía Inútil. Céspedes (1957) le dio el rango de formación.

Se presenta como lutita gris y lodolita gris violácea, en ocasiones en láminas centimétricas con fractura concoidal. Meteoriza a tonos anaranjados y blanquecinos, mostrando en algunos intervalos intercalaciones de arena fina a media (Figs. 2.15 a 2.17). También presenta concreciones de caliza redondas, < 20 cm de diámetro. Hay presencia de bivalvos, conchas pequeñas y trazas fósiles.

Las facies de esta formación junto con el registro fósil (Barwick, 1949; Malumián, 2013), permiten inferir un ambiente marino nerítico, de hasta 200 m de profundidad según Natland et al. (1974). Correspondería a un ambiente de plataforma media a externa, con desarrollo de abanicos de talud y de fondo de cuenca en la sección analizada (Céspedes, 1957).

2.1.6. Formación Río del Oro (unidad informal “Areniscas Arcillosas”)

La Formación Río del Oro presenta escasos afloramientos, siendo los más evidentes en las quebradas aledañas al río homónimo, en las cercanías de Puerto Nuevo y al este de la Laguna Baquedano. Fue propuesta por Morjodovich (1951).

Se observa como una arenisca arcillosa de color gris, que meteoriza a tonos rojizos y blanquecinos, muy friable al tacto. Los clastos son subredondeados, compuestos de cuarzo y líticos oscuros. Contiene intercalaciones de arcillolitas ocreas que se disgregan con facilidad. En algunas zonas, las fracturas pueden estar rellenas por calcita de color blanco (Fig. 2.18).

Tomado en cuenta su litología y su desarrollo en otros sectores de la cuenca, se presume que el ambiente asociado a esta formación es plataformal, con una somerización ambiental en comparación a la Formación Puerto Nuevo (Mella, 2001).

2.1.7. Formación Brush Lake

Los afloramientos de esta formación son bastante escasos y discontinuos en las cercanías de la transecta de este estudio, encontrándose algunos en las vecindades del Lago Vergara y Lago Bello. Barwick (1949) la incorpora dentro del Grupo Balmaceda, dándole rango de formación.

Se identifica en campo como arcillolita limosa y arenisca arcillosa. La arcillolita es de color marrón claro con restos de plantas y material carbonoso, conteniendo niveles de arenisca fina color anaranjado. La arenisca se observa en tonos ocreas, con clastos de cuarzo y líticos de granulometría fina a media. Muestra estratificación y laminación plana (Fig. 2.19).

Las variaciones litológicas presentes en esta unidad indican condiciones más someras, en línea con la somerización mencionada anteriormente. Céspedes y Cortés (1956) explican la depositación de este cuerpo lodoso durante una transgresión ocurrida desde el sureste y una posterior regresión con aguas de baja profundidad que intercalan paquetes arenosos a la unidad.

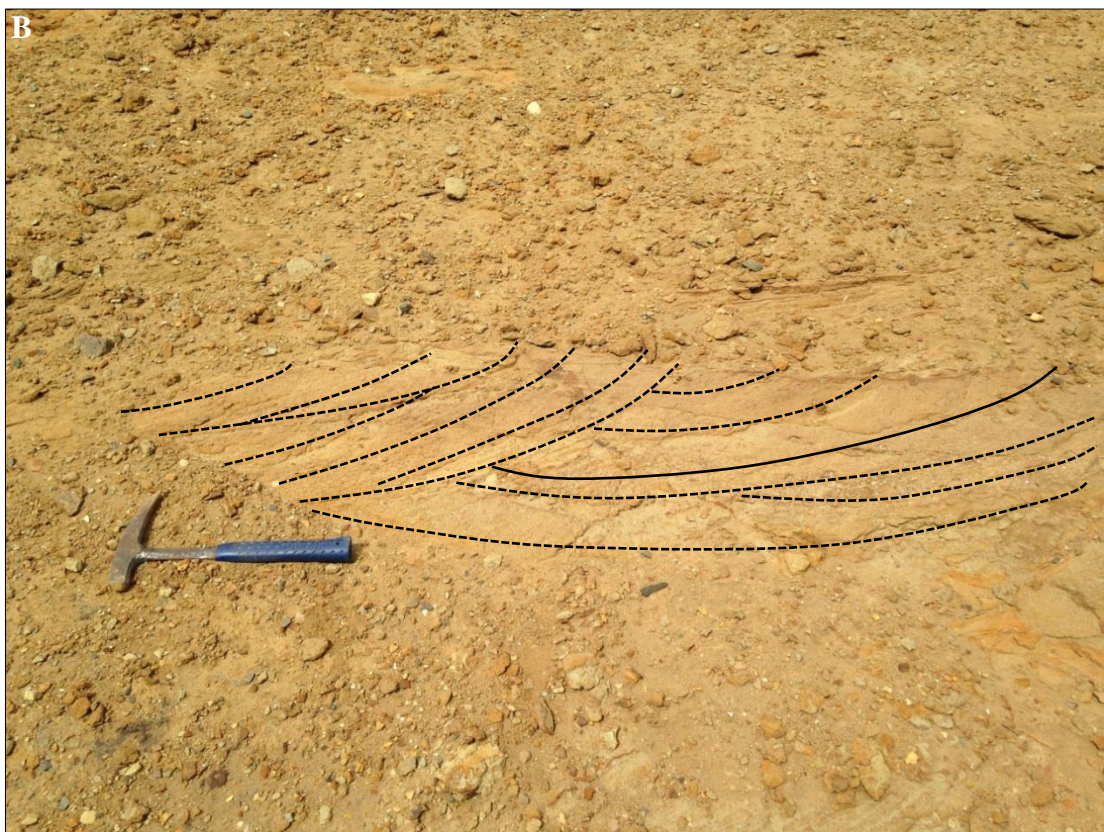


Figura 2.12 - Formación Santa Clara, reconocido en camino a Porvenir, al noreste del Lago MacKay: (a) arenisca fina a media en tonos anaranjados, que presenta concreciones arenosas redondas en tonos violetas (recuadro); (a) arenisca fina a media en tonos ocres, evidenciando estratificación cruzada festoneada



Figura 2.13 - Formación Santa Clara: (a) afloramiento de arenisca fina a media con tonos anaranjados en discordancia con sedimentos cuaternarios, en quebradas del Rio Discordia; (b) detalle de (a), mostrando la estratificación de las areniscas



Figura 2.14 - Formación Santa Clara, situados en quebradas aledañas al Rio Discordia: (a) material carbonoso intercalando las areniscas (b) impresiones de hojas

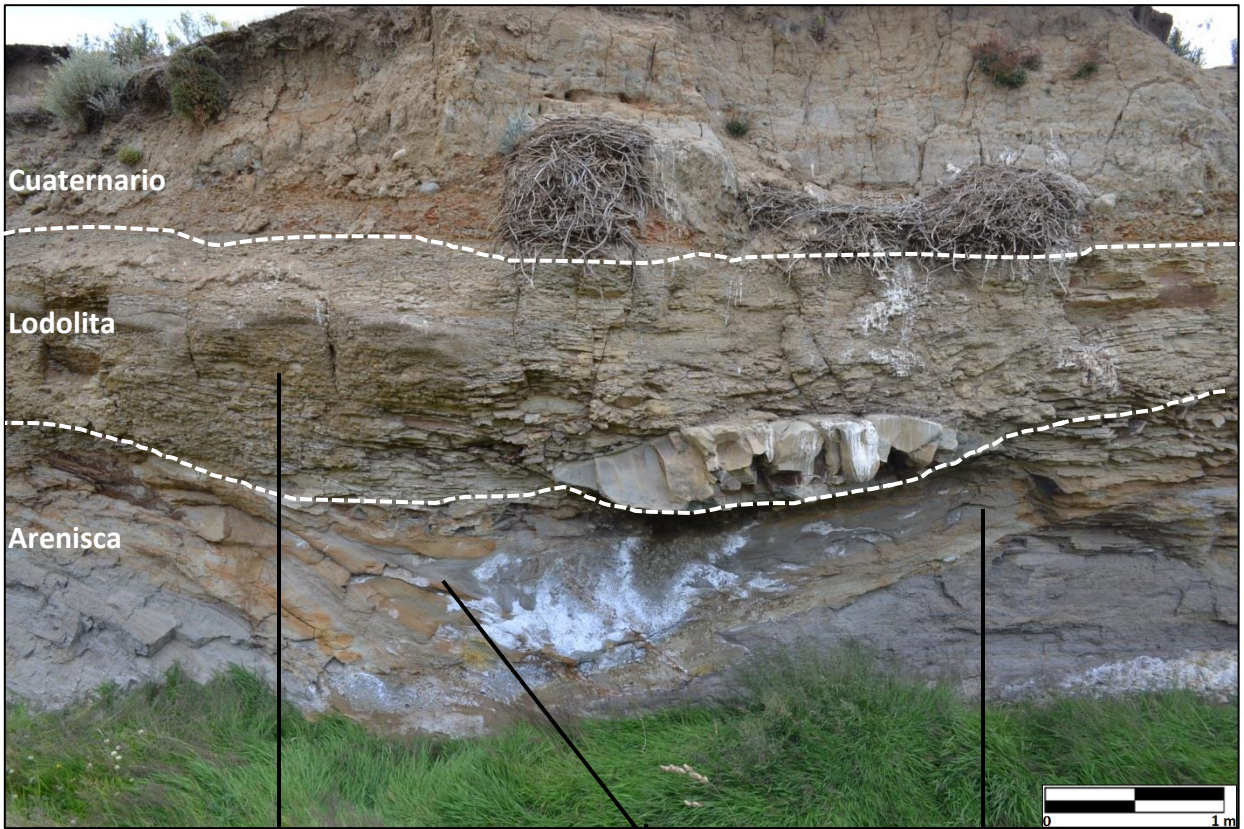


Figura 2.15 – Formación Puerto Nuevo, quebradas interiores del Río Discordia: Contacto erosivo de arena fina grisácea con lodolita ocre. La arenisca se muestra con estratificación cruzada. La concreción calcárea alargada supera los 2 m de largo

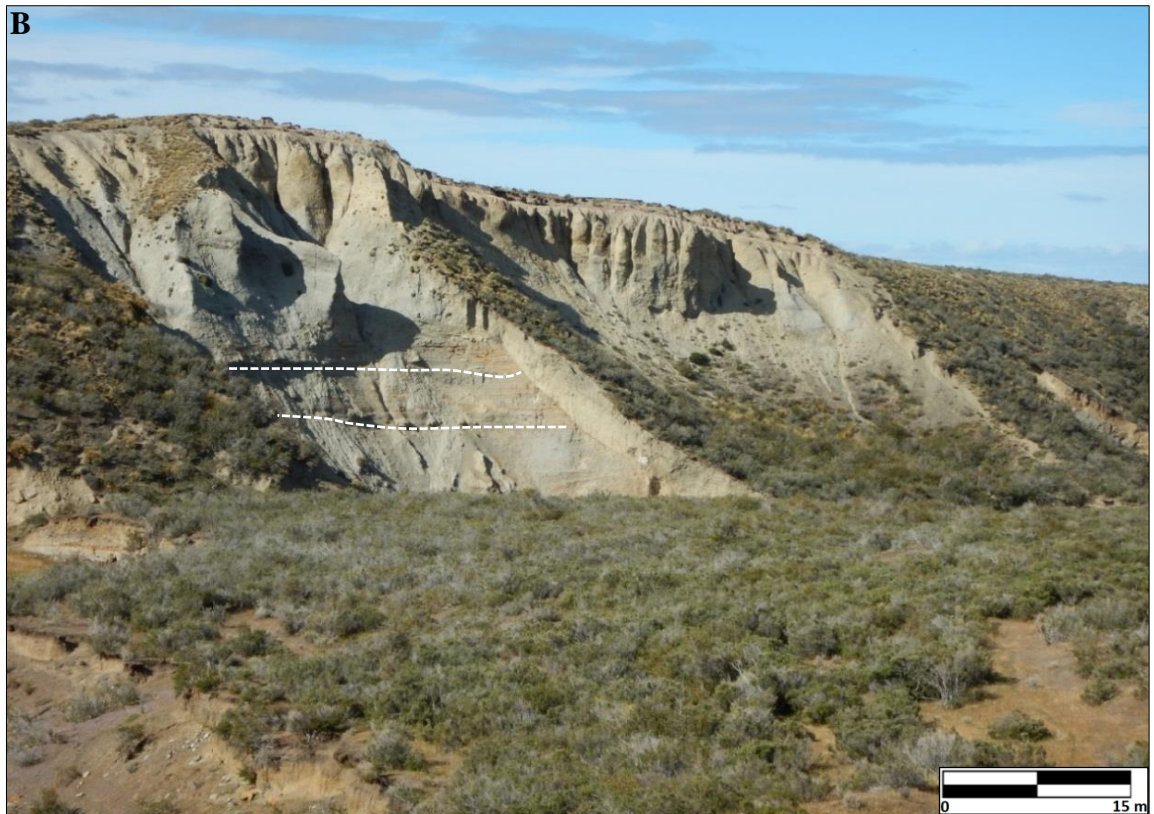
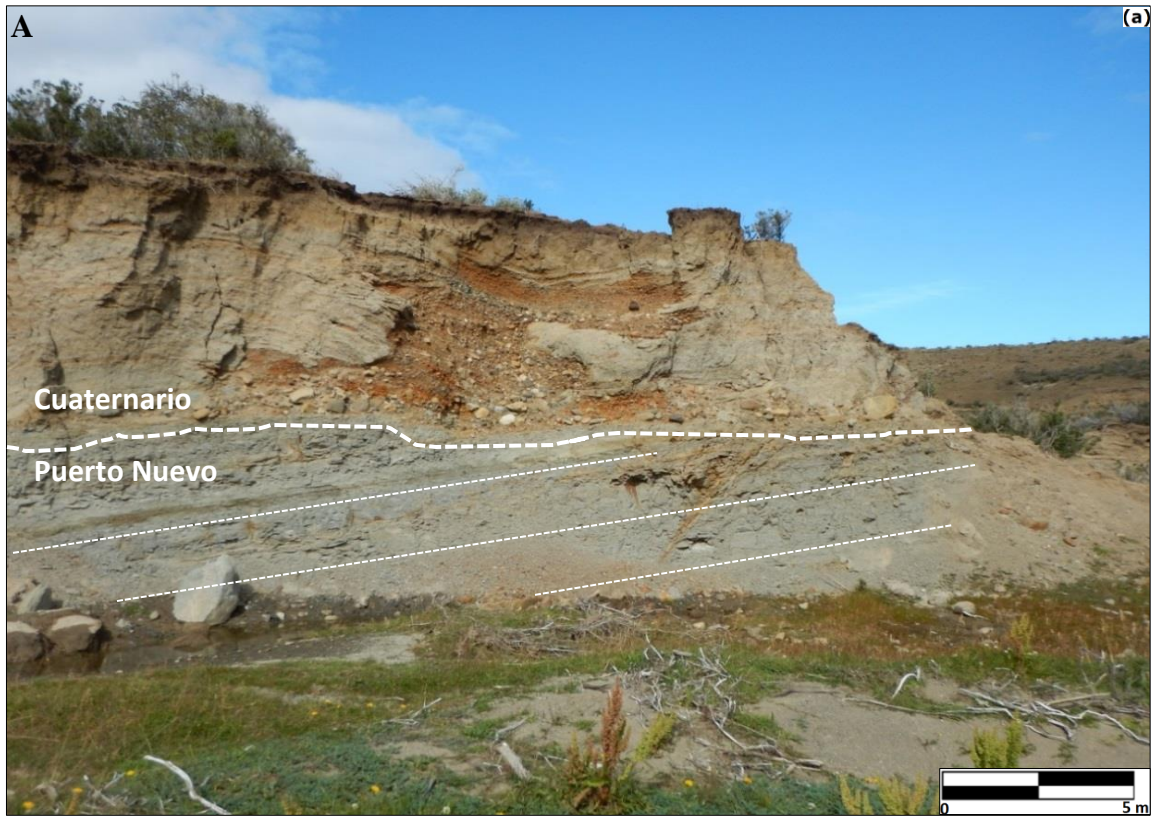


Figura 2.16 – Formación Puerto Nuevo, al sureste de Altos de Baquedano: (a) afloramiento de lutita gris algo meteorizada en discordancia angular con los sedimentos cuaternarios; (b) afloramiento >25 m de lodolita grisácea que meteoriza a tonos blancos, con concreciones calcáreas en niveles subhorizontales (líneas blancas)



Figura 2.17 - Formación Puerto Nuevo, interior del Rio Discordia: (a) afloramiento de lodolita gris muy meteorizada y diaclasada en tonos anaranjados cubiertos por sedimento cuaternario; (b) afloramiento >40 m de lutita gris clara estratificada con nivel de concreciones calcáreas <2 m, subparalela a la estratificación

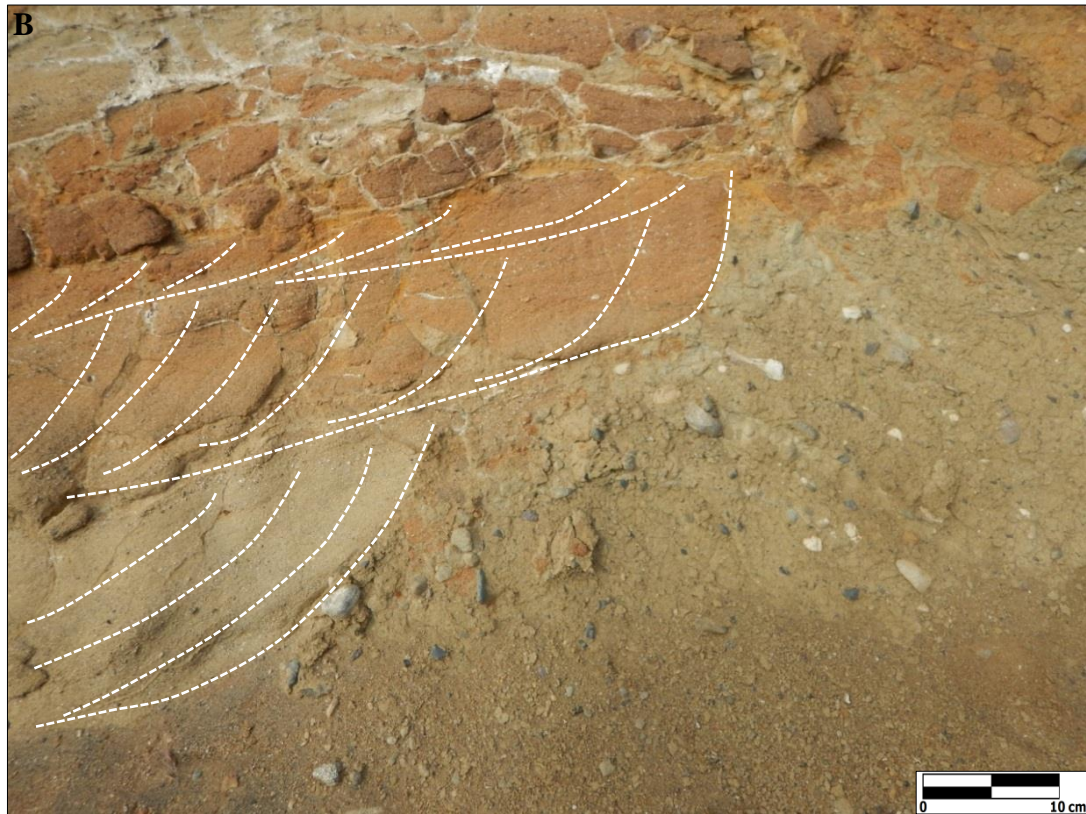


Figura 2.18 - Formación Río del Oro, camino aldeaño al Río Nuevo: (a) arenisca fina a media arcillosa en tonos pardos que meteoriza a rojizo.; (b) arenisca fina a media parda que meteoriza a rojizo. Muestra estratificación cruzada (líneas blancas) y en la porción superior, hay presencia de fracturas rellenas con calcita blanca



Figura 2.19 - Formación Brush Lake, ubicado en Lago Vergara: lodolita algo arenosa en la base de esta sección, que gradualmente se transforma en arenisca lodosa (triángulo invertido). Muestra alta bioturbación (pistas y galerías)

2.1.8. Formación Filaret

La Formación Filaret tiene los afloramientos mejor preservados cerca de la transecta, al norte de la Estancia China Creek y en el este, en el área de la sección Filaret, al norte de la Laguna del mismo nombre. Barwick (1949) la denomina como Formación Side, que posteriormente fue dividida en Filaret y Palomares. Fue descrita como formación por Céspedes y Cortés (1956).

Su litología es granocreciente, evidenciando lodolitas hacia la base que varían a areniscas a areniscas conglomerádicas hacia el techo. La unidad conglomerádica muestra tonalidades amarillas con clastos tamaño guijarro, compuesta por líticos y clastos de cuarzo. En cuanto a las areniscas, estas varían de grano fino a medio, siendo de color gris claro que meteorizan a tonos blancos. En general, las litologías están pobremente consolidadas y sus granos son subredondeados, compuestos por cuarzo y líticos oscuros (Figs. 2.20 y 2.21).

La interpretación para esta formación, basado en los afloramientos y trabajos anteriores, corresponde a una depositación bajo condiciones continentales litorales y de plataforma marina somera (González, 1965; Natland et al., 1974).

2.1.9. Formación Palomares

Las zonas donde queda expuesta esta formación se encuentran por la ruta Y-79, en las proximidades de la Estancia Los Olivos hasta el sur de Cerro Sombrero, y hacia el este por el camino 257 hacia Bahía Lomas. Keidel y Hemmer (1931) la describieron como formación. Barwick (1949) la incluyó dentro de la Formación Side, junto a Filaret.

Se observa como una lodolita amarillenta a ocre, blanda pero competente, que va gradando a arenisca conglomerádica hacia el tope, con un espesor superior a los 4 m. En algunos sectores aflora en parches con niveles arenosos. Puede contener componentes calcáreos, mostrándose como una roca gris oscura, dura y muy fracturada, con las fracturas rellenas con calcita color blanco. Presenta estratificación cruzada festoneada en capas de unos 20 cm (Figs. 2.22 y 2.23).

La litología granocreciente de esta formación y lo registrado por Barwick (1949) y Céspedes y Cortés (1956) permite interpretar un ambiente de depositación transicional a deltaico, con flujos volcánicos y caída de piroclastos.



Figura 2.20 – Formación Filaret, al sur de Cerro Sombrero: (a) Arenisca de grano fino a medio en tonos rojizos con estratificación plana

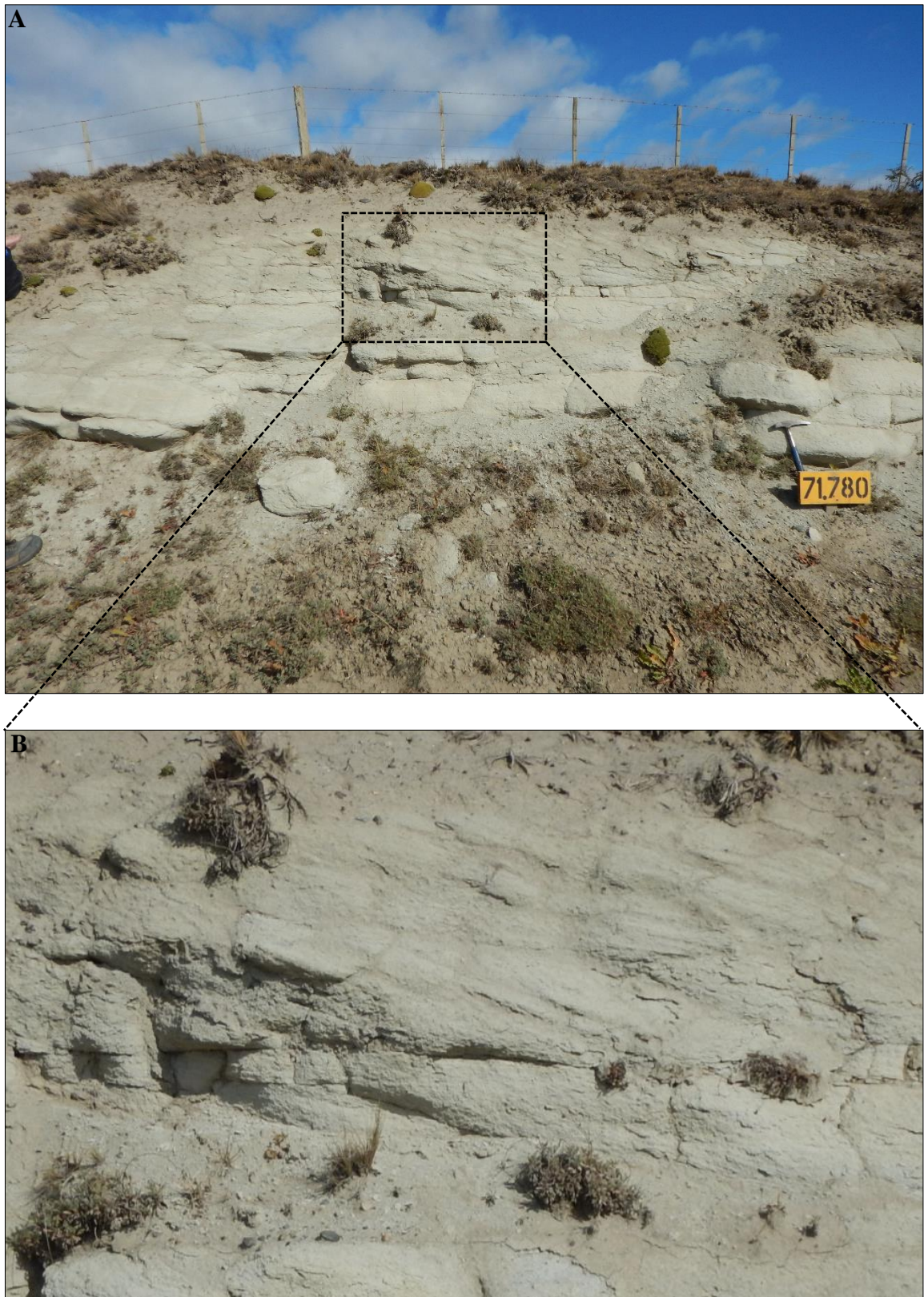


Figura 2.21 – Formación Filaret, al sur de Cerro Sombrero: (a) Arenisca de grano fino a medio que meteoriza a tonos blancos. (b) Muestra estratificación cruzada

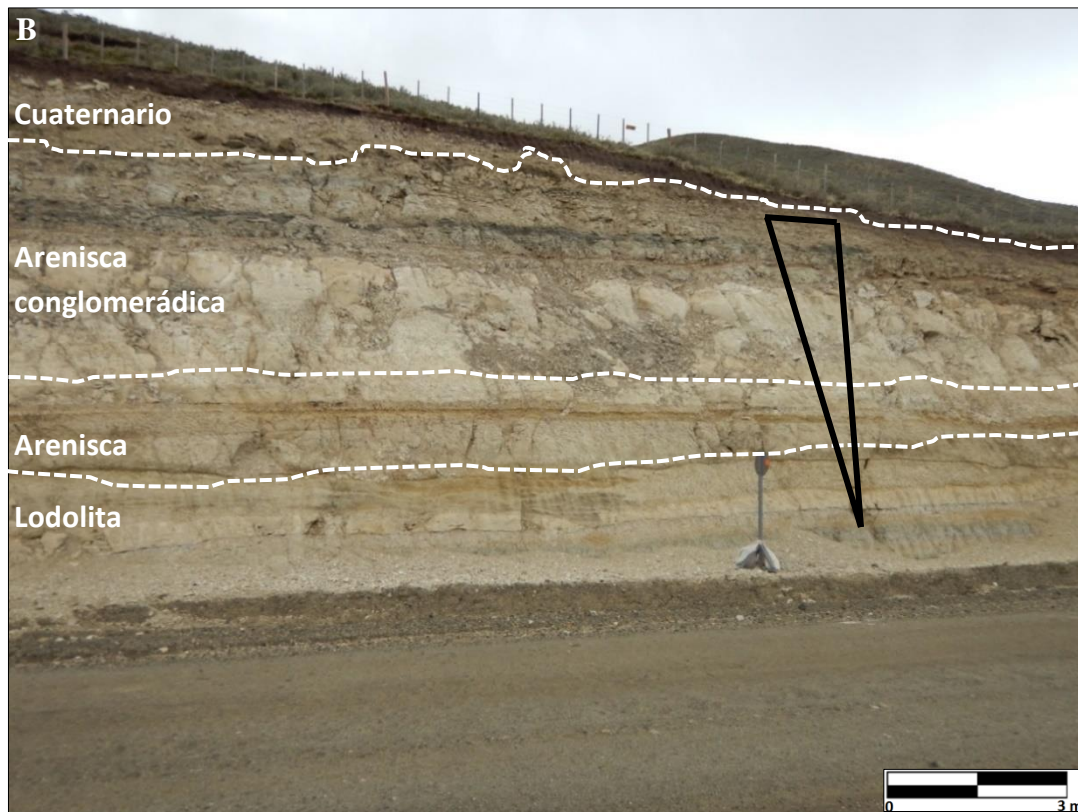
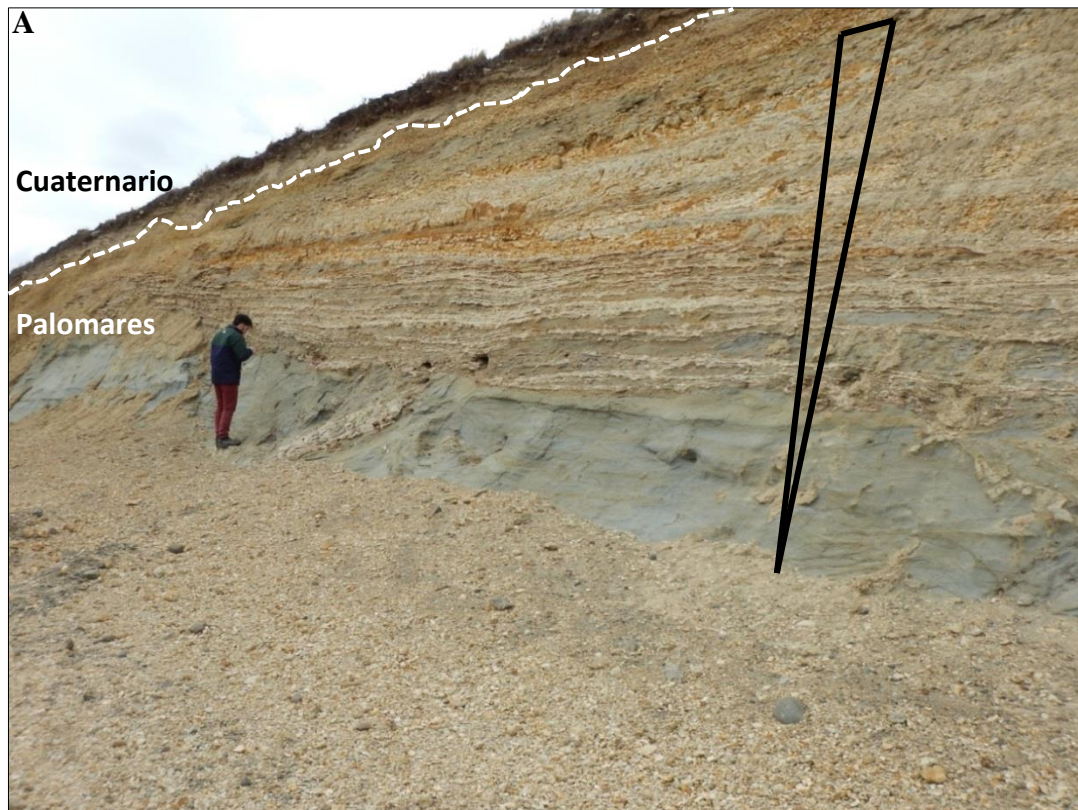


Figura 2.22 - Formación Palomares, norte de China Creek: (a) Afloramiento compuesto de lodolita grisácea en la base que varía a arenisca conglomerádica hacia techo, cubierto por sedimento cuaternario. La variación granocreciente es gradual (triángulo invertido). (b) afloramiento de lutita gris a ocre que varía a arenisca conglomerádica (triángulo negro indica granocrecimiento) cubierto por sedimento cuaternario

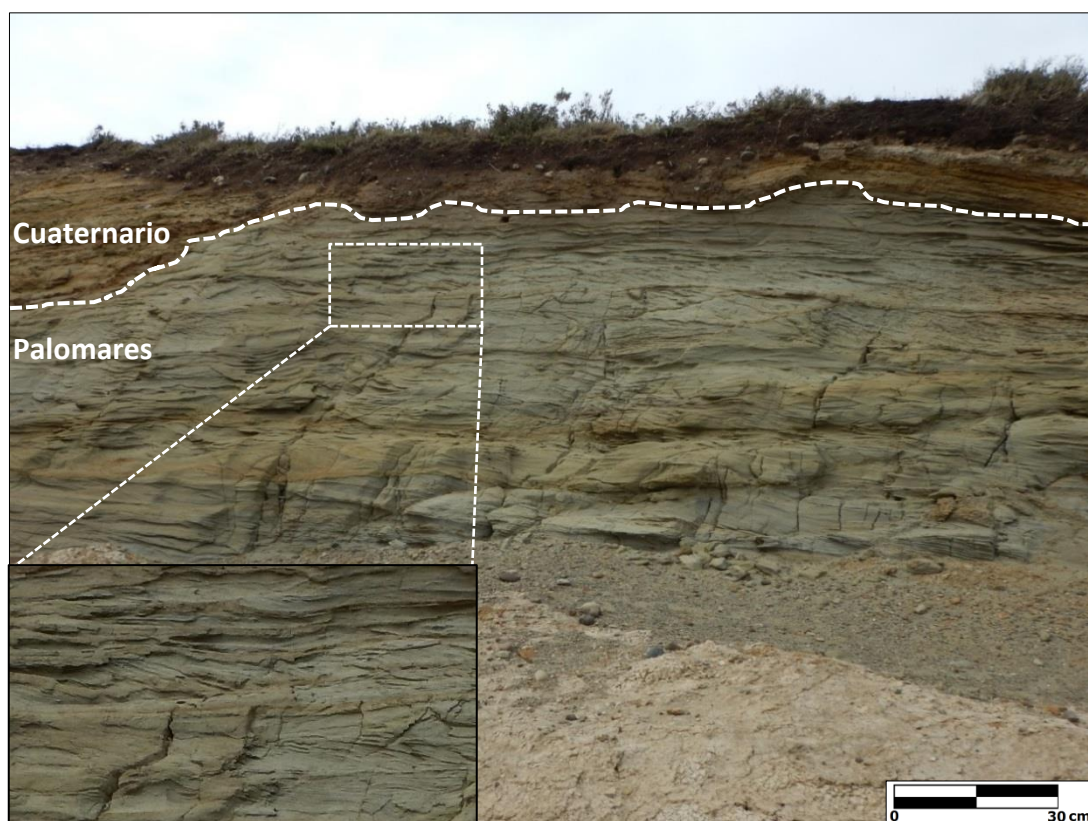


Figura 2.23 – Formación Palomares, norte de Estancia Los Olivos: afloramiento >3 m de alto, compuesto de arcillolita arenosa con estratificación cruzada

2.2. Estratigrafía de Secuencias del Eoceno – Mioceno

Para estudiar las unidades que afloran en la superficie y relacionarlas con las de subsuelo, se aplicó el método de estratigrafía de secuencias a una transecta principal que recorriera toda el área de trabajo. Para ello, se utilizó el perfil sísmico regional Pr6 entregado por ENAP, de 139 km de largo, además de otras líneas cercanas y los registros de 17 pozos colindantes (Fig. 2.24). Estos últimos, ubicados entre las localidades de Puerto Nuevo y el límite fronterizo con Argentina, se ajustaron en tiempo y velocidad mediante “check-shots” o registros de tiempo de tránsito, que permitieron el uso de los registros geofísicos de potencial espontáneo y resistividad, que permiten efectuar la interpretación litológica en profundidad (Fig. 2.26).

Los principales criterios para definir superficies significativas, patrones de apilamiento y cortejos sedimentarios fueron (1) la continuidad y amplitud de los reflectores, (2) las terminaciones estratigráficas presentes y (3) la configuración interna de las unidades definidas, principalmente mediante el análisis de clinofomas. También, se tomaron en cuenta las deflexiones mostradas por los registros de potencial espontáneo (SP) y resistividad (Res) (para entender su uso, véase Anexo). En cuanto a los reflectores, es relevante destacar que éstos se asumen como líneas de tiempo, siguiendo el modelo de estratigrafía de secuencias (Catuneanu, 2006).

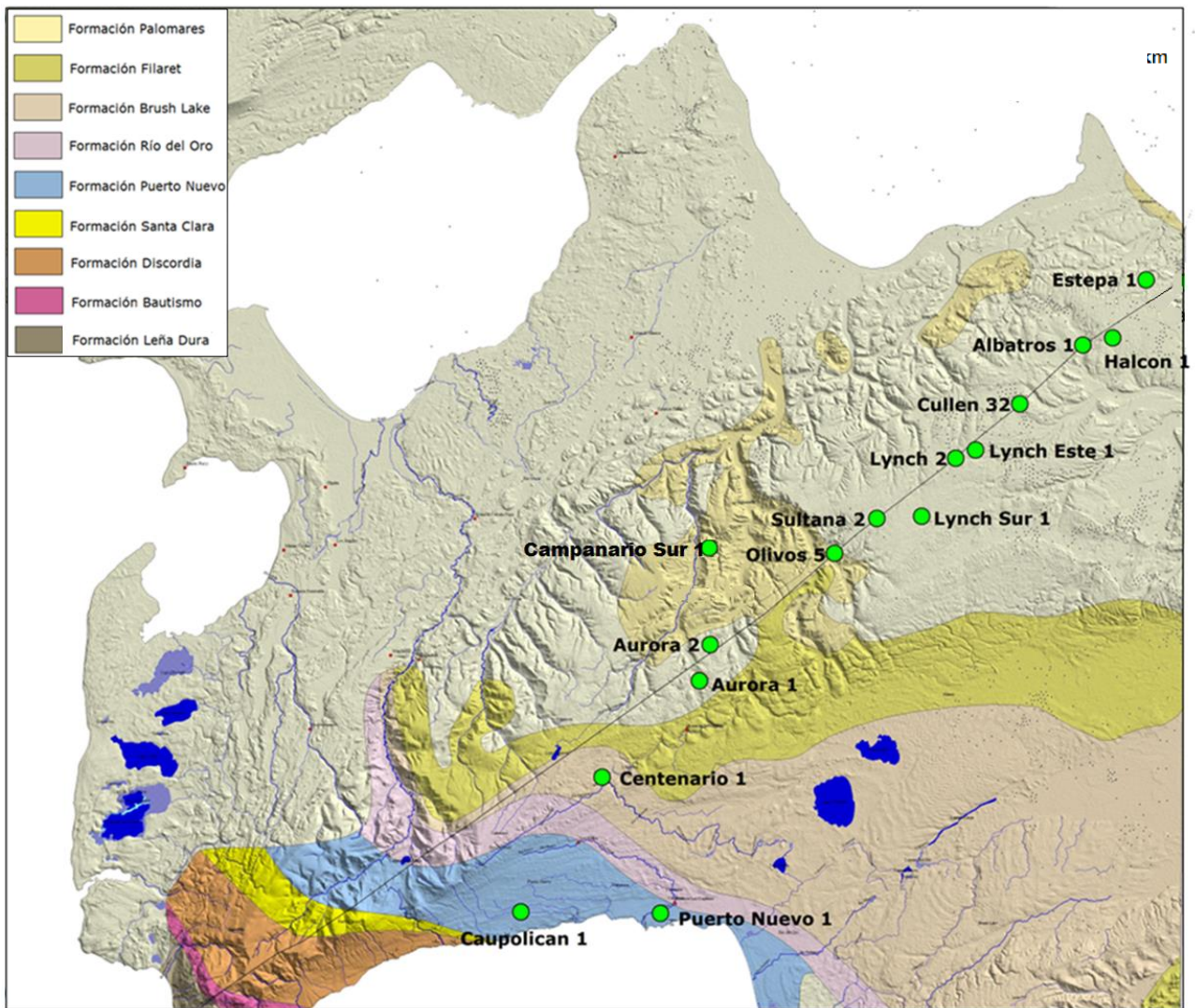


Figura 2.24 - Pozos usados (en verde) a lo largo del perfil sísmico regional Pr6

Las unidades reconocidas son descritas desde la más antigua a la más joven, formando un conjunto de 10 unidades. Los pozos mencionados en las descripciones se nombran de suroeste a noreste.

La resolución sísmica vertical se calculó a partir de la Ecuación de Dix y de longitud de onda (véase Anexo). Los datos utilizados se extrajeron de las líneas originales, posterior al proceso de migrado.

En base a esta información, y destacando que el trabajo está enfocado entre los 0 y 1400 ms (TWT) aproximadamente, la resolución vertical se divide en dos tramos. Entre los 0 y 500 ms, la resolución sísmica varía entre los 18.1 y 36.8 m y entre los 500 y 1400 ms 37.7 y 56.1 m. Reiterar que estos valores son consistentes solo en condiciones ideales de registro geofísico y en capas dispuestas horizontalmente, lo que no se cumple en gran parte de la transecta analizada, por lo que solo son usados como referencia.

Línea (CDP)	t (mseg)	V _{rms} (m/mseg)	V _i (m/mseg)	F _{dom} (Hz)
100 (1045)	0	1894	1894	25
	408	1950	1950	30
	887	2149	2304	34
	1385	2369	2717	26
g8006 (345)	0	1909	1909	28
	463	1935	1935	13
	875	2073	2217	30
	1331	2221	2480	23
g8006 (415)	0	1665	1665	20
	1334	2079	2079	38
m5022 (761)	0	1897	1897	20
	662	2180	2180	25
	913	2474	3119	47
	1236	2663	3136	17

Tabla 2.1 - Datos de tiempo, velocidad cuadrática media, velocidad interválica y frecuencia dominante para las líneas sísmicas y CDP respectivo que conforman el perfil regional Pr6

2.2.1. Superficies Significativas

Para reconocer las secuencias de la sección sísmica, se trazaron horizontes en los pozos mediante correlación de los registros eléctricos (SP y Res; Fig. 2.25), analizando las relaciones entre ellos. De esta manera, se identificaron algunas de las superficies significativas. Luego, se realizó un “tracing” de las distintas líneas sísmicas, destacando las tendencias principales de los reflectores presentes. Esto facilitó la observación de terminaciones estratigráficas y facies sísmicas. También, se interpolaron los contactos del mapa de Céspedes (1957) en profundidad, intersectándolos con los reflectores más cercanos y estudiando si éstos representaban horizontes relevantes. Todo este proceso dio como resultado 11 superficies significativas, las que sirvieron de guía para registrar otras superficies (Fig. 2.27).

Estratigráficamente, se utilizaron aquellas terminaciones que destacaban cambios notorios en el comportamiento de reflectores (“onlap”, “downlap”, “toplap” y truncamiento), y que fueron delimitando facies sísmicas. Las superficies principales que separaban a éstas facies, más el análisis de las electrofacies del perfil sísmico regional y de las columnas estratigráficas de los pozos, facilitaron el reconocimiento de los distintos cortejos que subdividen a las 10 unidades.

Es importante mencionar que este estudio no hace distinción entre discordancia tipo I y tipo II. Antiguamente, se reconocía el SMST o cortejo de margen de plataforma (“Shelf-margin System Tract”) como el sistema más bajo de todos los cortejos, asociado a la discordancia tipo II. Al considerarse al SMST como parte del cortejo de sistema de estado bajo (LST), la diferenciación entre tipo I y II se hace redundante (Catuneanu, 2002).

A continuación, se detallan las superficies significativas.

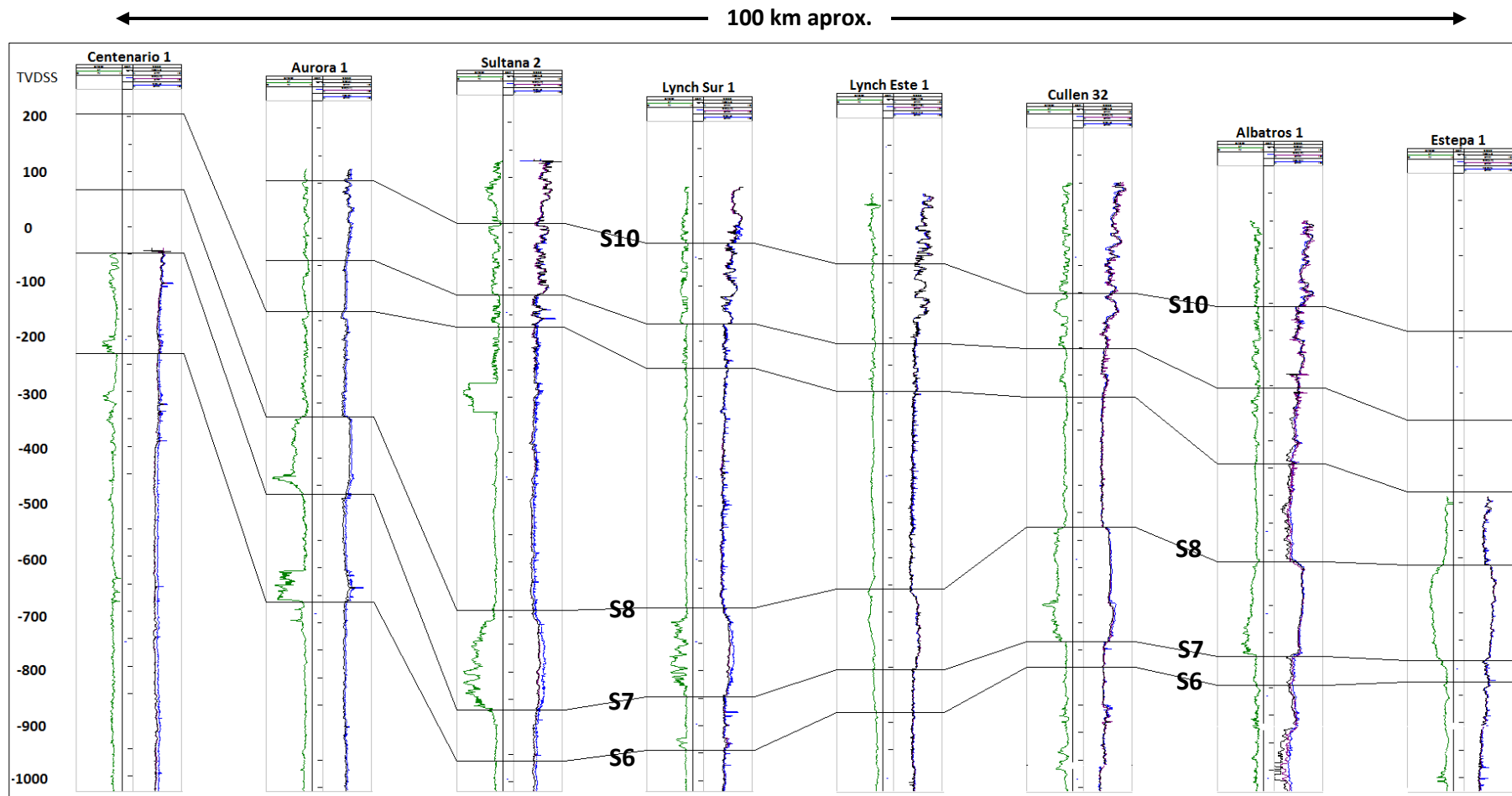


Figura 2.25 – Correlación de los registros eléctricos (en verde potencial espontáneo y en azul resistividad) con los pozos más cercanos al perfil regional Pr6, los cuales no están ubicados a una distancia equidistante (véase Fig. 2.24 para ubicación). Mediante los horizontes reconocidos se pudo encontrar algunas de las superficies significativas y otras que sirvieron como límites de cortejos sedimentarios. Posteriormente, sumando la información sísmica se identificó el resto de superficies. Abrev.: TVDSS – True vertical depth subsea; S6 – superficie 6; S7 – superficie S7; S8 – superficie 8; S9 – superficie 9; S10 – superficie S10

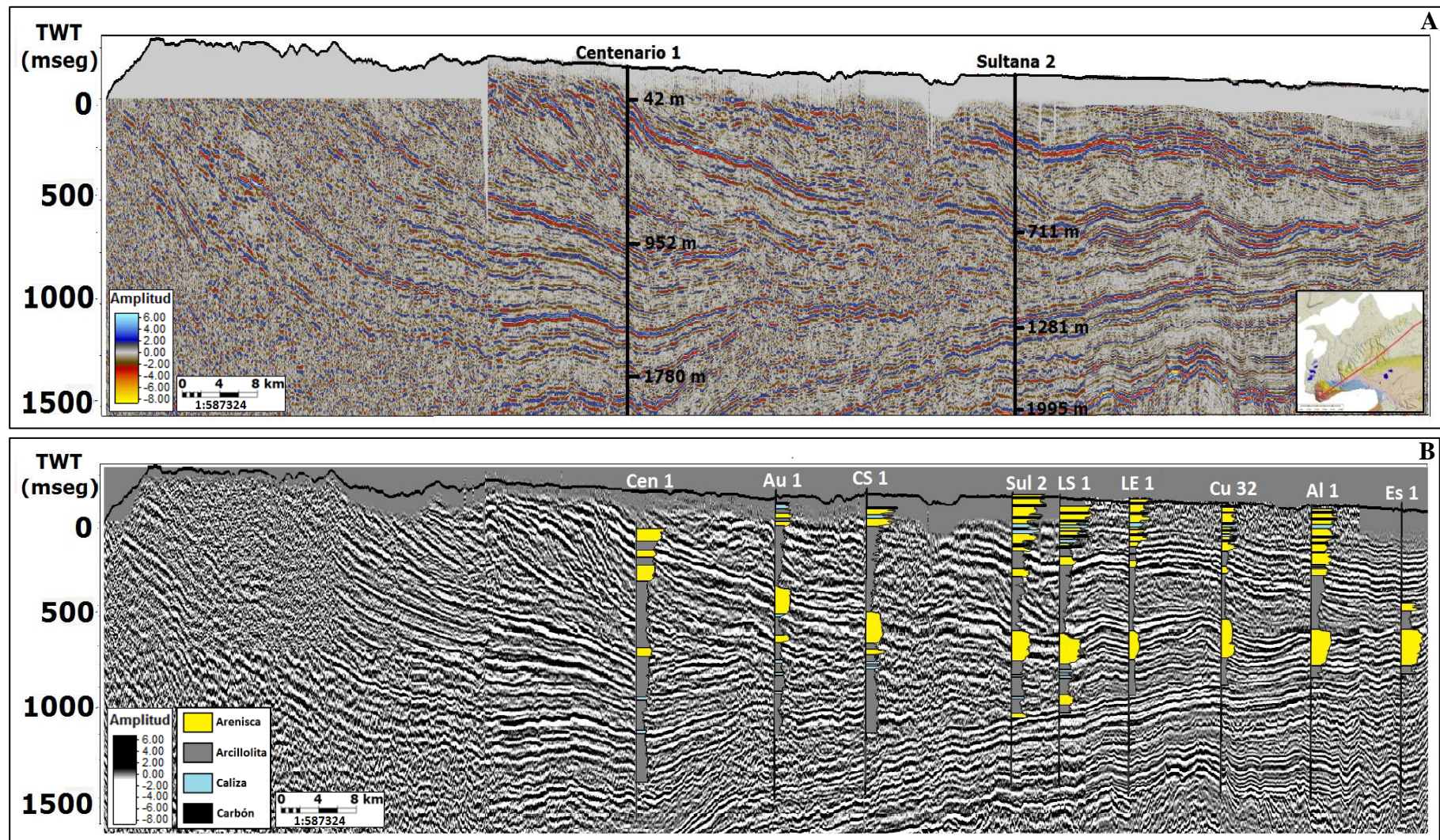


Figura 2.26 – (a) Perfil regional Pr6 sin interpretar y su ubicación relativa en la zona de estudio. Los pozos Centenario 1 y Sultana 2 son usados como referencia de la profundidad de las capas. (b) Registros de algunos pozos usados en el estudio del perfil regional Pr6. Las principales variaciones de éstos están relacionadas a cambios de impedancia debido a contrastes litológicos. Abrev.: Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1; CS 1 – Campanario Sur 1; Sul 2 – Sultana 2; LS 1 – Lynch Sur 1; LE 1 – Lynch Este 1; Cu 32 – Cullen 32; Al 1 – Albatros 1; Es 1 – Estepa 1

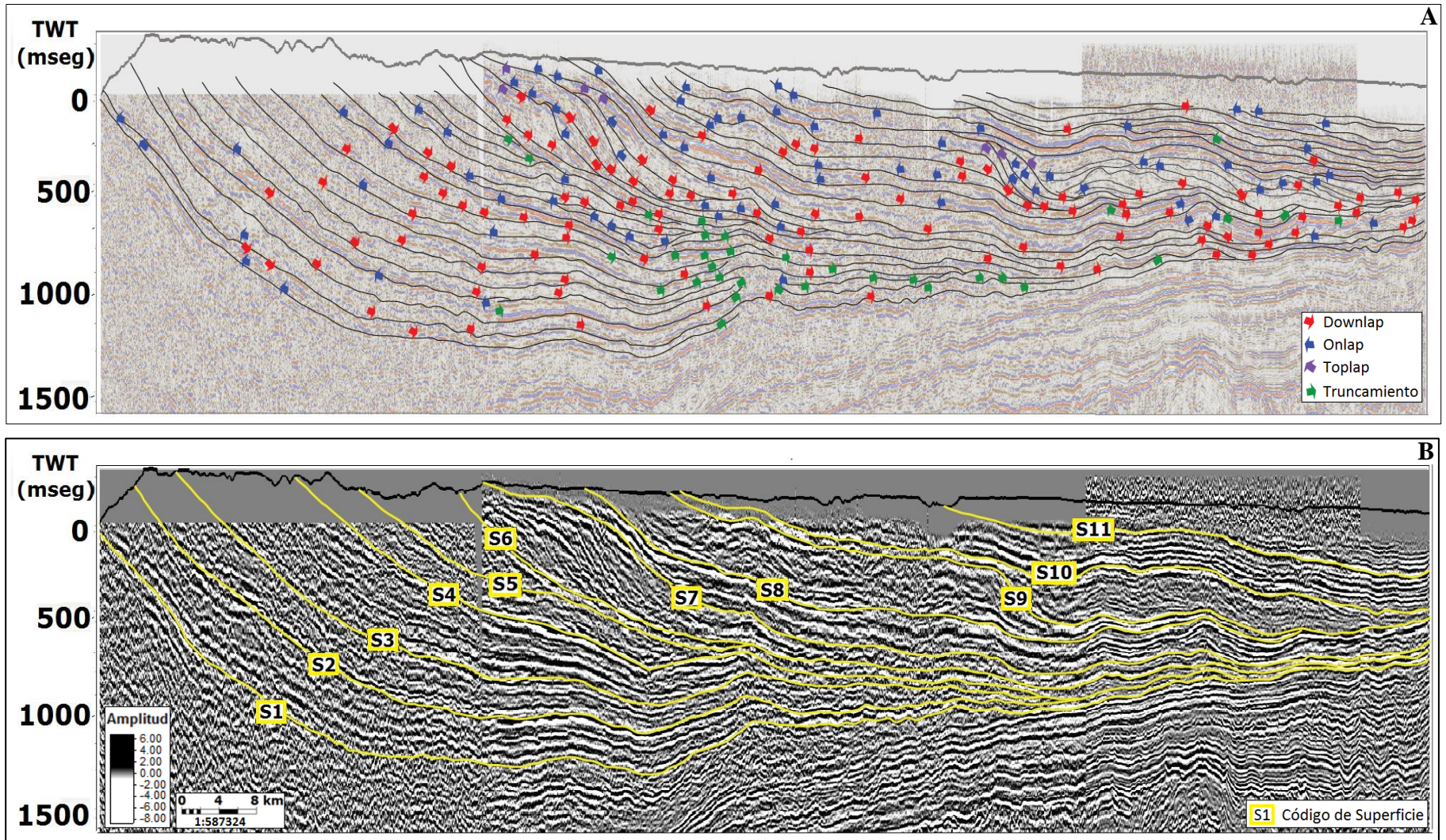


Figura 2.27 – (a) “Tracing” de los principales reflectores y clinoformas reconocidos en la línea sísmica. Las flechas indican los distintos tipos de terminaciones estratigráficas observadas que posteriormente ayudaron a reconocer e interpretar las superficies significativas, secuencias y cortejos sedimentarios. Ambas imágenes muestran el perfil topográfico del área de interés. (b) Perfil regional Pr6 con las superficies que guiaron el estudio. Nótese la diferencia de las clinoformas y facies sísmicas entre las superficies 1 a 5 (S1 – S5) y las superficies 5 a 11 (S5 – S11), informando sobre los cambios en la tasa de deposición y tasa de subsidencia, siendo ligeramente mayor esta última para el primer conjunto de unidades, para luego, variar a un segundo grupo de unidades de patrones más progradantes

Código de Superficie	Terminaciones			Interpretación
	Inferior	Superficie	Superior	
S1	Truncamiento	Concordante	Downlap/Onlap	MRS/SU - CC
S2	Truncamiento	Concordante	Downlap	MFS
S3	Truncamiento	Concordante	Downlap	MRS/SU - CC
S4	Truncamiento	Concordante	Downlap/Onlap	SU - CC
S5	Truncamiento	Concordante	Onlap	MRS
S6	Concordancia	Concordante	Downlap	SU - CC
S7	Concordancia/Toplap	Concordante	Downlap/Onlap	MRS/SU - CC
S8	Concordancia/Truncamiento	Concordante	Downlap/Onlap	MFS
S9	Toplap	Downlap	Onlap	SU - CC
S10	Concordancia/Toplap	Concordante	Onlap	MRS
S11	Concordancia	Concordante	Onlap	MRS

Más antiguo
↓
Más joven

Tabla 2.2 - Tabla resumen con las superficies definidas, terminaciones predominantes y posible interpretación. Se indica el patrón de las terminaciones bajo las superficies y sobre ellas, además de detallar el comportamiento de la superficie en sí. Abreviaturas: SU - CC – Discordancia subaérea - Concordancia Correlativa; MFS – Superficie de Máxima Inundación; MRS – Superficie de Máxima Regresión

2.2.1.1. Superficie 1

La superficie 1 (S1), según el mapa de Céspedes (1957), correspondería a la base de la Formación Leña Dura. Es uno de los últimos reflectores que intersecta el perfil topográfico, mostrando una amplitud media y una continuidad que permite identificarlo en un tramo importante de la línea sísmica, aunque se percibe mejor en líneas contiguas (m5023, m5039, m5021, h5017). Separa reflectores subparalelos y relativamente continuos de otros más caóticos y menos continuos. Su geometría muestra terminaciones estratigráficas de truncamiento inferiormente y en “downlap” superiormente (Figs. 2.27 y 2.28).

Los perfiles de potencial espontáneo y resistividad entre los pozos Puerto Nuevo 1 y Aurora 2 (Figs. 2.30 y 2.31), muestran una inflexión que indica un aumento en el contenido de arcillas y un comportamiento granodecreciente tanto antes como después de la superficie.

Usando las características diagnósticas para establecer superficies significativas, se interpreta S1 como una posible superficie de máxima regresión (MRS), tomando en cuenta que correspondería

al tope de las arenas de la Formación Tres Brazos (Cañon, 1966, 1968; Embry y Catuneanu, 2002; Catuneanu, 2003).

2.2.1.2. Superficie 2

La superficie 2 (S2), asociado al contacto basal de la Formación Bautismo, se determina mediante un reflector de muy alta amplitud que se puede seguir con facilidad en la sección poniente de la línea sísmica, así como en otras líneas aledañas (líneas m5023, m5058, m5018, m5021, Pr20). Las terminaciones estratigráficas infrayacentes expresan truncaciones, mientras que sobre ella, se observan “downlaps” (Fig. 2.28).

Los registros en los pozos Puerto Nuevo 1, Centenario 1 y Aurora 1 muestran un aumento en la curva de resistividad (Figs. 2.23 y 2.30), explicable por el aumento de arena producido por el paso desde la Formación Leña Dura a las formaciones Bautismo y Discordia, con mayores componentes arenosos. En esta superficie se pasa de una tendencia granodecreciente a granocreciente.

S2 se interpreta como una superficie de máxima profundidad de agua, la que podría corresponder a una superficie de máxima inundación (MFS), ya que en una sucesión marina esta superficie toma lugar en el tope de un depósito granodecreciente (Galloway, 1989; Catuneanu, 2002, 2006), visible en el comportamiento de la resistividad de los pozos Centenario 1, Puerto Nuevo 1 y Aurora 1.

2.2.1.3. Superficie 3

La superficie 3 (S3) se establece en un reflector de amplitud moderada a alta identificable en el tercio suroeste de la línea sísmica y en otras vecinas (líneas m5023, m5021, m5017). Se observan truncaciones bajo ella y reflectores terminando en “downlap” sobre la misma (Figs. 2.27 y 2.28).

Los pozos cercanos muestran que el potencial espontáneo varía ligeramente, indicando una disminución en la arcillosidad, en tanto que la resistividad sufre un cambio más drástico que revela un aumento de granulometría, muy notorios en los pozos Puerto Nuevo 1 y Centenario 1 (Figs. 2.25 y 2.32).

La información recolectada permite inferir que esta superficie correspondería a una superficie de máxima regresión (MRS) o a una concordancia correlativa (CC), como continuación de una discordancia subaérea, en vista de que la resistividad muestra un quiebre desde una tendencia granodecreciente a una granocreciente en una sucesión marina (Galloway, 1989; Catuneanu, 2002 y 2006).

2.2.1.4. Superficie 4

Siguiendo en profundidad el contacto basal de la Formación Santa Clara, la superficie 4 (S4) se coliga con un reflector de alta amplitud muy marcado en la línea principal así como en líneas adyacentes en la sección oeste (m5023, Pr20, m2021). S4 se pierde hacia el este, siendo truncado por la superficie 5 en las cercanías del pozo Aurora 2. Sobre la superficie, se presentan

terminaciones estratigráficas en “onlap” al aumentar la profundidad y en menor medida en “downlap” hacia su afloramiento. Bajo ella, se observan reflectores truncados (Fig. 2.29a).

Los registros de potencial espontáneo y resistividad se comportan de manera similar a lo ocurrido en la superficie 3, con un aumento más marcado del segundo, observable en los pozos Centenario 1 y Aurora 1.

La superficie 4 se interpreta como una discordancia subaérea (SU) hacia el sector occidental de la línea, mientras que hacia el este se identifica como una concordancia correlativa, por el cambio a facies no marinas evidenciada en la porción superior de la Formación Discordia y en la Formación Santa Clara, encontrándose en terreno presencia de rizolitos y material carbonoso, indicador de exposición subaérea, además de intraclastos, señal de retrabajo penecontemporáneo y un ambiente de alta energía (Catuneanu, 2006).

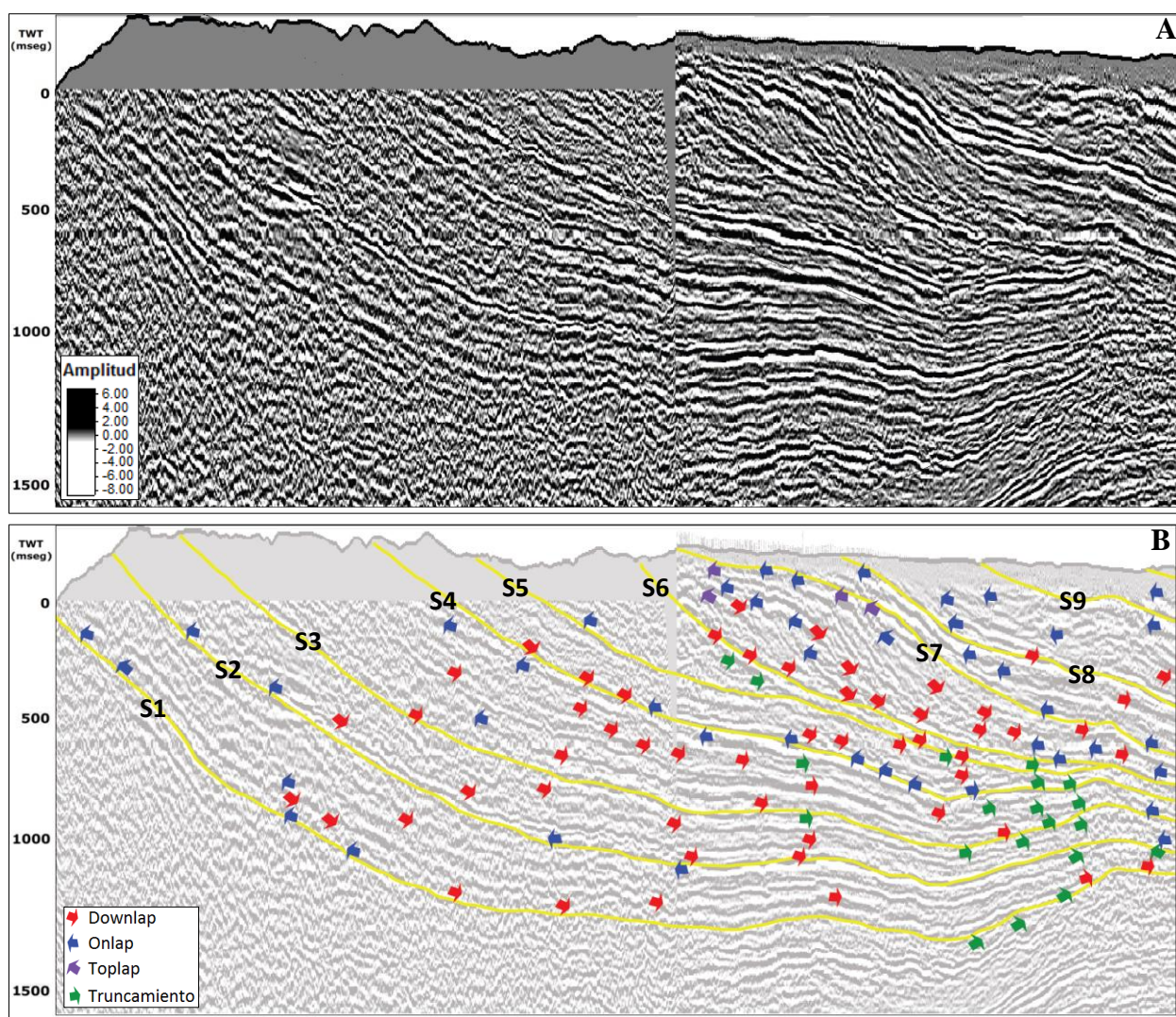


Figura 2.28 – Tercio oeste del perfil sísmico regional Pr6 (a) sin interpretar e (b) interpretado. Nótese el truncamiento (flechas verdes) de reflectores, concentrados debajo de las superficies S1, S2 y S3, así como el acuñamiento general de las unidades que delimitan. Hacia el margen de cuenca, los reflectores dominantes son “downlaps” (flechas rojas). Sobre la superficie S6, las clinofomas progradantes se ven reflejadas en “downlaps” y “toplaps”, mientras que sobre S7, los se manifiestan “onlaps”

2.2.1.5. Superficie 5

La superficie 5 (S5) es el contacto entre las formaciones Santa Clara y Puerto Nuevo. Recae en un reflector de baja amplitud y continuidad en el tercio oeste de la zona de estudio. Muestra terminaciones truncadas cercano al pozo Centenario 1 y “onlaps” hacia el oeste, lo que especialmente visible en la línea m5018 (Figs. 2.27 y 2.28).

El potencial espontáneo y la resistividad a partir de S5 indican un aumento ligero en el porcentaje de arena, observado en los pozos Centenario 1 y Aurora 1 y 2.

Se interpreta esta superficie como una superficie de máxima regresión (MRS), por las terminaciones estratigráficas presentes, al estar cercano al techo de la Formación Santa Clara y al marcar un quiebre de tendencia granocreciente a granodecreciente (Galloway, 1989; Catuneanu, 2002, 2006).

2.2.1.6. Superficie 6

El criterio principal para reconocer la superficie 6 (S6) es el cambio en los patrones de apilamiento, delimitado por un reflector semicontinuo de alta amplitud entre los pozos Caupolicán 1 y Aurora 2 y que posteriormente baja en amplitud hacia el noreste, visible en las líneas colindantes (m5039, m5021, m5062). Presenta terminaciones donde predominan los “downlaps” e inferiormente se tienen reflectores truncados (Figs. 2.27 y 2.29).

La resistividad en los pozos de la sección oeste y centrales tiende a ser errática, mientras que el potencial espontáneo muestra inflexiones que denotan presencia de arenas entre capas arcillosas.

Considerando los criterios diagnósticos de Catuneanu et al. (2011), S6 se define como una concordancia correlativa (CC).

2.2.1.7. Superficie 7

La superficie 7 (S7) se demarca siguiendo el marcador eléctrico A_{1b}, siendo un reflector de moderada amplitud y continuidad, reconocible como el límite inferior de un grupo de reflectores de mayor amplitud, que alcanzan mayor notoriedad en el lado oriente de la línea sísmica Pr6. Muestra “onlaps” en su porción oeste y “downlaps” hacia el este. En la parte oeste, se infiere presencia de “toplaps” que fueron erosionados al aflorar en superficie (Figs. 2.27 y 2.29).

S7 tiende a coincidir con el marcador eléctrico A_{1b} en la mayoría de los pozos orientes (Ávalos, 1963). Hacia oeste, donde imperan las terminaciones en “onlaps”, pese a que no se ajusta con el marcador con tanta exactitud, sí se conecta con una variación importante en los registros de potencial espontáneo y resistividad, apreciable en el pozo Aurora 1.

Semejante a la que sucede con S3, esta superficie podría corresponder a una superficie de máxima regresión (MRS) o a una concordancia correlativa (CC), tomando en cuenta las terminaciones estratigráficas, registros y litologías (Catuneanu, 2006).

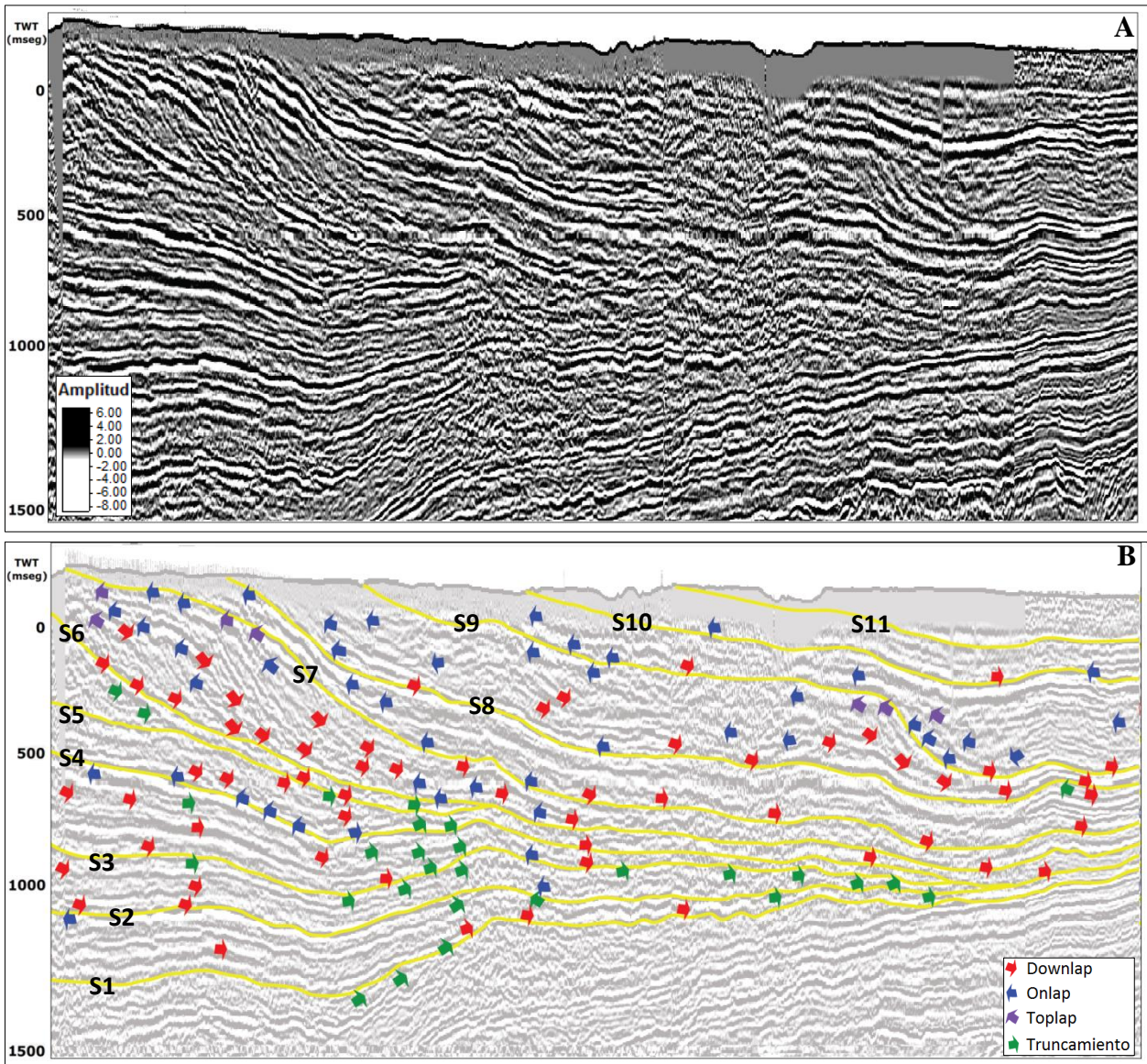


Figura 2.29 – Porción central del perfil Pr6 (a) sin interpretar e (b) interpretado. S4 registraría una discordancia relevante en la deposición de los estratos, atestiguada por los reflectores truncados (flechas verdes). La superficie S6 representaría un fuerte cambio en las tasas de subsidencia y sedimentación, reflejado en la facie sísmica y clinoformas suprayacente, con evidentes “downlaps” y “toplaps” (flechas rojas y moradas). Bajo S9 en dirección este, se tiene otra unidad progradante con las mismas terminaciones estratigráficas

2.2.1.8. Superficie 8

La superficie (S8) se establece en uno de los reflectores de mayor amplitud visible en la sección media del perfil Pr6, lo que permite seguirlo en dirección este. Terminaciones en “downlaps” son las que dominan, aunque hacia el oeste, donde aflora en superficie, también presenta “onlaps”. Inferiormente, se observan truncaciones en algunos sectores asociados a altos estratigráficos, aunque el patrón general es de concordancia (Figs. 2.27 y 2.30).

La superficie coincide con el marcador eléctrico A₁, retornando el potencial espontáneo a la línea base de las lutitas y la resistividad comienza a tomar forma de embudo (“funnel trend”). Podría

estar asociado al techo de la unidad informal Areniscas Arcillosas y a la base de la Formación Brush Lake (Ávalos, 1963).

Se interpreta que S8 es una superficie de máxima profundidad de agua, factiblemente una superficie de máxima inundación (MFS), basado en las amplias terminaciones en “downlaps”, registros eléctricos indicadores de progradación y al estar cercano al quiebre desde una facie arenosa a otra lutítica.

2.2.1.9. Superficie 9

La superficie 9 (S9) se identifica como la base de la Formación Brush Lake, aunque al aflorar no se interseca con el contacto establecido por Céspedes (1957). S9 se observa en el perfil Pr6 y en otras líneas paralelas (g5174, g8005 y g8006) ubicadas a menos de 2 km, presentando una amplitud relativamente baja y una continuidad menor, aunque se distingue con facilidad por su geometría entre los pozos Olivos 5 y Cullen 32. Separa reflectores que caen en “downlap” de otros más caóticos. Corresponde a un reflector que cae en “downlap” contra la superficie S7, mostrando terminaciones en “onlap”, “downlap” y “toplap” (Figs. 2.27 y 2.30).

Entre los pozos Lynch Sur 1 y Cullen 32 se tienen resistividades que muestran una deflexión abrupta en esta superficie, para luego tomar una tendencia granocreciente; el potencial espontáneo posee registros más irregulares, revelando en algunos intervalos un aumento evidente en el contenido de arena en paquetes arcillosos. Posterior al pozo Albatros 1, se une a la superficie S8, coincidiendo en el marcador eléctrico A₁ (Ávalos, 1963).

En la fracción poniente, desde el pozo Aurora 1 hasta el pozo Sultana 2, S9 representa una superficie de máxima profundidad de agua, posiblemente una superficie de máxima inundación (MFS), basado en sus terminaciones estratigráficas, litología y el cambio de tendencia granodecreciente a granocreciente. Luego, desde el pozo Sultana 2, se tiene que el quiebre de talud indica características de concordancia correlativa (CC), observado en las variaciones erráticas de los registros geofísicos y en las terminaciones en “downlaps” (Catuneanu, 2002, 2006).

2.2.1.10. Superficie 10

La superficie 10 (S10) se asocia a un reflector de muy alta amplitud y continuidad entre los pozos Sultana 2 y Catalina Sur 26, que separa reflectores de baja amplitud inferiormente, de otros subparalelos y de alta amplitud en la parte superior. Entre las terminaciones estratigráficas presentes, se encuentran “onlaps” y concordancia por arriba y “toplaps” por debajo (Figs. 2.27 y 2.30).

Desde el pozo Sultana 2 a Albatros 1, se observa que tanto el potencial espontáneo como la resistividad se tornan más irregulares, pero este último muestra una tendencia caótica bastante evidente y numerosos “peaks”.

Según los criterio Catuneanu (2006), tanto la litología como las terminaciones permiten deducir que la superficie 10 sería una superficie de máxima regresión (MRS), cercana al marcador eléctrico del techo de la Formación Brush Lake (Ávalos, 1963).

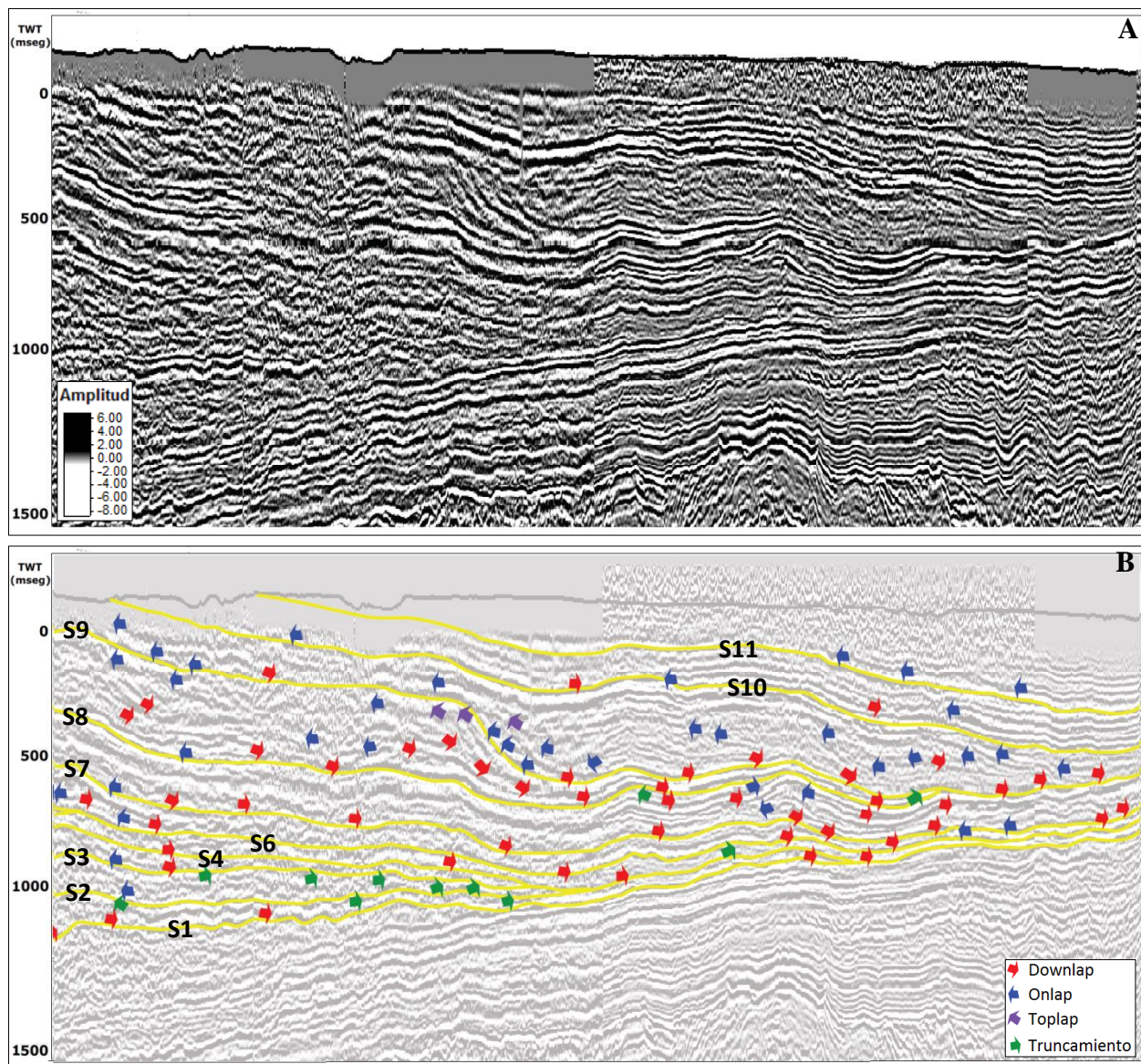


Figura 2.30 – Tercio este del perfil regional Pr6 (a) sin interpretar e (b) interpretado. Se pueden observar los “downlaps” y “toplaps” de la unidad delimitada entre S8 y S9. Sobre S9, los reflectores son subparalelos hacia poniente en plataforma; hacia talud y piso de cuenca, se tienen a una facie sísmica en “hummocky” de baja amplitud, con “downlaps” de bajo ángulo

2.2.1.11. Superficie 11

La superficie 11 (S11) corresponde a un reflector de alta amplitud y buena continuidad visible desde el pozo Olivos 5 hasta el pozo Catalina Sur 26. Sus terminaciones infra y suprayacentes parecieran ser concordantes, pero la calidad de la sísmica no permite vislumbrar las terminaciones con precisión (Figs. 2.27 y 2.30).

Siguiendo el patrón de las superficies anteriores, los registros de potencial espontáneo y resistividad siguen siendo irregulares. La resistividad en todos los pozos que intersectan S11 siguen la tendencia granocreciente, cada vez más pronunciada. Podría corresponder a la base de la Formación Palomares.

A semejanza de lo que ocurre con la superficie 10, S11 se identifica como una probable superficie de máxima regresión (MRS), probablemente ubicada en la Formación Palomares.

2.2.2. Unidades reconocidas

Estratigráficamente, según el orden jerárquico temporal descrito por Vail et al. (1991) y Catuneanu (2006), las 10 unidades identificadas corresponderían a secuencias de 3^{er} orden (Fig. 2.29), respondiendo a cambios en la eustasia y en la subsidencia tectónica. El detalle de cada una se da a continuación.

2.2.2.1. Unidad 1

La unidad 1 (U1) está limitada en su base por la superficie 1, caracterizada como una MRS o CC, y su límite superior por una MFS (S2). Se extiende desde el Estrecho de Magallanes hasta el sector oeste del pozo Cullen 32, en los alrededores de los Cerros de San Sebastián, adelgazándose progresivamente hacia el este. Debido a la inexistencia de pozos en el área de Porvenir, se utilizó el perfil de velocidad del pozo Caupolicán 1. Éste permite inferir que en el sector de Altos de Baquedano, esta unidad alcanza un espesor cercano a los 600 m, mientras que en los pozos Caupolicán 1, Centenario 1 y Olivos 5, la potencia corresponde a 270 m, 118 m y 101 m, respectivamente (Figs. 2.31).

U1 está compuesta por un conjunto de reflectores de continuidad y amplitud media a baja, mostrando mejor calidad de éstos entre los pozos Caupolicán 1 y Olivos 5. Presenta una facie sísmica subparalela a divergente hacia el margen de la cuenca, aunque hacia el oeste, antes del pozo Caupolicán 1, tiende a ser más ondulosa. En cuanto a sus terminaciones estratigráficas y su arreglo interno, presenta reflectores terminados en “downlap” hacia su base, mientras que hacia el techo existen truncamientos, los que se acentúan a medida que la unidad se va acuñando en dirección oriente. En su conjunto, esta unidad tiene un apilamiento que está dominado por la agradación – retrogradación.

En superficie, esta unidad aflora como limolita y lutita con alta presencia de concreciones calcáreas esféricas a elipsoidales, correspondiéndose con la Formación Leña Dura. En subsuelo, los registros de potencial espontáneo y resistividad en los pozos Puerto Nuevo 1, Centenario 1 y Aurora 1 y 2 indican una disminución hacia arriba en el contenido de arenas, lo cual es coherente con el paso de una formación eminentemente arenosa (Fm. Tres Brazos) a una donde predomina la arcilla (Fm. Leña Dura). La tendencia de SP y Res entre los pozos Caupolicán 1 y Campanario Sur 1, sumado al estilo de apilamiento, permite inferir un set de parasecuencias retrogradacionales en un arreglo secuencial tipo “backstepping”, concordante con la interpretación de MRS para S1. Esto implica que la tasa de subsidencia superó a la tasa de

deposición, con un retroceso de las facies hacia el margen de cuenca (Fig. 2.30b). Se reconoce la presencia de dos cortejos sedimentarios: LST y TST. El primero, que alcanzaría una potencia superior a los 250 m, estaría asociado al desarrollo de abanico de talud (SF: “slope fan”) y complejo de progradación (PGC: “prgradation complex”), con posible presencia de turbiditas al oeste del pozo Caupolicán 1, donde se registra un SP relativamente alto, y al este de Aurora 1. Los depósitos transgresivos estarían compuestos por arcillolitas y limolitas intercaladas por niveles calcáreos, con electrofacies retrogradacionales a agradacionales. Es posible que la superficie de máxima inundación que delimita al “tract” transgresivo sea un evento regional, distinguible en varias líneas aledañas (Fig. 2.30a).

	Código de Unidad	Apilamiento	Systems Tracts	Formación Asociada	Piso Faunístico
	U1	Agradación – Retrogradación (Backstepping)	LST (SF-PGC) y TST	Fm. Leña Dura	Moritziano
	U2	Agradación – Progradación (Forestepping)	LST (SF-PGC)	Fms. Leña Dura y Bautismo	Cameroniano
	U3	Agradación – Progradación (Forestepping)	LST (PGC), TST y HST	Fm. Discordia	Rosariano
	U4	Agradación – Progradación (Forestepping)	LST (BFF-SF-PGC) y TST	Fms. Santa Clara y Puerto Nuevo	Rosariano a Miradoriano
	U5	Progradación (Downstepping)	LST (BFF-SF-PGC)	Fm. Puerto Nuevo	Miradoriano
	U6	Agradación – Progradación (Forestepping)	LST (BFF-SF-PGC) y TST	Fms. Río del Oro y Brush Lake	-
	U7	Agradación – Progradación (Forestepping)	LST (SF-PGC), TST, HST	Fm. Brush Lake	Gaviotano
	U8	Agradación – Progradación (Forestepping)	LST (MTC), TST y HST	Fms. Brush Lake y Filaret	Gaviotano
	U9	Agradación – Progradación (Forestepping)	TST y HST	Fm. Filaret	Sebastiniano
	U10	Agradación – Progradación (Forestepping)	TST y HST	Fms. Filaret y Palomares	Macphersoniano a Dividisaderiano

Tabla 2.3 – Resumen de las unidades reconocidas con su respectivo apilamiento, cortejos sedimentarios o “systems tracts” y el piso faunístico asociado (Natland et al., 1974; Mobil, 1979). Abreviaciones: BFF – Abanico de piso de cuenca; SF – Abanico de Talud; PGC – Complejo de Progradación; MTC – Complejo de Transporte Masivo; TST – Cortejo de Sistema de Transgresivo; HST – Cortejo de Sistema de Estado Alto; FSST – Cortejo de Sistema de Estado Descendente

En vista de que en esta posición de la cuenca no se observan los “shelf breaks” de esta unidad, estos representarían las facies de talud distal y cuenca asociados a la Formación Leña Dura, afín

con las observaciones y estudios entregados por Céspedes (1957). Estos sedimentos se habrían acomodado en el Moritziano, a continuación de una regresión acontecida en el Clarenciano, durante la cual se depositó la Formación Tres Brazos (Fig. 1.2). Cañon (1968) y Natland et al. (1974) muestran que el incremento en radiolaria y foraminíferos planctónicos con respecto a las formas bentónicas, es indicador de un ambiente de aguas más profundas en comparación al Cameroniano, refrendado por la presencia de *Teredolites* y nautiloídeos encontrados en las campañas de terreno del presente trabajo. Asimismo, Tavera (1988) menciona que las condiciones paleoecológicas en Boquerón permitieron la existencia de grandes cantidades de crinoídeos, foraminíferos nodosariáceos de gran porte y radiolarias, los que sugieren bajas tasas de sedimentación (Cañon, 1966, 1968).

2.2.2.2. Unidad 2

Ubicada entre S2 y una MFS, la unidad 2 (U2) afloran en la parte suroeste de Altos de Baquedano, disminuyendo su espesor en dirección nororiente. Se acuña al oeste del Cerro Jacobo (pozo Lynch Sur 1), al noreste del Lago Bello. El perfil de velocidad del pozo Caupolicán 1 permite estimar un espesor superior a los 200 m en su sección poniente, mientras que los pozos Centenario 1, Aurora 2 y Olivos 5 entregan valores de 145 m, 131 m y 46 m respectivamente (Figs. 2.31 y 2.32).

Esta unidad se asemeja bastante a la anterior, mostrando reflectores de amplitud, continuidad y frecuencia moderada a débil en el tercio oeste, que tienden a perderse en dirección este. Muestra una facie sísmica subparalela a lentiforme. Las terminaciones estratigráficas dentro de este paquete son concordantes y en “downlaps” internamente; hacia su base, dominan los “downlaps”, mientras que hacia el techo, se reconocen reflectores truncados desde el sector oeste del pozo Aurora 1. El apilamiento es agradacional.

En terreno, esta unidad corresponde a la Formación Bautismo y a la porción inferior de la Formación Discordia, compuestos de limolita y lodolita arenosa. Los registros en los pozos Caupolicán 1, Puerto Nuevo 1, Centenario 1 y Aurora 1 reflejan electrofacies ligeramente progradacionales. SP muestra un leve aumento en el contenido de arena en comparación a la unidad 1, explicable por la Formación Bautismo, que luego disminuye por la litología de la Formación Discordia, predominantemente arcillosa. Las columnas estratigráficas de los pozos Aurora 1 y Centenario 1 atestiguan esta variación de arcillolita con intercalaciones de arenisca arcillosa y calizas que van aumentando en profundidad. Dentro de la unidad, los registros de pozos mencionados y su correlación de electrofacies revelan un patrón de apilamiento tipo “forestepping”, es decir, secuencias agradacionales a progradacionales que avanzan hacia la cuenca y que se depositan mientras se crea espacio de acomodación (Fig. 2.32b).

Este paquete desarrolla un cortejo de estado bajo (LST) y un cortejo transgresivo (TST), con una potencia que bordea los 200 m. Basado en las deflexiones de los registros SP, el LST estaría representado por un abanico de piso de talud (SF), coherente con el estilo de apilamiento, que posteriormente es cubierto por un “tract” transgresivo de potencia semejante al LST. Tanto las columnas litoestratigráficas como las electrofacies informan que este cortejo está compuesto de

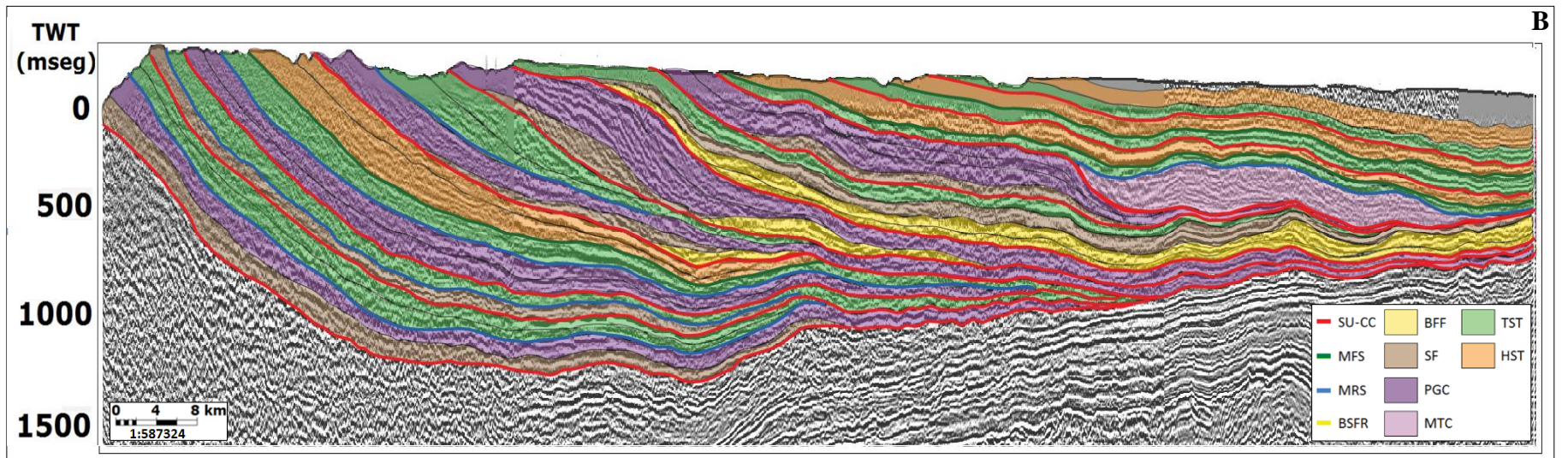
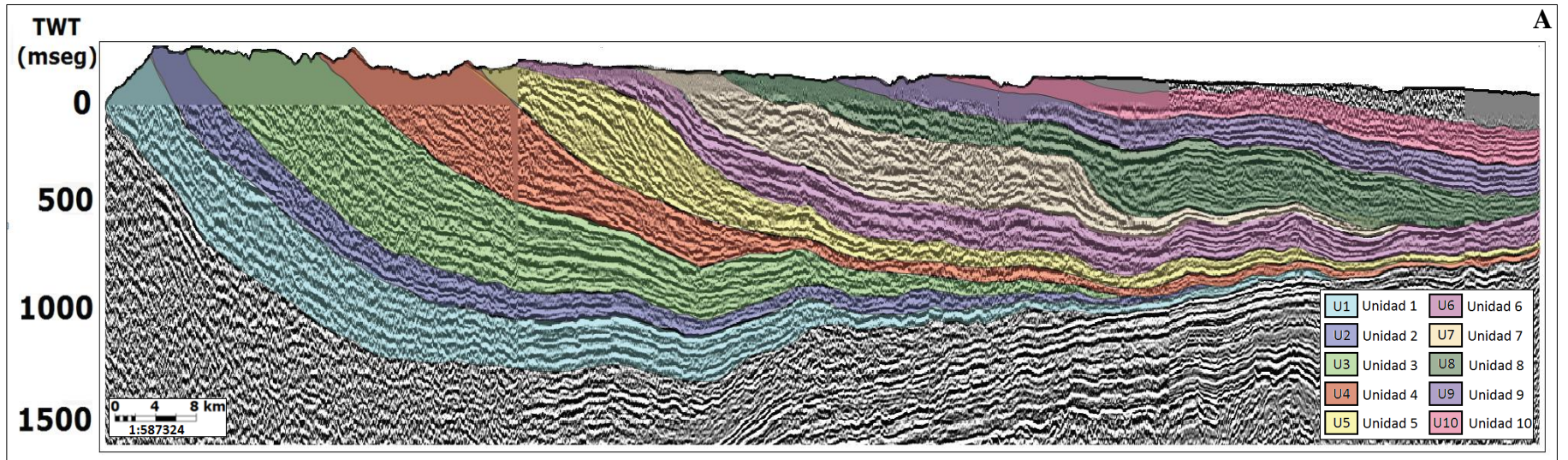


Figura 2.31 - (a) Unidades reconocidas mediante la información sismoestratigráfica y de perfiles de pozos, las cuales corresponderían a secuencias de 3^{er} orden. (b) Detalle de los cortejos sedimentarios y superficies estratigráficas reconocidas. Abreviaciones: SU - CC – Discordancia subaérea - Concordancia Correlativa; MFS – Superficie de Máxima Inundación; MRS – Superficie de Máxima Regresión; BSFR – Superficie Basal de Regresión Forzada; BFF – Abanico de piso de cuenca; SF – Abanico de Talud; PGC – Complejo de Progradación; MTC – Complejo de Transporte Masivo; TST – Cortejo de Sistema de Transgresivo; HST – Cortejo de Sistema de Estado Alto

sedimentos pelíticos pelágicos con intercalaciones de arcillolita arenosa hacia la base (Fig. 2.32a).

Así, la porción occidental de la unidad se habría depositado en un ambiente de aguas más someras en comparación a la unidad anterior. Esto habría ocurrido durante el Cameroniano, en un ambiente de plataforma media hacia el oeste en Península Brunswick, y talud en el área de estudio (Fig. 1.2; Natland et al., 1974).

2.2.2.3. Unidad 3

La unidad 3 (U3) está enmarcada por una MFS y la discordancia S4. Se reconoce en los Altos de Baquedano, en el sector de la Draga, haciéndose más estrecho en dirección noreste hasta perderse entre los pozos Sultana 2 y Lynch Sur 1. Las velocidades de pozo permiten inferir espesores superiores a los 500 m en el Bloque Porvenir, pasando a 400 m y 200 m en los pozos Centenario 1 y Olivos 5 (Fig. 2.31 y 2.32).

Los reflectores de esta unidad son de amplitud y continuidad media, en tanto que frecuencia es baja. Presenta interiormente y hacia su tope algunos reflectores de alta amplitud la destacan en el conjunto, visibles en los alrededores del pozo Caupolicán 1. La facie sísmica exhibida es subparalela y lentiforme, mostrándose divergente hacia el margen de la cuenca hacia el oeste. Exhibe terminaciones en “downlap” principalmente, aunque internamente también se observan “onlaps”. Como sucede con las unidades anteriores, las truncaciones se concentran a partir de los pozos Aurora 1 y 2. Esta información permite inferir una configuración de apilamiento agradacional – progradacional (Fig. 2.32).

La litología en campo abarca lodolita limosa y lutita de tonos grises con nódulos calcáreos e intercalaciones arenosas, correspondiéndose con la parte superior de la Formación Discordia. Las correlaciones de registros eléctricos entre pozos permiten interpretar electrofacies agradacionales a progradacionales, evidenciado en los pozos Caupolicán 1, Centenario 1 y Olivos 5 que muestran deflexiones que indican parasecuencias arenosas. Esto último es confirmado por las columnas litoestratigráficas de dichos pozos, donde se detalla la presencia de arcillolita arenosa intercalada, la que no tuvo demostraciones de hidrocarburos cuando fue perforado. Se destaca el caso del pozo Caupolicán 1, el que según los datos de columna, muestra rastros de bitumen en esta unidad. En general, las electrofacies revelan un comportamiento similar a la unidad anterior, teniéndose un apilamiento tipo “forestepping” (Fig. 2.32b).

En esta unidad se reconocen tres cortejos sedimentarios: LST, TST y HST. Basado en el comportamiento del registro SP, se interpreta que el cortejo de estado bajo estaría representado por la porción distal del complejo de progradación (SF), con espesores que pueden superar los 400 m en el Bloque Porvenir. En este cortejo se ubican los cuerpos de arcillolita arenosa, de pocos metros según las columnas estratigráficas. El cortejo transgresivo se caracteriza por contener limolitas y arcillolitas agradacionales, mientras que el cortejo de estado alto muestra registros eléctricos granocrecientes, afín con la variación a facies pelíticas con mayor contenido de arena hacia el tope (Fig. 2.32a).

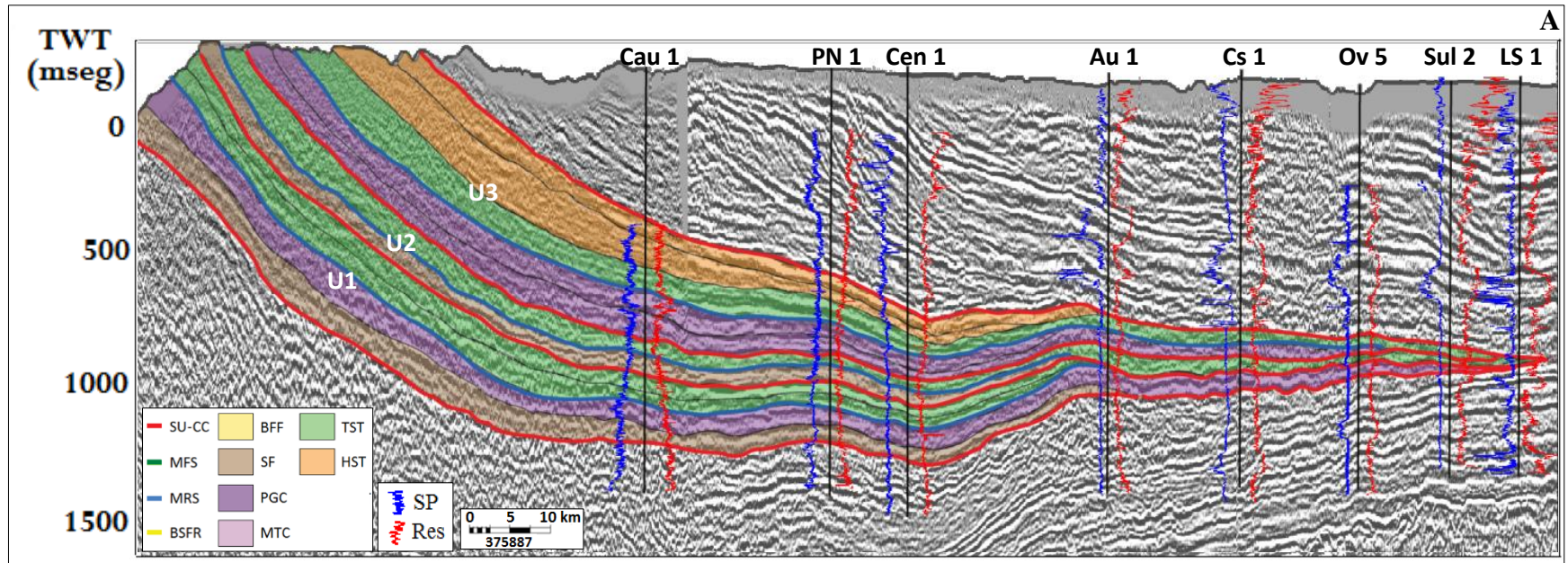
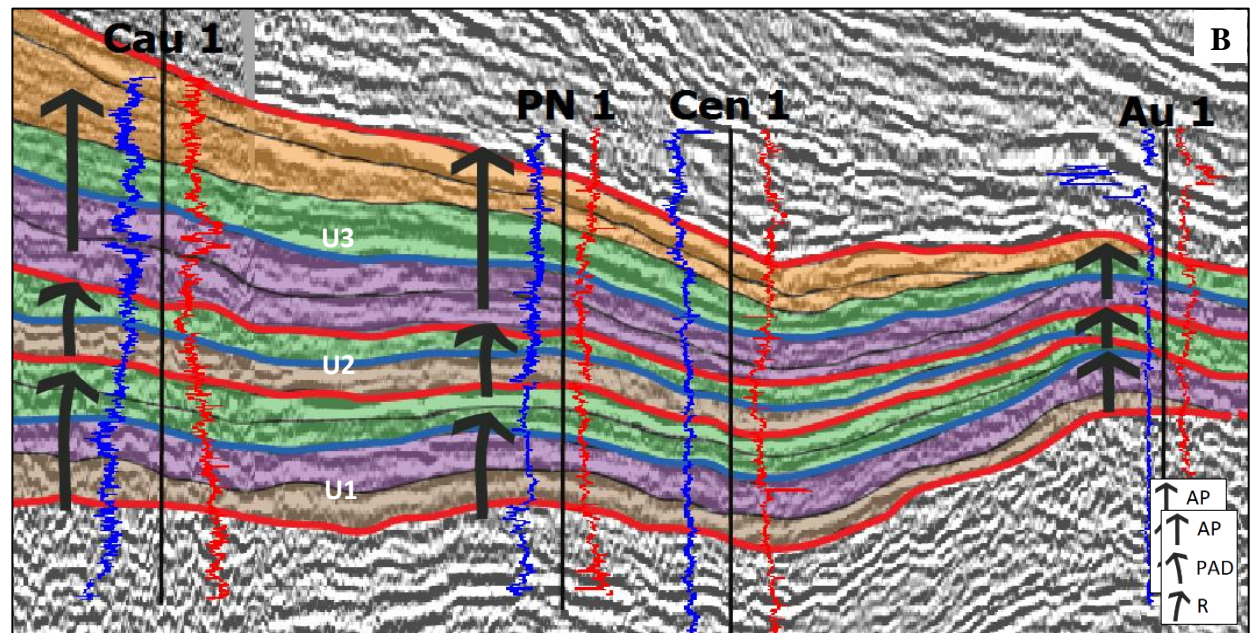


Figura 2.32 - (a) Unidades 1 a 3 con sus respectivos cortejos sedimentarios y registros de pozos. Las tres unidades poseen una morfología similar, acuñándose en las cercanías del pozo Lynch 2 en superficie. (b) Detalle del comportamiento del potencial espontáneo y resistividad en cada unidad. Nótese la transición desde un apilamiento retrogradacional (U1) a uno progradacional (U3) en los registros. Abreviaciones: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; Cau 1 – Caupolicán 1; PN 1 – Puerto Nuevo 1; Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1



El incremento en la proporción de arena tendría relación con el emplazamiento de un ambiente marino de plataforma interna a media en el Rosariano, el que habría sido significativamente más somero que en el Cameroniano y que prosiguió hasta el Miradoriano. Esto se vería reflejado por el inicio de la orogenia del Oligoceno, que propició el desarrollo de la Formación Loreto, esta última formación correlacionable con la porción superior del Grupo Bahía Inútil (Fig. 1.2; Barwick, 1949, 1955; Céspedes, 1957; Natland et al., 1974).

2.2.2.4. Unidad 4

Esta unidad (U4) tiene como base y techo las discordancias S4 y S6. Se inicia en el Río del Oro, en los alrededores del sector de la mina Santa Clara. La potencia máxima de este paquete supera los 600 m desde el pozo Caupolicán 1 hasta su afloramiento, mientras que en los pozos Centenario 1 y Puerto Nuevo 1, baja a valores cercanos a los 250 m. A partir del pozo Aurora 1, adquiere una forma tabular con un espesor relativamente constante que oscila entre los 80 a 100 m (Fig. 2.31 y 2.33a).

Entre los pozos Caupolicán 1 y Aurora 1, la base muestra reflectores de alta amplitud, principalmente en las vecindades de un bajo estructural o ‘cubeta’, ubicada al este del pozo Centenario 1, con una facie sísmica lentiforme a “hummocky”. El resto de los reflectores es de pobre amplitud, frecuencia y continuidad. Muestra principalmente “onlaps” hacia el techo y en la ‘cubeta’, donde se generan una estructura tipo “onlap mounded fill”, así como truncaciones. El apilamiento corresponde a agradación – progradación.

Según lo reconocido en terreno, esta unidad se asocia al techo de la Formación Discordia y a la Formación Santa Clara, donde la arenisca fina a media predomina por sobre la arcilla, además de contener material carbonoso. En subsuelo, el comportamiento de los registros SP y Res se pueden explicar teniendo en cuenta la disposición de la superficie, siendo probable que se haya acumulado sedimento vinculado a la erosión, generando posibles turbiditas en las depresiones existentes. Su base sería coincidente con la transición entre la Formaciones Discordia y Santa Clara, que marcaría la transición Eoceno – Oligoceno. Su conjunto de parasecuencias permite inferir un arreglo en “forestepping” (Fig. 2.33b).

Esta unidad expresa dos cortejos sedimentarios. Se destaca el LST, al ser el cortejo con mayor expresión, conformado por un abanico de piso de cuenca, abanico de talud y complejo progradante. Los abanicos son de fácil identificación por sus terminaciones en “onlaps” y por el comportamiento del potencial espontáneo y la resistividad cerca del pozo Centenario 1, que muestran una mayor proporción de arena. La columna litoestratigráfica de dicho pozo indica que los sedimentos en dicha sección de la unidad corresponden a arena de cuarzo con líticos, de mala calidad productora. El TST está formado por arcillolita y limolita, con niveles finos de arena y caliza. Éstos se ven fuertemente erosionados por la disconformidad S4, marcando un probable cambio en los patrones de sedimentación dentro del perfil regional (Fig. 2.33a).

Basado en la información recolectada, U4 se habría depositado entre los pisos Rosariano y Miradoriano (Fig. 1.2). Las características litológicas, la SU identificada y el proceso de

depositación de mayor energía pueden conectarse con un descenso global del nivel del mar y posiblemente, con la orogenia de los Andes Australes en el Oligoceno. Esta última se originó por el aumento en la tasa de convergencia desde el oeste a raíz de la reorganización de las placas de Nazca y Sudamericana, debido a la ruptura de la placa Farallón (Natland et al., 1974; Mobil, 1979; Barker, 2001; Le Roux, 2012). Malumián et al. (2013) ratifica esta idea, mencionando que el paso del Eoceno al Oligoceno coincidiría con una discordancia expresada por la Formación Santa Clara en la costa chilena, marcada por la desaparición de *Globigerinatheka index*, calibrada en 34.3 Ma.

2.2.2.5. Unidad 5

Expresada en terreno en las proximidades del Río del Oro, al este de las lagunas Baquedano e Inés, corresponde a una unidad (U5) delimitada por las discordancias S6 y S7. Su espesor al entrar en contacto con la superficie supera los 600 m, disminuyendo a valores menores a los 200 m al este del pozo Aurora 1, para luego adelgazarse progresivamente en dirección oriente (Fig. 2.31a y 2.33a).

La unidad 5 tiene un evidente cambio en los patrones de depositación al compararlo con las unidades anteriores, delimitado por la superficie S6. Los reflectores muestran una clara facie de progradación sigmoide, con continuidad y amplitud media, y cuyos quiebres de plataforma siguen una orientación WSW-ENE asociado a la migración de taludes. Presenta terminaciones en “downlap” y “onlap” en su configuración interna, mientras que trunca reflectores de la unidad 4. Se destacan algunos reflectores de alta amplitud al oeste de los pozos Aurora 1, cuya forma en “gull wings” da indicios de la presencia de un abanico de piso de cuenca. El estilo de apilamiento es eminentemente progradante.

Los afloramientos detectados en terreno indican que U5 corresponde a un paquete arcilloso, compuesto de lutita y lodolita gris con concreciones calcáreas, correlacionable a la Formación Puerto Nuevo. En subsuperficie, las electrofacies de los pozos muestran tendencias agradacionales a progradacionales, con fluctuaciones que atestiguan intercalaciones arenosas. Los pozos Puerto Nuevo 1 y Aurora 1 muestran deflexiones notorias, coherentes con esto último, describiéndose en las columnas litoestratigráficas la existencia de arena fina muy arcillosa, con baja calidad productiva para el segundo pozo mencionado. Basado en los registros de SP y Res, se infiere que el arreglo reconocido corresponde a “downstepping” (Fig. 2.33b).

U5 constaría solo con la presencia del cortejo de estado bajo. Entre los pozos Caupolicán 1 y Olivos 5, se desarrolla un abanico de piso de cuenca marcado (BFF) y un abanico de talud SF), y por sobre ellos, un complejo de progradación (PGC) visible hasta la parte este del perfil regional. El primero de estos está caracterizado por los “onlaps” sobre la discordancia basal y un “peak” en los registros SP y Res del pozo Aurora 1 y Campanario Sur 1. El abanico de talud también muestra un cambio importante en los registros, visible en el pozo Puerto Nuevo 1 (Fig. 2.33b). El cortejo de progradación evidencia electrofacies progradantes a agradantes, con intercalaciones de arcillas y arenas hacia su techo en la sección aflorante.

Por otro lado, tomando en cuenta lo registrado por otros autores, esta unidad se asociaría a una etapa de súbita profundización que sufrió la cuenca en la costa atlántica de Tierra del Fuego, originada por cambios tectónicos. Esto se expresa en el conjunto de foraminíferos bentónicos y la abundancia de foraminíferos planctónicos de gran tamaño (Le Roux, 2012; Malumián et al., 2013). Asimismo, tanto Cañon (1968) como Natland et al. (1974) mencionan que durante el Concordiano, equivalente al Miradoriano, la bioestratigrafía permite señalar condiciones de mayor profundidad en comparación a lo acontecido durante la depositación de la Formación Discordia (Fig. 1.2). De esta forma, la Formación Puerto Nuevo marcaría el inicio de la colmatación de la cuenca con sedimentos más finos evidenciados por las clinofomas progradacionales de esta unidad (Hromic, 1993; Malumián et al., 2013). La diferencia entre lo observado en este trabajo y lo citado anteriormente puede deberse a que trabajos fueron realizados en distintos puntos de la cuenca, por lo que no se puede generalizar el proceso a todo una porción de la cuenca.

2.2.2.6. Unidad 6

Observable en las quebradas ubicadas al este Río del Oro, en la parte oriental de Altos de Baquedano, la unidad 6 (U6) es un paquete tabular que va haciéndose más potente en dirección noreste, en contraposición de las unidades anteriores que tendían a acuñarse. Su base es la discordancia S7 y su techo podría corresponder a una MFS. En los sectores donde aflora, alcanza un espesor aparente cercano a los 300 m, que se mantiene relativamente constante hasta el pozo Lynch Sur 1, para luego fluctuar entre los 180 a 200 m en el tercio este de la transecta (Fig. 2.31a y 2.33a).

Los reflectores tienen una continuidad y frecuencia relativamente alta, mostrando una gran amplitud hacia el techo de la unidad, especialmente entre los pozos Caupolicán 1 y Campanario Sur 1, y en la sección este, entre los pozos Olivos 5 y Catalina Sur 26. Exhibe una facie sísmica subparalela a contorneada. La terminación estratigráfica dominante hacia poniente es el “onlap”, mientras que hacia oriente se registran “downlaps”. Ambas terminaciones también se observan internamente. Por otro lado, posterior al pozo Lynch Sur 1 en dirección este, existen reflectores truncados. El apilamiento es agradacional – progradacional.

Aunque se encontraron escasos afloramientos, la litología de esta unidad presenta arcillolitas y lodolitas con bancos calcáreos en su base, pasando a areniscas arcillosas grises hacia su techo. La información de subsuelo registra las variaciones más pronunciadas de los registros de todos los pozos utilizados, observándose que el potencial espontáneo y la resistividad adquieren forma cilíndrica (“boxcar trend”) a irregular. En varios pozos, la base tiende a coincidir con el marcador eléctrico A₁b. Algo similar ocurre con el marcador A₁, que se muestra concordante con el inicio del cortejo transgresivo que la cubre. Los cambios registrados en los perfiles son afines con la aparición de la unidad informal Areniscas Arcillosas, conformando la parte central a superior de la unidad junto con la base de la Formación Brush Lake. Teniendo en cuenta las electrofacies y litología, U7 se apila en “forestepping”, dominando la agradación por sobre la progradación (Fig. 2.33b).

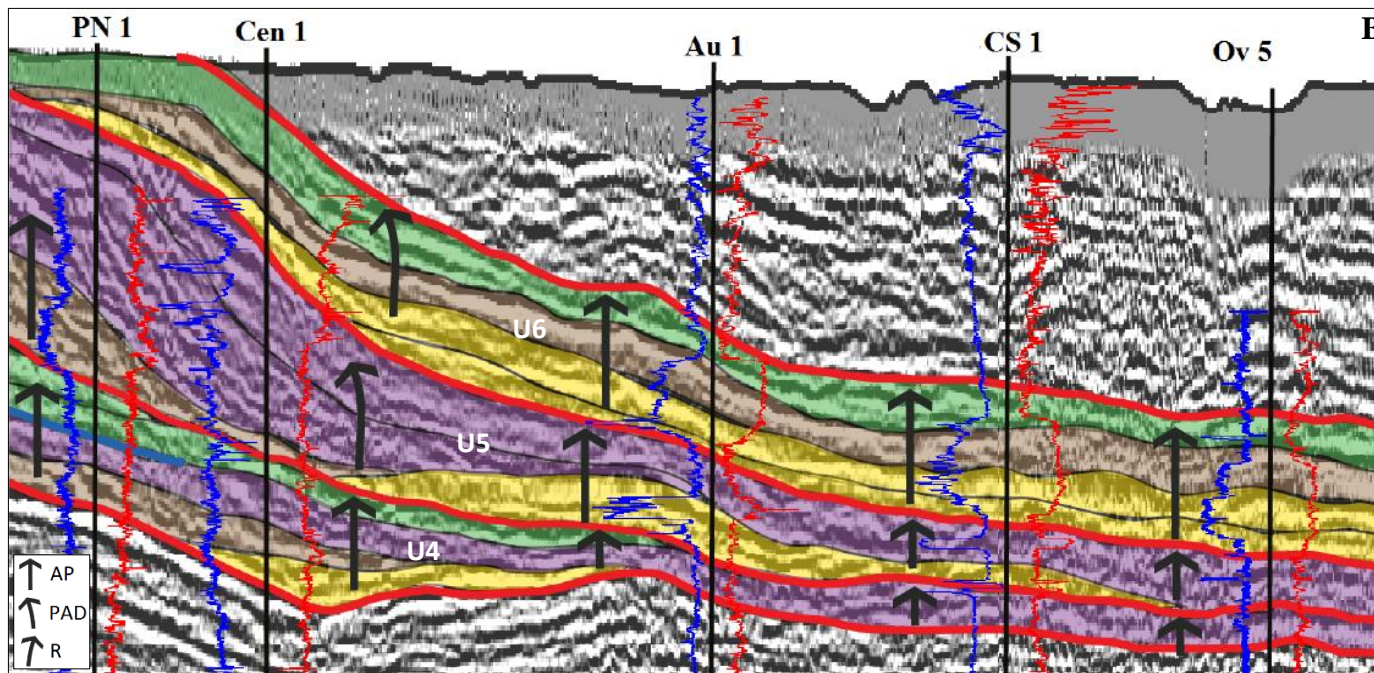
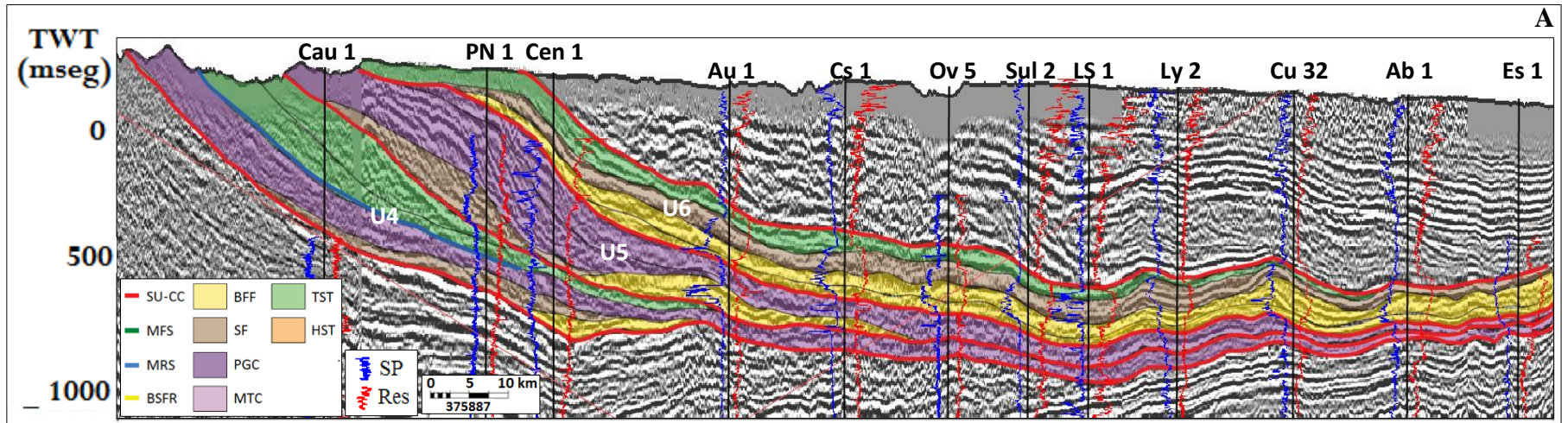


Figura 2.33 - (a) Unidades 4 a 6 con sus respectivos cortejos sedimentarios y registros de pozos. (b) Detalle de las electrofacies en los tres paquetes. En estas unidades se reconoce la discordancia que marcaría el paso del Eoceno al Oligoceno, representado por la discordancia basal de U4. Asimismo, se destaca la presencia de un abanico de talud y piso de cuenca en las tres unidades, atestiguado por los registros SP y Res en los pozos. Más detalle en el texto. Abrev.: SP - Potencial espontáneo; Res - Resistividad; AP - agradación - progradación; PAD - progradación - agradación degradación (?); R - retrogradación; PN 1 - Puerto Nuevo 1; Cen 1 - Centenario 1; Au 1 - Aurora 1; CS 1 - Campanario Sur 1; Ov 5 - Olivos 5

Los cortejos sedimentarios registrados son LST y TST. El cortejo de estado bajo, que supera los 100 m de espesor, estaría constituido por un abanico de piso de cuenca (BFF) de gran envergadura, abarcando desde el este del pozo Caupolicán 1 hasta el límite fronterizo. Sobre ella, se ubicaría un abanico de talud (SF) que disminuye en espesor hacia el atlántico. Ambos registran terminaciones en “onlaps” hacia el talud y plataforma, y están enmarcadas dentro de los registros en forma de “boxcar”, que se puede seguir por la mayoría desde el pozo Aurora 1 hasta el pozo Estepa 1. Litológicamente, las columnas indican que el sector este está formado por limolitas con niveles arenosos, variando a arenisca de grano fino muy arcillosa hacia oriente. El cortejo” transgresivo alcanza unos 50 m de potencia, y está compuesto de arcillolita con intercalaciones de arenas hacia el sector plataformal en el oeste, pasando a predominar las arcillas y limoarcillas en dirección este. El cambio de LST a TST se expresa en un cambio abrupto hacia la línea de las lutitas en los registros de SP y Res, indicador del inicio de la Formación Brush Lake.

La unidad se habría depositado durante una regresión normal anterior a una transgresión ocurrida en el Gaviotano, donde los sedimentos se hicieron más costaneros hacia el noroeste, en un ambiente de plataforma interna a media (Fig. 1.2). Los fósiles detectados por Cañon (1968) y Natland et al. (1974), como *Cassidulina* y *Robertina*, además de la gran abundancia de moluscos, indican condiciones marinas a litorales. El mecanismo de depositación sería distinto al establecido en estudios anteriores, donde se asocia al pie de un complejo de progradación que va migrando de suroeste a noreste. Localmente no se logran reconocer evidencias de progradación para U6, por lo que basado en la información recolectada, se presume que en esta área de la cuenca el paquete arenoso correspondería a la depositación de un abanico de talud y un abanico de piso de cuenca.

2.2.2.7. Unidad 7

La unidad 7 (U7) está delimitada por las discordancias S8 y S9, apareciendo en los alrededores del Lago Donoso. Se acuña en dirección noreste y presenta espesores mayores a los 300 m donde aflora y en los pozos Aurora 2 y Sultana 2, para luego, en dirección este, bajar drásticamente a los 20 m en el pozo Cullen 32 y luego desaparecer, siendo una posible sección condensada (Fig. 2.31a y 2.34a).

Se caracteriza por poseer un grupo de reflectores de amplitud media, con baja continuidad y frecuencia, que permiten distinguir una facie sísmica progradacional, tipo complejo sigmoide – oblicuo. En cuanto a sus terminaciones, se destacan los “downlaps” hacia su base y “toplaps” hacia el techo, principalmente en el lado este de la unidad, visibles en las cercanías del pozo Sultana 2. Internamente, muestra “onlaps” y “downlaps”. Lo anterior permite inferir un apilamiento agradacional a progradacional.

En terreno, se observó que las rocas de esta unidad corresponden a arcillolitas y areniscas finas intercaladas, con niveles de calizas. En subsuelo, los registros de potencial espontáneo tienden a acercarse a la línea base de las lutitas, aunque existe un mayor componente arenoso en la base de la unidad en el sector oeste de la transecta, mientras que en los pozos Olivos 5 y Sultana 2, los perfiles SP y Res indican una disminución en el contenido de arcilla. El comportamiento de la

resistividad en forma de embudo (“funnel trend”), atestigua facies granocrecientes y progradación. La base de esta unidad se acerca al marcador eléctrico A₁, mientras que su techo coincide con otro marcador asignado al techo de la Formación Brush Lake hasta el pozo Sultana 2 aproximadamente, para luego caer en “downlap” y unirse a la base. Similar a U6, el apilamiento es del tipo “forestepping” (Fig. 2.34b).

En concordancia con el estilo apilamiento reconocido, esta unidad desarrolla los cortejos de estado bajo (LST), estado transgresivo (TST) y el de estado alto (HST). Los registros de los pozos Aurora 1 y 2 y las columnas litoestratigráficas muestran que el abanico de talud (SF) está compuesto por arenisca arcillosa con niveles de arcillolita; el complejo de progradación (PGC) es arcilloso, con bancos de caliza y mayor presencia de arena hacia el techo. Los pozos Aurora 1 y Sultana 2 indican parasecuencias ligeramente granocrecientes de arcillolita y limoarcillolita arenosa en el TST y HST.

Esta unidad, depositada en ambiente de prodelta, se puede concatenar con el ciclo sedimentario ocurrido en el sureste de la cuenca, asociado a la zona de Bahía Inútil, que está compuesto de sedimentos marinos del Gaviotano (Fig. 1.2; Cañon, 1968). Mobil (1979) menciona que durante el Mioceno sobrevino una transgresión de aguas muy someras a someras que cubrieron la cuenca y la plataforma. Foraminíferos de pozos ubicados al norte de la Isla de Tierra del Fuego indican ambientes parálidos y de plataforma interna. Hromic (1993) y Malumián et al. (2013) ratifican esta idea, mencionando el fuerte contraste entre la Formación Puerto Nuevo, de aguas profundas, con el ambiente somero de la Formación Brush Lake. Esta variación reflejaría una colmatación importante entre las unidades U6 y U7.

2.2.2.8. Unidad 8

La unidad 8 (U8) está definida dentro de la discordancia S9 y una MRS. Ubicada entre los pozos Campanario Sur 1 y Catalina Sur 26, U9 aflora al sureste del río O’Higgins y al oeste del cerro Macpherson. Se inicia con espesores bajos, menores a los 150 m en los pozos Campanario Sur 1 y Sultana 2, pasando a valores que bordean los 300 m a partir del pozo Lynch Sur 1, para luego ir acunándose con potencias que oscilan entre los 180 a 200 m hasta el pozo Albatros 1. A partir de este último pozo, comienza a disminuir, alcanzando un espesor de 116 m en el pozo Estepa 1 (Fig. 2.31a y 2.35a).

Los reflectores se observan de baja amplitud, con continuidad y frecuencia media a baja, aunque el techo está claramente delimitado por reflectores de muy alta amplitud. Su sección oeste, evidencia una facie sísmica subparalela a caótica, mientras que en la porción de mayor espesor, se reconoce una facie en “hummocky” y caóticos. Presenta terminaciones en “onlaps” y “toplaps” hacia el oeste, mientras que hacia el este se reconocen “downlaps”. El empaquetamiento es agradacional - progradacional.

Los afloramientos de las rocas asociadas a esta unidad corresponden a areniscas, arcillolitas y lodolitas. Pese a que no se identificó en terreno, Barwick (1949), Céspedes (1957) y las columnas litoestratigráficas de los pozos Aurora 1 y 2 indican presencia de mantos de carbón. La

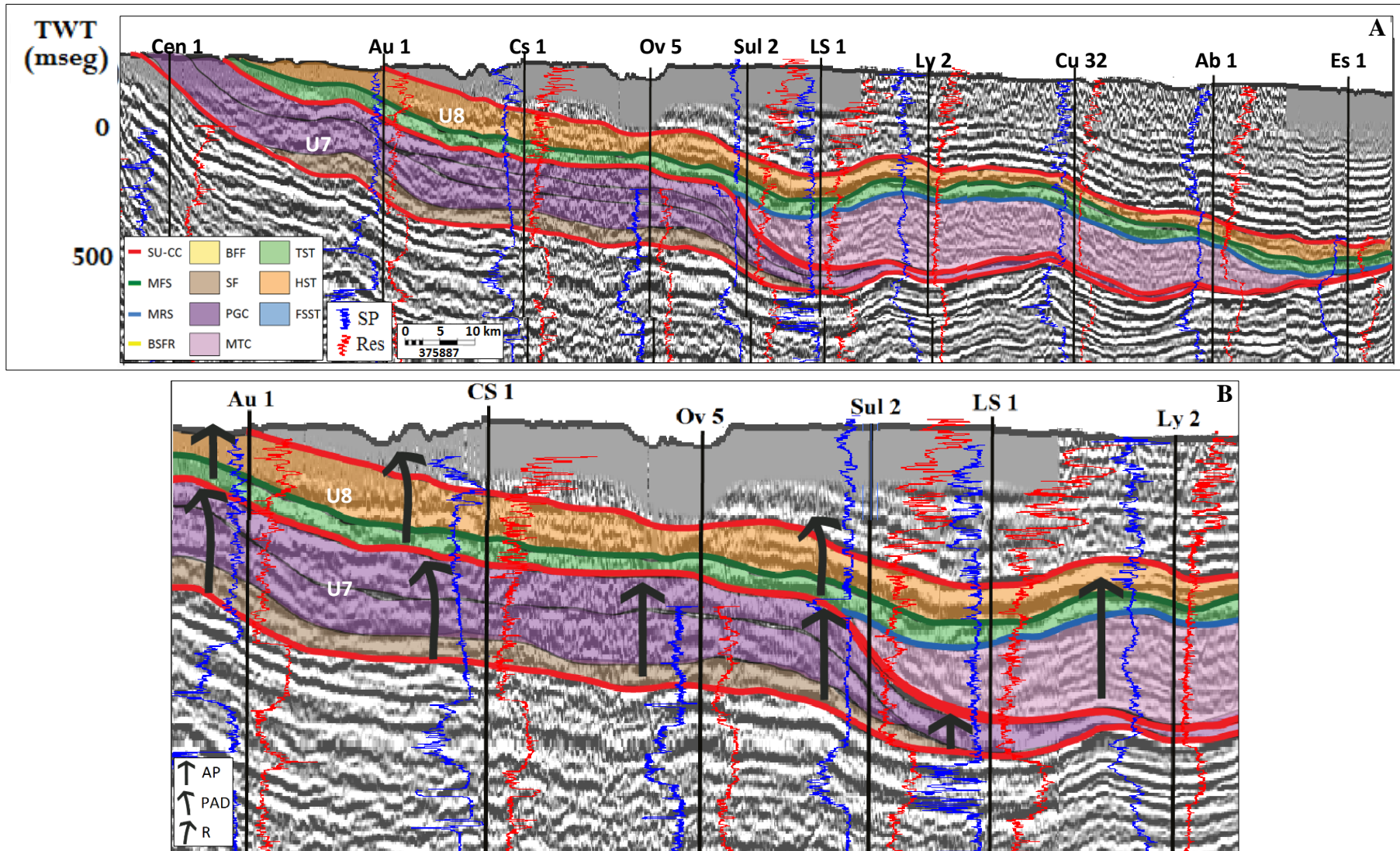


Figura 2.34 - (a) Unidades 7 y 8 con sus respectivos cortejos sedimentarios y registros de pozos. Las unidades U7 y U8 conformarían ciclos progradantes de la Formación Brush Lake, depositada en condiciones marinas y con preservación del sector de plataforma, talud y piso de cuenca. El segundo ciclo (U8) contiene un complejo de transporte masivo de gran envergadura. Abrev.: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; Cen 1 – Centenario 1; Au 1 – Aurora 1; CS 1 – Campanario Sur 1; Ov 5 – Olivos 5; Sul 2 – Sultana 2; LS 1 – Lynch Sur 1; Ly 2 – Lynch 2

información de subsuelo muestra resistividades relacionables a un ciclo granocreciente y progradante en los pozos Lynch Sur 1, Lynch 2, Lynch Este 1 y Cullen 32. El potencial espontáneo, de registros más irregulares, posee claros indicios de aumento en el contenido de arena en algunos tramos de los pozos Lynch 2 y Lynch Este 1. Desde el pozo Lynch 2 hacia el noreste, la base de U9 es cercana al marcador eléctrico A₁, mientras que el techo está por sobre el marcador eléctrico que marca el tope de la Formación Brush Lake. Se cataloga en un apilamiento “forestepping” (Fig. 2.35b).

En esta unidad se reconocen los cortejos de estado bajo (LST), transgresivo (TST) y de estado alto (HST). El LST presenta un complejo de transporte masivo (MTC) de unos 35 km de largo, con un espesor que va de los 250 a 300 m en su sección más potente. El MTC se distingue por su forma y facie sísmica. También, se incluye el hecho de estar sobre una discordancia, mostrar un alto porcentaje de arcilla en su litología y tener un techo irregular (Weimer, 1989; Weimer y Slatt, 2007), con mayor presencia de capas arenosas, visible en la columna estratigráfica del pozo Lynch Este 1. El TST cubre el MTC de esta unidad, y está compuesto por limoarcillolita y arenisca arcillosa. El HST tiene los reflectores de mayor amplitud de U9 y corresponde a intercalaciones de arenisca arcillosa y arcillolita. Este cortejo marcaría el paso a la Formación Filaret.

Tomando en cuenta los estudios de Natland et al. (1974) y Mobil (1979), esta unidad se explica por las fluctuaciones de la penúltima transgresión del Gaviotano (Fig. 1.2), ya que la fauna presente indica una gradual profundización del ambiente marino desde el noroeste a sureste. En la isla, el registro faunístico de pozos en la parte norte y central de la isla muestran que revelan una mezcla de aguas someras y profundas.

2.2.2.9. Unidad 9

Enmarcada entre las superficies S10 y S11, la unidad 9 (U9) se encuentra entre los pozos Aurora 1 y Catalina Sur 32, aflorando en las cercanías del Cerro Macpherson y Cerro Jacobo. Posee una potencia relativamente constante debido a su forma tabular, que no supera los 200 m (Fig. 2.31a y 2.35a).

Esta unidad posee reflectores de alta amplitud y continuidad, y muestra frecuencias más altas en la mitad oriental. Tiene una facie sísmica subparalela a ondulosa (Fig. 2.25). Las terminaciones estratigráficas presentes son “onlaps” en su base y “onlaps” y “downlaps” internamente, mientras que hacia el tope, se observan reflectores más concordantes. U9 es eminentemente agradacional.

En superficie, su litología corresponde a lodolita, areniscas y areniscas conglomerádicas. Al igual que la unidad anterior, los datos de terreno de otros estudios y de pozos registran intercalaciones carbonosas de mala calidad, compuesta de lignitos y carbones subbituminosos (Barwick, 1949; Céspedes, 1957). En los registros de pozos, desde Sultana 2 a Albatros 1, se observa que tanto el potencial espontáneo como la resistividad se tornan más irregulares, con una tendencia granocreciente evidente en este último, explicable por la aparición de los carbones de la Formación Filaret. Coincide en el pozo Lynch Este 1 y Albatros 1 con el marcador eléctrico asociado al techo de la Formación Lake. La transición hacia la Formación Filaret, con

intercalaciones de arcillas y arenas además de la alta presencia de carbones de esta unidad, genera el comportamiento errático de los registros. Tomando en cuenta sus parasecuencias, la unidad se apila “forestepping” (Fig. 2.35b).

Los cortejos reconocidos son el transgresivo (TST) y de estado alto (HST). El primero se asocia a los “onlaps” costeros observados, indicadores de avance en dirección oeste, y a los depósitos de arenisca y arcillas. El HST, de reflectores subparalelos, prograda ligeramente hacia el este y su litología contiene alternancia de limoarcillolita y arenisca, con niveles de material carbonoso.

Esta unidad se habría depositado bajo ambientes de llanura de inundación a intermareal donde imperan regímenes de regresión (Cañon, 1968; Malumián y Nañez, 2011), considerando las condiciones continentales desde un límite trazado por los pozos Sombrero 1 y Paraguaya 1, que en la línea estudiada coincide con el pozo Cullen 32. A partir del contenido fósil, U9 habría ocurrido durante el Sebastiniano (Fig. 1.2; Mobil, 1979).

2.2.2.10. Unidad 10

La unidad 10 (U10) está limitada por la superficie de máxima regresión S11 en su base. Su techo no tiene una superficie clara reconocible debido a la pérdida de calidad de la sísmica, aunque sería concordante. Está expuesta a partir del pozo Sultana 2, al noreste de los Cerros de San Sebastián. Presenta características similares a la unidad anterior, con una potencia estimada menor a los 150 m en la sección oriente (Fig. 2.31a y 2.35a).

Los reflectores son de media a alta amplitud, con alta continuidad y buena frecuencia, especialmente al este de la línea. La facie sísmica es subparalela a ondulosa. Similar a U9, muestra “onlaps” costeros.

En superficie, su litología corresponde a lodolita con intercalaciones de arenisca y caliza. Los registros de pozos son erráticos, con parasecuencias granocrecientes. Corresponderían a la porción superior de la Formación Filaret y a la parte basal de la Formación Palomares (Fig. 2.35b).

Al igual que la unidad anterior, se identifican los cortejos transgresivo (TST) y de estado alto (HST) basado en sus electrofacies, terminaciones estratigráficas y litología.

Tomando en cuenta las anotaciones de Cañon (1968) y Natland et al. (1974), el desarrollo de esta unidad correspondería el piso Macphersoniano, en un ambiente marino a transicional (Fig. 1.2). Natland et al. (1974) indica que habría ocurrido una última transgresión relevante, que dio lugar a un ambiente de aguas muy someras. Mobil (1979) menciona que dentro del periodo de inundación, hubieron eventos deltaicos, parálisis y fluviales.

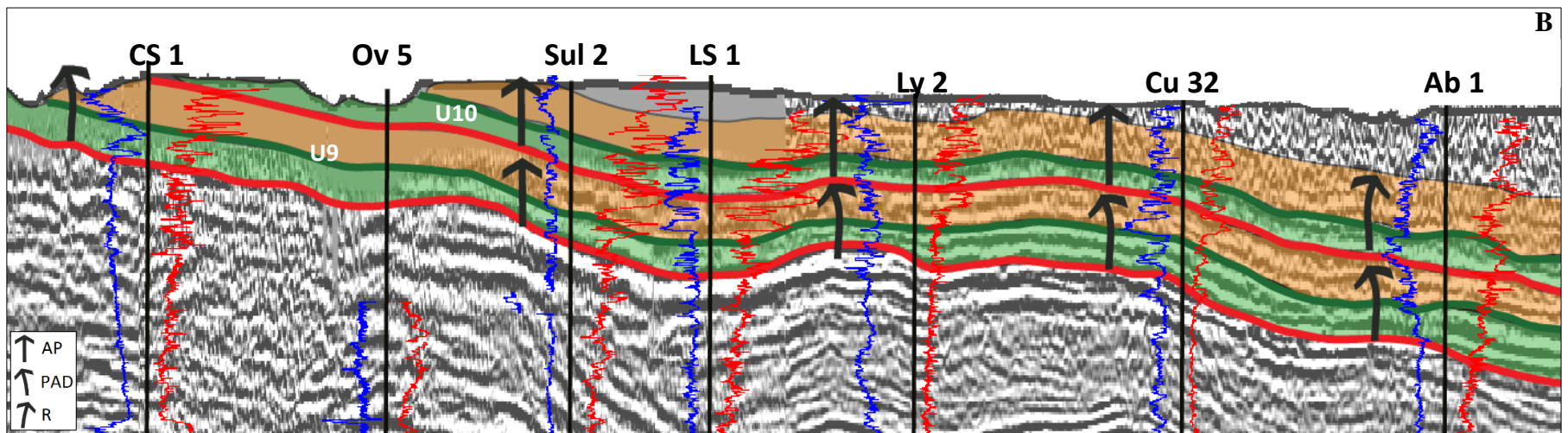
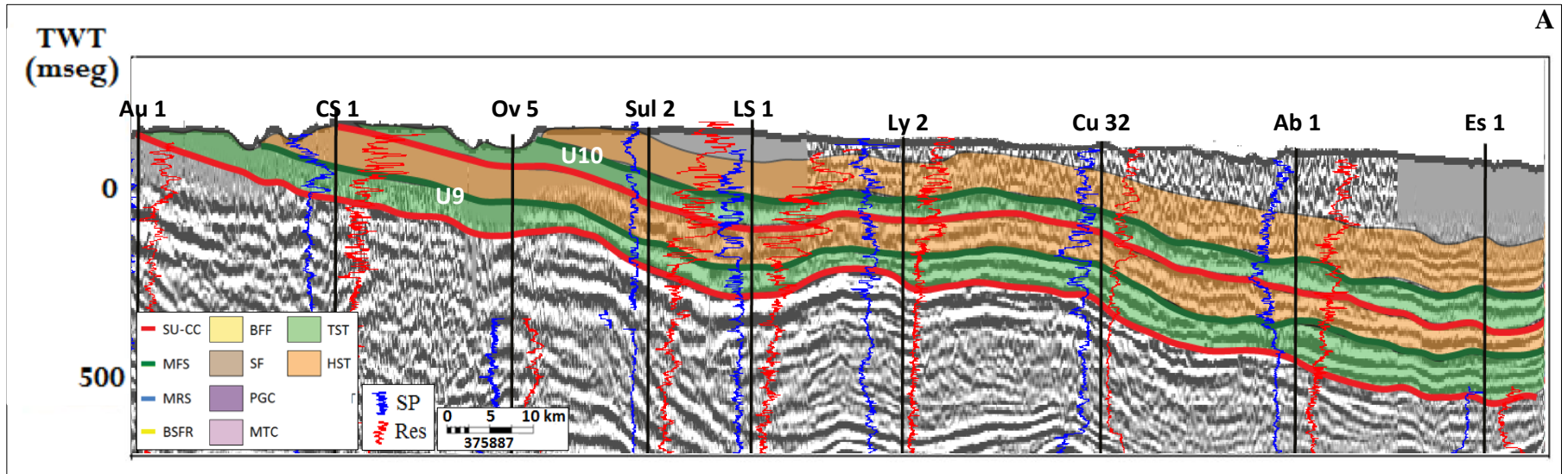


Figura 2.35 – Unidades 9 y 10 con sus respectivos “systems tracts”. Ambas tienen características similares, sin expresión del cortejo de estado bajo y buen desarrollo del TST y HST. El apilamiento es agradante a progradante, siendo depositadas en un ambiente litoral a continental. Abrev.: SP – Potencial espontáneo; Res – Resistividad; AP – agradación - progradación; PAD – progradación - agradación - degradación (?); R – retrogradación; Olivos 5; Sul 2 – Sultana 2; LS 1 – Lynch Sur 1; Ly 2 – Lynch 2; Cu 32 – Cullen 32; Ab 1 – Albatros 1

3. DISCUSIÓN

3.1. Integración e Interpretación de datos de superficie y subsuelo

Antes de abordar la correlación existente entre lo observado en los afloramientos con la información sísmica y registros de pozo, es importante mencionar que el mapa efectuado por Céspedes (1957) se creó a partir de antecedentes lito y bioestratigráficos, mientras que la información sísmica permite interpretar unidades cronoestratigráficas. Por ende, se debe ser cuidadoso al momento de asociar los datos. Pese a esto, al examinar la información litológica, sísmica y bioestratigráfica recolectada, es posible efectuar una integración que explique la depositación de las formaciones reconocidas (Figs. 3.1 y 3.2).

3.1.1. Unidades 1 a 3

La morfología de las unidades 1 a 3 es bastante parecida, mostrando una forma de cuña que se adelgaza progresivamente para luego desaparecer pasado el pozo Sultana 2, posiblemente en el antiguo margen pasivo de la cuenca durante el Eoceno Tardío. Asimismo, U1 a U3 tienen un desarrollo similar, con “tracts” de estado bajo de gran espesor que dominan las unidades y un cortejo transgresivo de menor envergadura. En general, el estilo de apilamiento predominante es la agradación (Fig. 2.30). Basado en los reflectores subparalelos a divergentes en dirección oeste, hacia el margen de la cuenca, y sus respectivas electrofacies, es probable que la tasa de sedimentación haya sido ligeramente menor que la tasa de subsidencia. Esto implicaría que se fue creando espacio de acomodación mientras se fueron depositando los sedimentos pelíticos, asociada a una profundización.

Sin embargo, al observar lo que ocurre en otras partes de la cuenca, se puede deducir que las facies sísmicas de los reflectores tendrían relación con la posición de estas unidades con respecto al margen poniente de la cuenca. Al comparar lo que sucede en continente con el área norte de la isla, es posible encontrar una relación entre los estratos reconocidos. Gallardo (2012) analizó e interpretó dentro del Bloque Dorado Riquelme una sección sísmica con una dirección análoga a la línea de este estudio, reconociendo la porción superior del Grupo Bahía Inútil y las formaciones Loreto, Río del Oro y Brush Lake (Fig. 3.3). Cuando se elimina la componente tectónica en la morfología del registro sísmico, se reconoce una arquitectura análoga a lo que se tiene en el continente, en donde las primeras tres formaciones (Leña Dura, Bautismo y Discordia) corresponderían a las secciones de talud y piso de cuenca, correlacionable hacia el norte y oeste con la Formación Leña Dura y con el Miembro Ciervos de la Formación Loreto. En el caso de la porción de plataforma, ésta no se percibiría en el área de estudio producto de la alta erosión; en el continente, ésta se preservaría en subsuelo como parte de la Formación Loreto, posiblemente con el Miembro Lynch, donde se desarrollan arcillas y areniscas con mantos de carbón, asociadas a facies litorales. En consecuencia, la configuración de los reflectores reflejaría la porción marina de las progradaciones que dieron origen a las formaciones mencionadas, con una alta tasa de sedimentación y baja tasa de subsidencia.

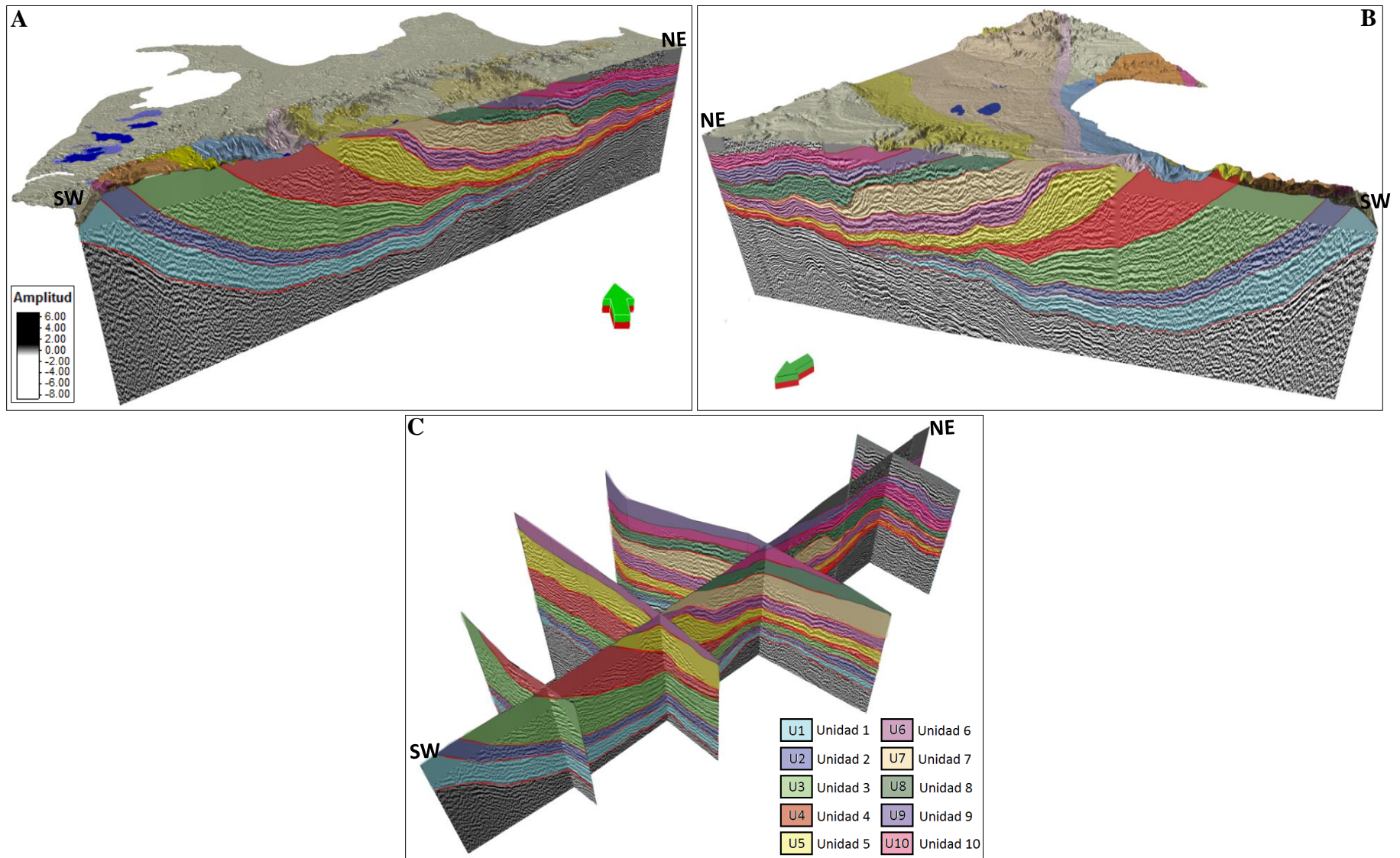


Figura 3.1 – Relación entre el mapa de Céspedes (1957) y las unidades interpretadas. Vista hacia el (a) norte y (b) sur de la línea sísmica Pr6 con las unidades reconocidas y su interacción con las formaciones identificadas en superficie. Entre las unidades 1 y 3, la asociación entre discordancia y contacto es coherente, pero a partir de la unidad 4 se genera un desfase en dirección noreste con las formaciones suprayacentes. En (c) se vislumbra el comportamiento en 3D de las unidades mediante las líneas sísmicas Pr6, Pr3, Pr18, g5009 y m5057

En línea con lo anteriormente descrito, la información bioestratigráfica recolectada indica que estas formaciones se fueron depositando en ambientes marinos, los que fueron somerizándose para finalmente emerger y sufrir erosión subaérea en el límite Eoceno - Oligoceno. Dicha discordancia estaría marcada como una concordancia correlativa entre las formaciones Discordia y Santa Clara (Malumián et al., 2013). U1, U2 y U3 (formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia), se habrían depositado durante la transgresión acontecida a finales del Eoceno Medio, en el piso faunístico Moritziano (Fig. 1.2). Esta transgresión coincide con un “peak” de temperatura a los 42 Ma, el que podría tener relación con el incremento del nivel del mar (Fig. 3.5a). Estos estratos pueden correlacionarse en la costa atlántica con la Formación Leticia, mientras que en Península Brunswick, se conecta con la Formación Leña Dura y la parte basal de la Formación Loreto. En el caso de Última Esperanza, se correlaciona con la Formación Río Turbio (Malumián y Nañez, 2011; Le Roux, 2012; Malumián et al. 2013).

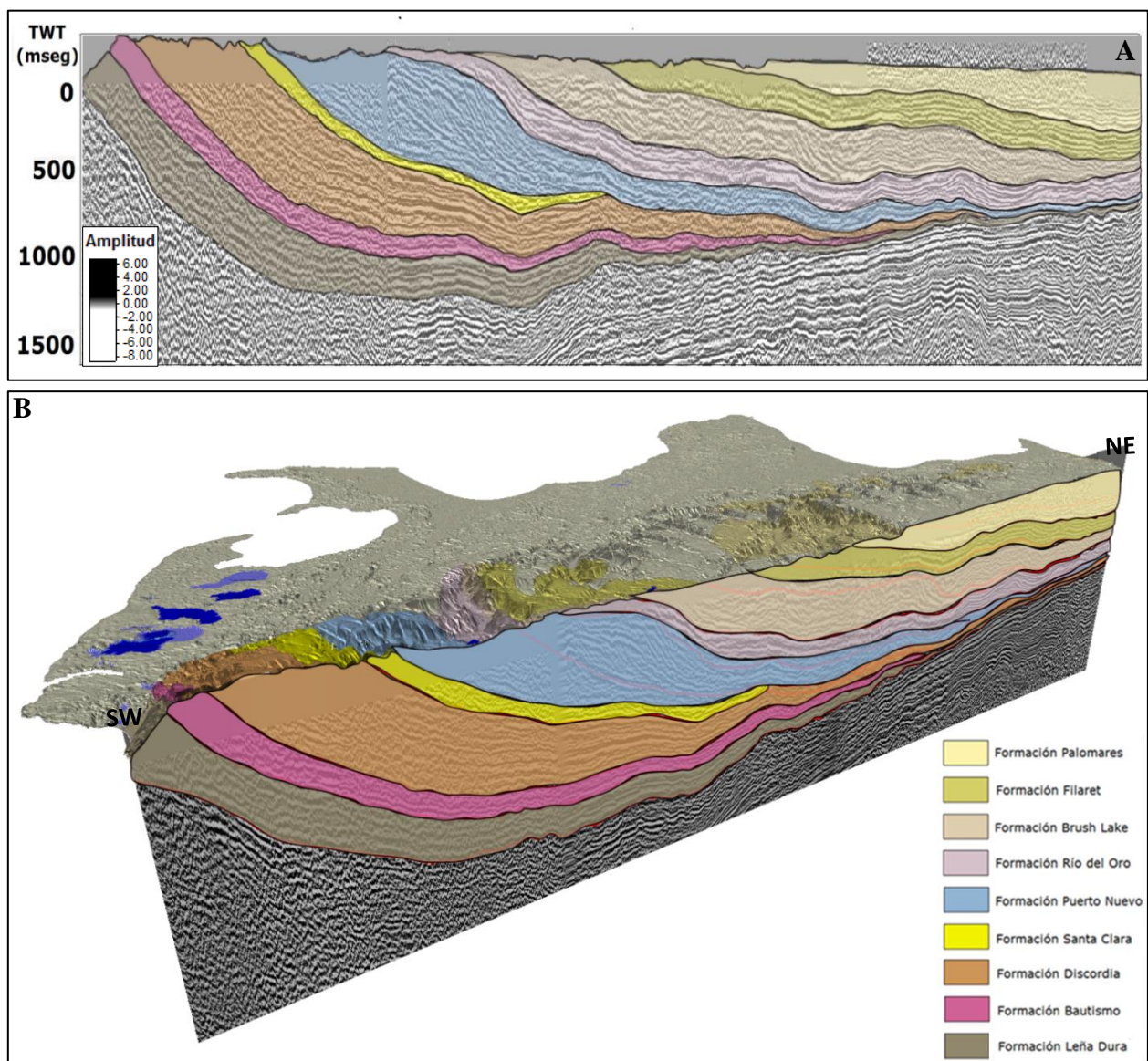


Figura 3.2 – (a) Integración entre la información de superficie y subsuelo en el perfil Pr6. En (b) se tiene una vista hacia el norte, donde se observa la proyección de la Formación en la sísmica del perfil. Nótese el acuñamiento de las unidades U1 y U2 (Fms. Leña Dura y Bautismo) sobre el sector oriental del perfil

Al analizar la intersección de la línea regional Pr6 con el mapa litológico, se distingue una correspondencia bastante precisa entre las formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia con las unidades 1, 2 y 3 respectivamente, donde los contactos inferidos por Barwick (1949), Céspedes y Cortés (1956) y Céspedes (1957), plasmados en el mapa de este último, se ajustan a las discordancias que separarían las unidades mencionadas (Tabla 2.3; Figs. 3.1 y 3.2). Los contactos interpretados a partir de las intersecciones de las líneas sísmicas con la superficie denotan un excelente ajuste de las unidades 2 y 4 con los contactos Leña Dura/Bautismo y Discordia/Santa Clara (Fig. 3.6).

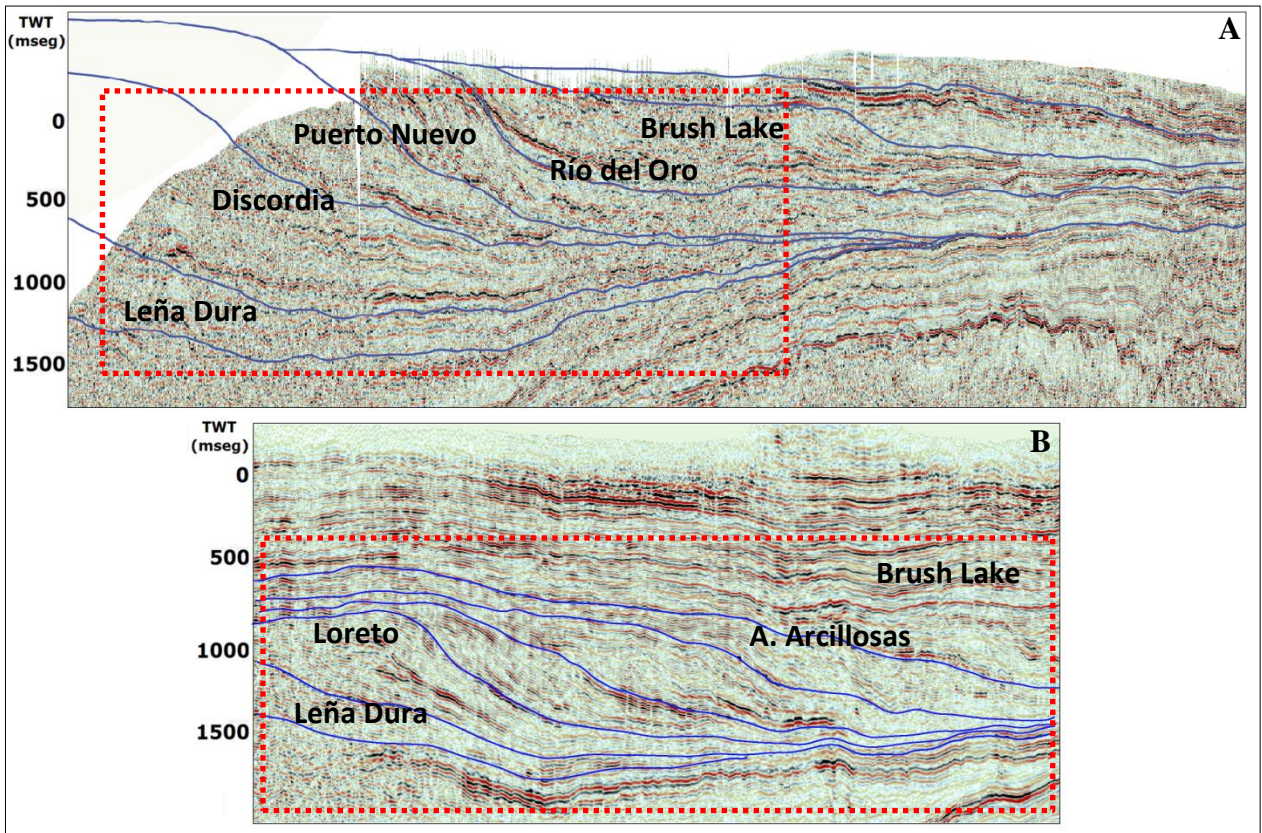


Figura 3.3 – (a) Configuración aproximada de la línea sísmica Pr6 sin la componente tectónica, donde se separan las unidades más relevantes (línea azules). (b) Línea sísmica 2d extraída del cubo sísmico del Bloque Dorado Riquelme (tomado de Gallardo, 2012), en la que se delimitaron las unidades significativas (líneas azules). Nótese la semejanza entre las unidades y formaciones reconocidas en ambas líneas (cuadrados rojos). Se puede observar que la sección inferior de (b) posee una arquitectura homóloga a lo observado en (a). Esto implica que en continente se conservaron las unidades progradantes, mientras que en la isla los ambientes de plataforma fueron erosionados luego del alzamiento tectónico

3.1.2. Unidades 4 a 6

La superficie S4 marcaría una discordancia importante dentro de la región, siendo el paso del Eoceno al Oligoceno. Prueba de ello son los sedimentos del techo de la Formación Discordia y la Formación Santa Clara (Fig. 3.2), los que registran evidencias de erosión subaérea y un ambiente de mayor energía en comparación a los estratos inferiores. Infiriendo la continuidad de las superficies que limitan a las unidades 1 a 3, es posible ‘crear’ los probables quiebres de plataforma, lo que permitiría interpretar un evento de regresión forzada en la generación de esta discordancia (Fig. 3.4). Asimismo, las unidades 4 y 5 reflejan un cambio importante en los

cortejos sedimentarios. Ambos muestran un abanico de piso de cuenca evidente, contenido en un bajo estructural con facies sísmicas del tipo “onlap mounded” en el caso de U4, y con reflectores en forma de “gull-wing” en U5 (Fig. 2.31).

Las facies sísmicas de los reflectores indican un notorio cambio de la unidad 4 a la unidad 5. En un principio, se interpretó que U4 era la expresión de una cuenca ligeramente hambrienta, la cual inicialmente recibió material grueso en la parte baja y que luego fue colmatándose de sedimentos más finos. Sin embargo, siguiendo la comparación entre lo observado en la sísmica del continente y de la isla, y tomando en cuenta la reconstrucción de clinofomas y facies de la línea estudiada, se deduce que U4 y U5 corresponden a la continuación de los complejos progradantes provenientes del oeste; en el caso de la primera, solo se conserva la sección de talud y piso de cuenca, mientras que la unidad 5 expresa parte de la plataforma erosionada con sus respectivos “offlap breaks”, junto con el talud y piso de cuenca (Figs. 3.1 y 3.3).

Con respecto a la bioestratigrafía registrada por distintos autores (Cañon, 1968; Natland et al., 1974; Malumián et al., 2013), ésta indica una repentina profundización de la cuenca y sus depósitos. Esto se denotaría por la variación vislumbrada entre las formaciones Discordia y Puerto Nuevo, separadas por la Formación Santa Clara. Hay dos hechos relevantes que ocurren en esta época y que podrían estar implicados en este proceso. El primero es el evento de glaciación Oi-1, donde se registró un descenso global de temperatura. Esto propició las condiciones necesarias para que se generará una capa de hielo importante en la Antártica, provocando una caída global del nivel del mar (Le Roux, 2012). El segundo, es la orogenia que comenzó a principios del Oligoceno producto de la reorganización de las placas por la ruptura de Farallón (Barker, 2001). Sin embargo, Le Roux (2012) menciona que la existencia de foraminíferos de aguas profundas sugiere que la profundización de esta porción de Tierra del Fuego se debió principalmente a cambios tectónicos y no directamente a las consecuencias de Oi-1. También, indica que la Formación La Herminita, correlato en la costa atlántica de la Formación Puerto Nuevo (Malumián et al., 2013), fue depositada después de un máximo de profundidad en la cuenca en el Oligoceno medio, lo que permitió la entrada de aguas corrosivas de la Antártica.

La Formación Santa Clara se habría depositado en un ambiente marino muy somero a subaéreo, que posteriormente fue cubierto por la Formación Puerto Nuevo, de paleoambiente más profundo. Esto es consistente con lo que acontece hacia Península Brunswick, donde se pasa de un ambiente somero, evidenciado por el Miembro Ciervos, a uno continental con alta presencia de material carbonoso registrado en el Miembro Loreto con carbón, ambos de la Formación Loreto (Mobil, 1979; Malumián et al., 2013). Considerando los datos recolectados en superficie, columnas estratigráficas y registros de pozo, se interpreta que la unidad 4 estaría compuesta por la Formación Santa Clara y por la porción basal de la Formación Puerto Nuevo, mientras que la unidad 5 contiene la porción superior de esta última.

En el caso de la unidad 6, de morfología tabular y con espesores relativamente constantes que bordean los 200 m, se diferencia de las unidades descritas por mostrar mayor cantidad de terminaciones en “onlap” y por la electrofacie en “boxcar trend” de los registros de pozos, que

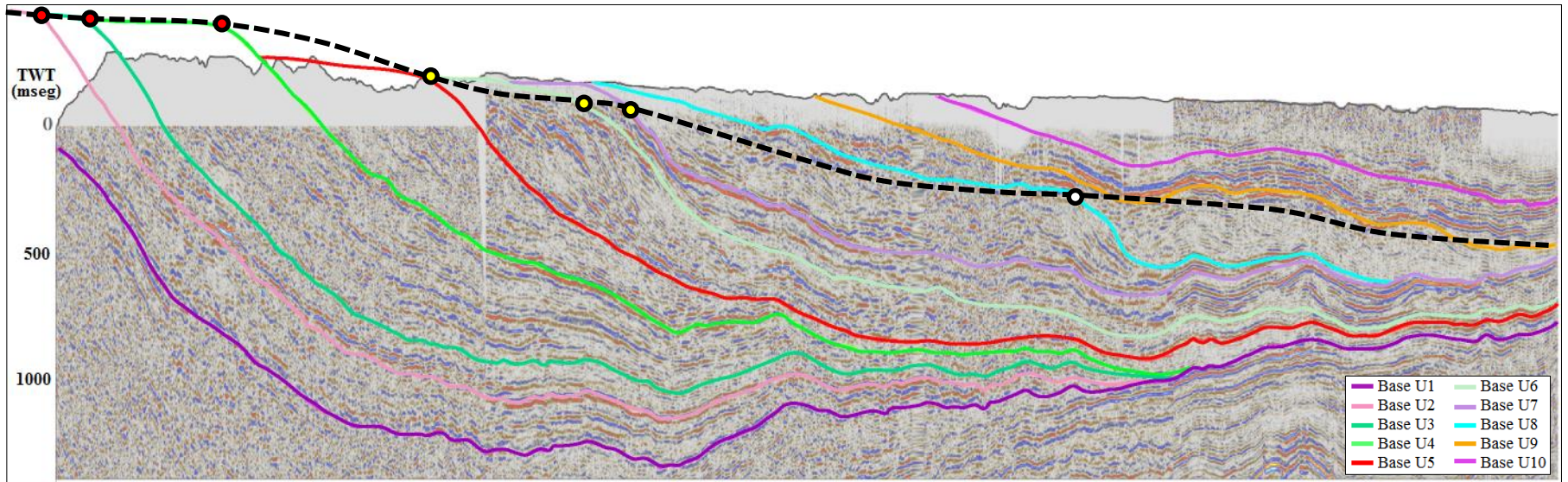


Figura 3.4 – Migración inferida del “offlap break” (línea punteada). El movimiento sería atribuible a una progradación progresiva en dirección noreste, donde se reconocerían dos eventos de regresión forzada entre las unidades 3 a 4 (puntos rojos a amarillos) y desde la unidades 6 a 7 (puntos amarillos a blancos)

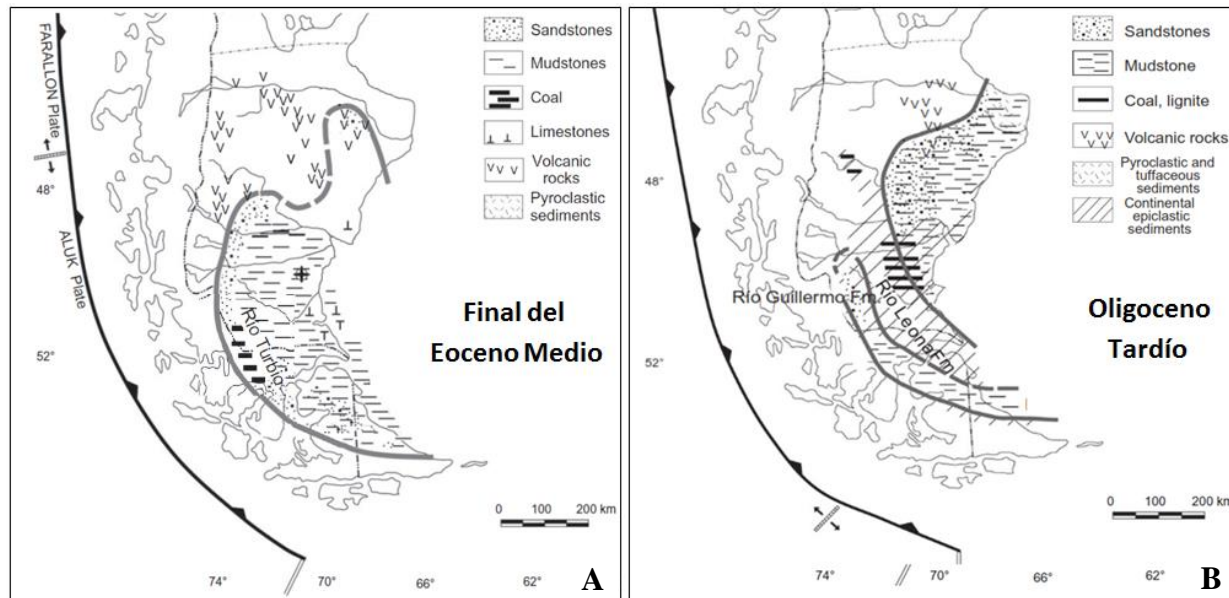


Figura 3.5 – (a) Transgresión menor en la Patagonia ocurrida a finales del Eoceno medio (Moritziano). La Isla Grande de Tierra del Fuego habría estado cubierta principalmente por arcillolitas, aunque hacia el oeste y sur hay presencia de areniscas. La Fm. Río Turbio se correlaciona cronoestratigráficamente en la zona de estudio con las formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia. (b) Transgresión efímera y de poca profundidad producida en el Oligoceno tardío (previo al Gaviotano). En la porción norte de la isla se habría depositado arenas y arcillas que conformaron las formaciones Río del Oro y el Salto, y hacia el norte, las formaciones Río Guillermo y Río Leona (Modificado de Malumián y Nañez, 2011; tomado de Finger y Encinas, 2009)

tiende a hacerse irregular hacia el este. Los marcadores eléctricos A_1 y A_{1b} son cercanos al techo y base de esta unidad respectivamente, lo que permite determinar que U6 correspondería en subsuelo a la unidad Areniscas Arcillosas, y por ende, a la Formación Río del Oro en superficie (Ávalos, 1963). En la zona estudiada, este paquete se habría depositado posterior a una trasgresión efímera ocurrida en el Oligoceno tardío como parte de depósitos turbidíticos asociadas a abanicos de talud y piso de cuenca y no como facies arenosas provenientes de pulsos progradantes, por lo que el inicio de esta formación marcaría una discordancia (Fig. 3.5b) González (1953) reconoció una pronunciada discordancia angular en Seno Skyring entre las formaciones Loreto y El Salto, la que podía seguirse hasta el noreste de la Isla de Tierra del Fuego. Por otro lado, Rivera et al. (2016) indica una fuerte discordancia entre las formaciones Loreto y Río Leona hacia Península Brunswick, el que demarcaría el Rupeliano – Chatiano. Lo anterior se podría asociar en el área estudiada con la discordancia que separaría la Formación Río del Oro y el Grupo Bahía Inútil. Este proceso tendría relación con la glaciación Mi-1, que indujo una regresión forzada generalizada en la Patagonia previo al Gaviotano (Fig. 1.2), durante la cual se desarrollaron sistemas de plataforma somera debido al aumento en la tasa de sedimentación. (Natland et al., 1974; Mella, 2001; Malumián y Nañez, 2011; Le Roux, 2012).

El techo de la unidad 6 también marcaría una discordancia importante. La diferencia del patrón de los reflectores, la fuerte inflexión de los registros eléctricos de SP y Res y la variación de facies de ésta con la de las unidades 7 y 8 hacen presumir su existencia. Rivera et al. (2016) destaca una discordancia en el límite Chatiano – Aquitaniano entre las formaciones Río Leona y El Salto, reportando mediante circones detríticos un salto temporal de al menos 6 Ma (26.41 a 19 Ma) en Península Brunswick y Seno Skyring, lo que reforzaría la noción de una discordancia para el techo de Río del Oro.

Al integrar los datos, se tiene que existe un desfase geográfico en dirección noreste entre las formaciones Santa Clara, Puerto Nuevo, Río del Oro con las unidades reconocidas en subsuelo. La relación entre el perfil sísmico y la superficie (Figs. 3.1, 3.2 y 3.6), denota que las unidades 4 y 5 agrupan a las dos primeras formaciones, lo cual no concuerda con las clinoforras observadas. Esto es reafirmado por los registros de resistividad y potencial espontáneo de los pozos Centenario 1 y Estepa 1, y con las columnas litoestratigráficas existentes (Figs. 2.28 y 2.29). En el caso de la Formación Río del Oro, los marcadores eléctricos que identifican a la unidad Areniscas Arcillosas permiten seguir a este paquete hasta su afloramiento, exhibiendo que ésta no estaría expuesta en los afluentes del río homónimo, sino al sureste del Lago Donoso (Céspedes y Cortés, 1956; Céspedes, 1957).

3.1.3. Unidades 7 y 8

Las líneas sísmicas estudiadas permiten identificar las secciones de plataforma, talud y piso de cuenca de las unidades 7 y 8. Ambas son dos cuñas progradantes con desarrollo de cortejos de estado bajo principalmente, aunque también presentan un cortejo de estado transgresivo, y en el caso de U8, un cortejo de estado alto. Interiormente, U8 se destaca por un importante evento de

transporte masivo (MTC). Sus apilamientos son en “forestepping”, predominando la agradación por sobre la progradación.

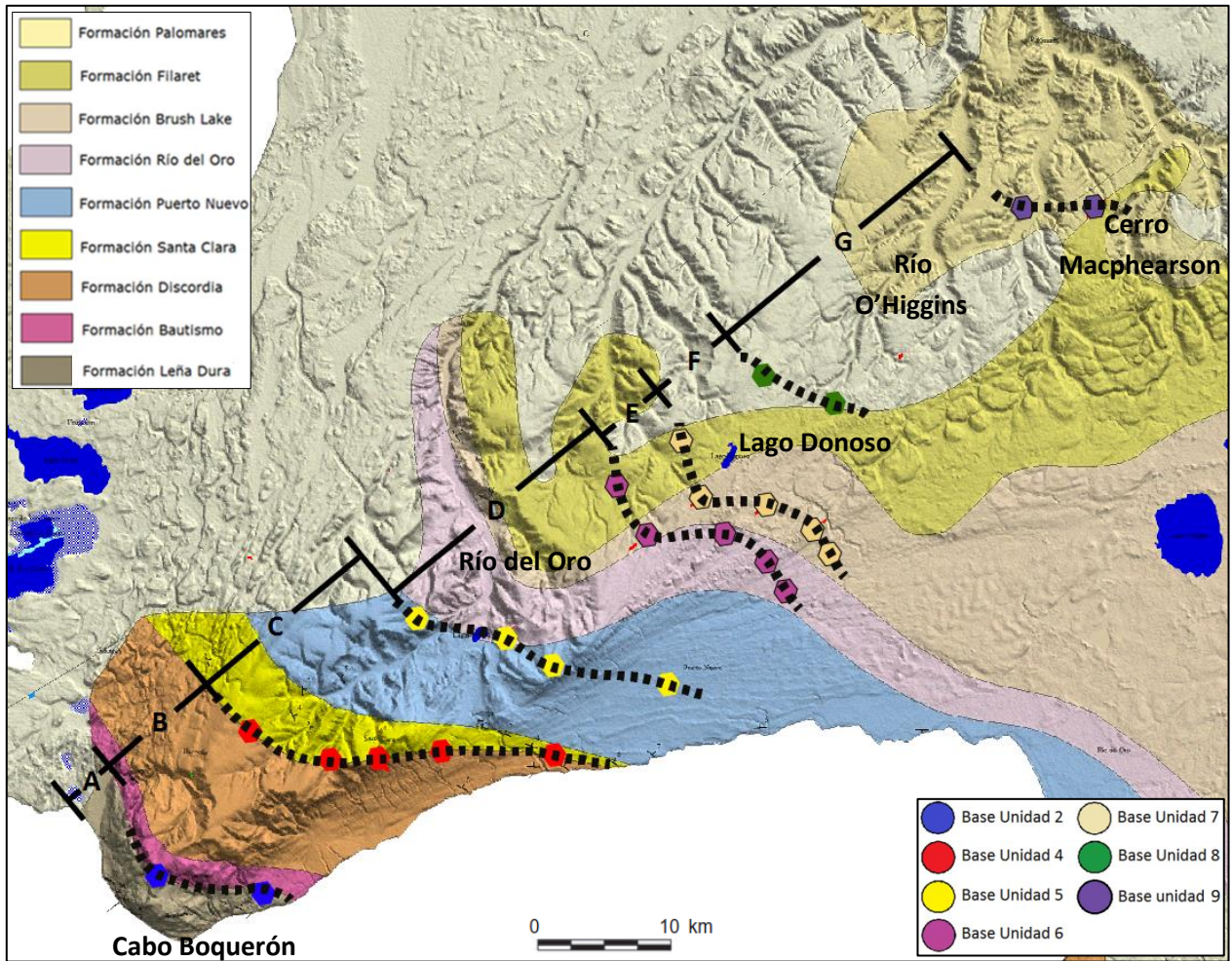


Figura 3.6 - Relación entre las formaciones descritas por Céspedes (1957) y las unidades interpretadas en este estudio. Los puntos de colores muestran la intersección de los límites inferiores de las unidades reconocidas con la superficie. Las líneas punteadas corresponden a los contactos interpretados a partir de las intersecciones. Nótese la buena correlación de las unidades 2 y 4 con los contactos Leña Dura/Bautismo y Discordia/Santa Clara. En el caso de la unidad 5, el contacto no marcaría el paso desde la Fm. Puerto Nuevo a Río del Oro, sino que sería una discordancia dentro de la primera formación. Con respecto a la Fm. Río del Oro, las intersecciones de los pisos de las unidades 6 y 7 indican que esta formación afloraría unos 10 km al noreste de lo establecido por Céspedes (1957). Las Fms. Brush Lake, Filaret y Palomares calzan relativamente bien, aunque la primera continuaría desarrollándose hacia el noroeste. Abreviaciones: A – Unidad 1 (Fm. Leña Dura); B – Unidades 2 y 3 (Fms. Bautismo y Discordia); C – Unidad 4 (Fms. Santa Clara y Puerto Nuevo); D – Unidad 5 (Fm. Puerto Nuevo); E - Unidad 6 (Fm. Río del Oro); F – Unidad 7 (Fm. Brush Lake); G – Unidades 8, 9 y 10 (Fms. Brush Lake, Filaret y Palomares?)

Estas unidades se caracterizan por presentar arcillolitas que van gradando a areniscas hacia sus techos, donde según los trabajos estudiados y las columnas de pozo, aparece material carbonoso (Céspedes y Cortés, 1956; Céspedes, 1957). Los techos de ambas unidades tienden a coincidir con el marcador eléctrico del techo de Brush Lake, por lo que se presume que estas unidades pertenecerían a dicha formación, y en el caso de U8, su techo contendría parte de la porción inferior de la Formación Filaret, donde existen reflectores de alta amplitud debido a mantos de carbón. De hecho, es posible que parte de las discrepancias entre el mapa de Céspedes (1957) y lo reconocido en este trabajo puede atribuirse a la presencia de litofacies carbonosas en algunos de

los cortejos de estado alto de estas unidades, provocando que se englobe a estratos con carbón dentro de una formación, pero que cronoestratigráficamente representen distintos eventos en diferentes formaciones. Específicamente en el caso de la Formación Brush Lake, estos paquetes representarían dos ciclos sedimentarios que se habrían depositado tras una transgresión de gran envergadura en el Mioceno temprano, que posteriormente dio paso a una regresión producto de una regresión forzada atestiguada por la tendencia de los quiebre de plataforma desde la Formación Puerto Nuevo a la Formación Brush Lake (Figs. 3.4 y 3.7a). Al comparar la asociación foraminífera de la Formación Brush Lake con Puerto Nuevo, estas contrastan fuertemente, representando la primera profundidades muy someras, similar a los ambientes de prodelta actuales, mientras que la segunda registra microfauna de profundidades neríticas. Esto remarcaría la relación discordante entre la unidad 5 y las unidades 6 y 7 (Malumián et al., 2013).

Al igual que la Formación Río del Oro, existe una diferencia entre el mapa base de este trabajo y lo reconocido en subsuelo. Al intersectar los límites inferiores de las unidades 7 y 8, que representarían aproximadamente la base y techo de la Formación Brush Lake, se tiene que los contactos inferidos por Céspedes (1967) no se ajustan con los segmentos aflorantes que predicen los perfiles sísmicos (Figs. 3.2 y 3.6). Según este autor, esta formación afloraría al sur del Lago Donoso; sin embargo, la intersección indica que ésta aparecería en los alrededores del Río O'Higgins. Es probable entonces que la Formación Brush Lake continúe en dirección noroeste, y que afloramientos que han sido descritos como parte de la Formación Filaret correspondan a ésta formación.

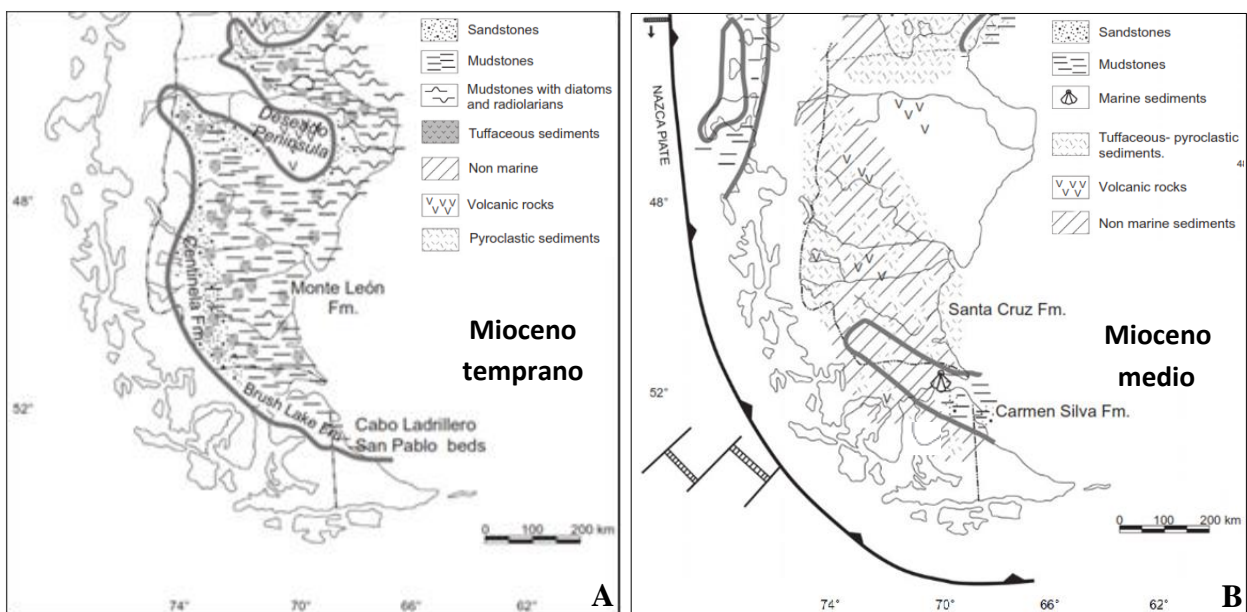


Figura 3.7 – (a) Transgresión de gran envergadura en la Patagonia ocurrida en Mioceno temprano (Gaviotano). Se caracteriza por agua muy someras y un pobre registro de foraminíferos. Las formaciones Brush Lake y Centinela, correlacionables con la Formación El Salto, se habrían depositado en este contexto. (b) Transgresión menor desarrollada en el Mioceno medio (Sebastiniano). En la zona de interés, se depositaron sedimentos no marinos junto con arenas y arcillas de origen marino, originando las formaciones Carmen Silva y Santa Cruz, y su correlato en el norte de la isla, la Formación Filaret (Modificado de Malumián y Nañez, 2011; tomado de Finger y Encinas, 2009)

3.1.4. Unidades 9 y 10

Estas unidades, caracterizadas por sus “onlaps” costeros y la presencia de cortejos transgresivos y de estado alto, muestran los reflectores de mayor impedancia y registros eléctricos progradantes bastantes erráticos. Estos se explican por la presencia de mantos de carbón y niveles volcániclasticos dentro de un paquete dominado por las areniscas y los conglomerados, que provocan una alta amplitud y patrones aserrados en el potencial espontáneo y la resistividad (Céspedes y Cortés, 1956; Mella, 2001; Rider, 2002; Velásquez, 2016).

Pese a que en gran parte del sector donde afloran estas unidades está cubierto por material cuaternario, los antecedentes recolectados permiten identificar que estas unidades comprenderían la Formación Filaret y parte de la Formación Palomares. En las dos líneas sísmicas donde se logró intersectar la base de la unidad 8 con la superficie, sucede algo similar a lo detectado en la Formación Brush Lake. Según el mapa de Céspedes (1956), la Formación Filaret debiese aparecer en el sector este de Altos de Baquedano, al oeste de Lago Donoso, abarcando hasta el Cerro Macpherson, donde comenzaría a aflorar la Formación Palomares. No obstante, la intersección de los horizontes correspondientes a la base de la unidad 8 revela que ésta afloraría inmediatamente al norte de dicho cerro. A semejanza de lo que acontece con las unidades 7 y 8, los mantos carbonosos generarían la misma confusión entre formaciones, al definir que la presencia de carbón implica estar en presencia de la Formación Filaret, siendo que éstos están ligados a distintos eventos de estado alto que se dan en diferentes formaciones (Figs. 3.2 y 3.6).

Según el estudio de Malumián y Nañez (2011), estas unidades se habrían comenzado a depositar durante una transgresión pequeña ocurrida en el Mioceno medio, correlacionables hacia la zona de Río Turbio con la Formación Santa Cruz y en la costa atlántica, con la Formación Carmen Silva (Fig. 3.7b).

3.2. Migración Relativa del Borde Costero

Como se explicó en el marco conceptual, un diagrama de Wheeler es una representación gráfica que muestra la relación existente entre las edades relativas y el alcance geográfico de las unidades sismoestratigráficas en un área particular.

Particularmente para este trabajo, se construyó un esquema mediante la información extraída desde la línea sísmica regional y los registros de pozos, los que permitieron representar el comportamiento *cualitativo* en el tiempo de los cortejos sedimentarios reconocidos en cada unidad. Posteriormente, se generó una curva ‘sinusoide’ que muestra las variaciones relativas del nivel del mar a causa de la eustasia y tectónica de la cuenca, la que permite distinguir eventos regresivos y transgresivos. Mediante esto, se pudieron reconocer tres ciclos principales de 2^{do} orden entre el Eoceno tardío a Mioceno medio que se habrían desarrollado en el sector norte de la Isla de Tierra del Fuego (Fig. 3.8).

Para contextualizar la curva resultante, ésta se compara con la curva de transgresiones de la Patagonia y Andes Fueguinos de Malumián y Nañez (2011). Es relevante recalcar que la curva extrapolada en este estudio solo remarca las tendencias generales de los cambios costeros y no

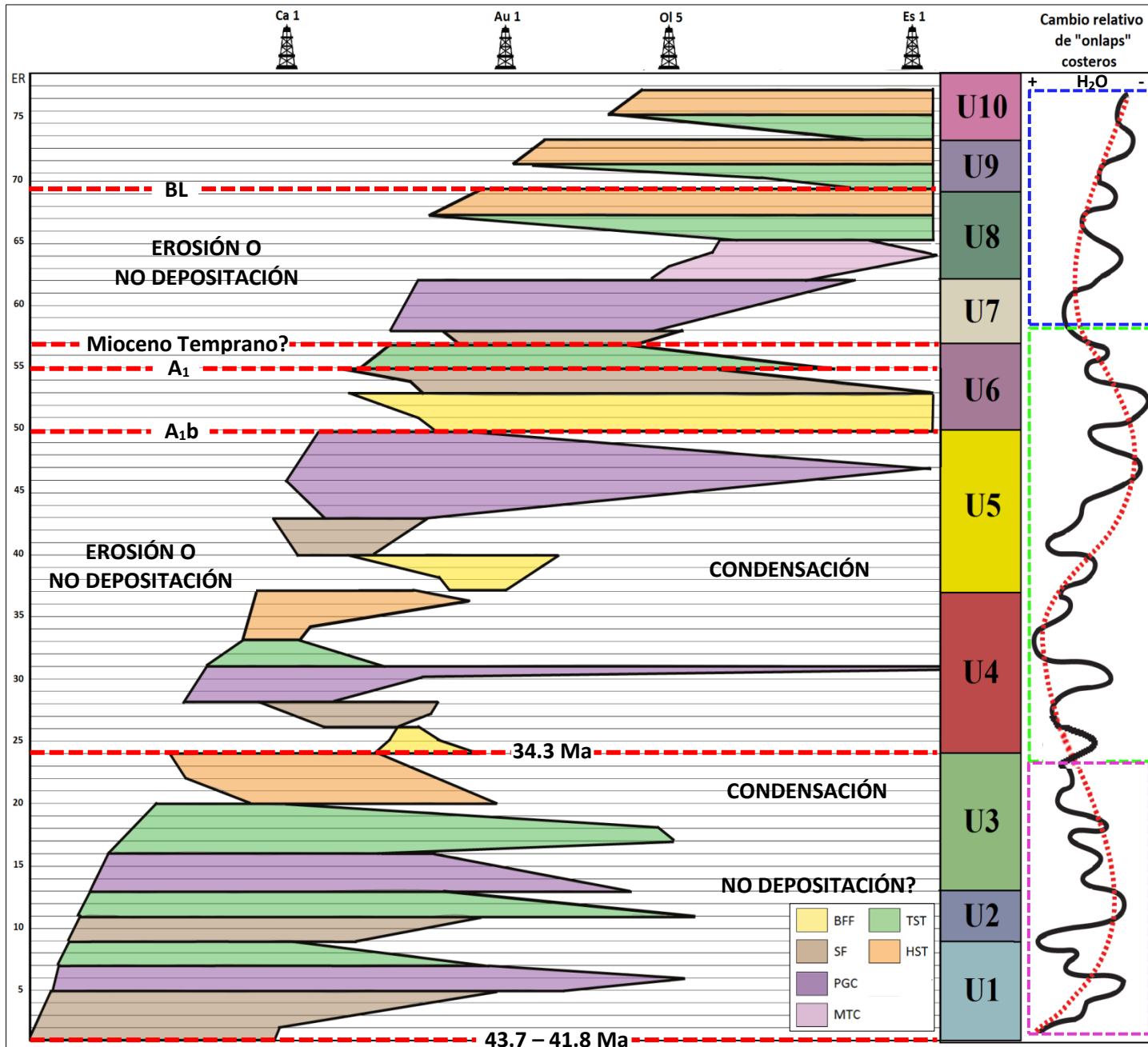


Figura 3.8 – Diagrama de Wheeler del perfil regional Pr6. En éste se muestran los eventos de erosión o no deposición y de condensación. Las líneas horizontales muestran la distribución de estratos contemporáneos. En éstos, se representan los cortejos sedimentarios reconocidos y su relación con las unidades descritas, lo que permitieron generar una curva relativa de las variaciones costeras en el sector norte de Tierra del Fuego desde el Eoceno Medio al Mioceno. En los recuadros (rosado, verde y azul) se delimitan los ciclos inferidos. Las edades fueron calibradas mediante foraminíferos descritos en los trabajos de Cañon y Ernst (1974), Malumián y Nañez (2011) y Malumián et al. (2013). Los pozos se utilizan como referencia de la zona de estudio. Abrev.: ER – Edad relativa, no tiene relación con la edad real; Ca 1 – Caupolicán 1; Au 1 – Aurora 1; Ol 5 – Olivos 5; Es 1 – Estepa 1. Marcadores Eléctricos: A_{1b} – Base Areniscas Arcillosas; A₁ – Techo Areniscas Arcillosas; BL – Techo Fm. Brush Lake

entrega datos numéricos, ya que la falta de mayor información bioestratigráfica y de edades absolutas no permiten extraer una correlación más certera entre las curvas.

3.2.1. Primer Ciclo

El primer ciclo identificado abarca las unidades 1 a 3, correspondiendo a una media sinusoidal negativa. A través de la información bioestratigráfica de *Globigerinatheka index* (Finlay, 1939) y de “*Kolesnikovella*” *severini* (Cañón y Ernst, 1974), este ciclo habría ocurrido desde el Eoceno medio hasta finales del Eoceno tardío, marcado por la desaparición de ambos foraminíferos (Fig. 3.9; Malumíán et al., 2013).

Los estratos de esta etapa se concentran en la mitad oeste de la zona de estudio, caracterizados por cortejos de estado bajo de gran potencia junto con cortejos de estado transgresivo de menor amplitud. Estos sedimentos de talud y piso de cuenca son predominantemente pelíticos.

El inicio de este ciclo estaría marcado por una trasgresión ocurrida en el Eoceno medio, asociada a un máximo de temperatura a los 42 Ma, permitiendo las primeras interacciones entre el Océano Pacífico y el Océano Atlántico, y al incipiente nacimiento de la Corriente Circumpolar Antártica (Fig. 3.9). Posteriormente, acontece un descenso del nivel base hasta el límite Eoceno – Oligoceno, donde comienza el desarrollo parcial de capas de hielo en la Antártica, que a partir del Oligoceno serían permanentes. Dentro del ciclo, existen cortos periodos transgresivos debido a desaceleraciones en la caída del nivel base (Scher y Martin, 2006; Malumíán y Nañez, 2011; Le Roux, 2012), lo que propició la generación de espacio de acomodación para que se depositaran estos cortejos. Aunque no se visualizan los “onlaps” costeros, los antecedentes de la región permiten afirmar una migración hacia el margen occidental de la cuenca, con una somerización constante hasta el Oligoceno (Mella, 2001).

Al comparar este ciclo con la curva de Malumíán y Nañez (2011), se tiene que la tendencia general se ajusta a dicha curva, observándose un descenso oscilante pero sostenido del nivel del mar, que termina con una regresión importante en las dos curvas. Posterior a ello, se habría iniciado una fuerte subsidencia que aconteció desde finales del Eoceno (Fig. 3.9).

3.2.2. Segundo Ciclo

Este ciclo está compuesto por las unidades 4 a 6, comprendiendo una sinusoidal completa. Los foraminíferos mencionados anteriormente más *Subbotina angiporoides* (Hornibrook, 1965), encontrado en la Formación Puerto Nuevo (unidades 4 y 5), permiten calibrar el inicio de este ciclo entre los 34.3 y 30 Ma, mientras que su final no se puede determinar con exactitud debido a la falta de dataciones y registro micropaleontológico. Pese a ello, contendría la transición Oligoceno – Mioceno, terminando probablemente entre el Chatiano a Aquitaniano (Fig. 3.9; Malumíán et al., 2013; Rivera et al., 2016).

Los sedimentos correspondientes a este período se ubican al poniente de la zona central de la transecta, aunque su porción superior abarca los dos tercios orientales. Siguiendo con la somerización de los paquetes subyacentes, los cortejos reconocidos indican que en la parte inicial

de este ciclo se generó una discordancia importante a raíz de la caída del nivel base relativo, con depósitos de abanicos de talud y de piso de cuenca, para luego dar paso a una etapa fuertemente progradante reconocible en la unidad 5. Ésta se habría desarrollado en un régimen de regresión forzada, donde también se depositaron abanicos turbidíticos de gran amplitud (unidad 6). Este proceso tendría relación principalmente con el tectonismo local, debido a la súbita profundización por flexura de la cuenca en el Oligoceno temprano producto del alzamiento tectónico en la Faja Plegada de la Isla de Tierra del Fuego (Rojas y Mpodozis, 2006), e indirectamente con la glaciación Oi-1 (Zachos et al., 1996; Le Roux; 2012). Interiormente, se evidencian eventos transgresivos, y hacia la parte final del ciclo, el espacio de acomodación vuelve a aumentar debido a la desaceleración de la caída del nivel base.

La progradación evidente que se desarrolla dentro de este ciclo indica una tasa de sedimentación que superó a la tasa de subsidencia, probablemente a partir del Oligoceno. Este proceso habría permitido la depositación de las arenas de la Formación Río del Oro, aunque no como parte del frente progradante sino como depósitos turbidíticos. Las terminaciones estratigráficas en “onlaps” y los quiebres de talud indican una migración hacia la cuenca de los depósitos descritos.

La curva de esta etapa sigue ligeramente tendencia de la curva de transgresiones de Malumián y Nañez (2011), con un declive general del nivel base en la globalidad de la fase. Se observa un fuerte ascenso del nivel base con ciclos regresivos, que luego sufre una progresiva regresión hasta finales del Mioceno Temprano, siendo un descenso relativamente constante del nivel del mar que termina con el comienzo de una nueva transgresión (Fig. 3.10).

3.2.3. Tercer Ciclo

El tercer ciclo reconocido contiene a las unidades 7 a 10, asociado a una media senoide positiva. Pese a que no existen dataciones de las formaciones que componen estas unidades, los datos entregados por Kniker (1949), Cañon (1968) y Natland et al. (1974) permiten inferir que este ciclo tuvo lugar entre el Mioceno temprano a Mioceno medio (Fig. 3.9).

Los paquetes de esta fase se encuentran en la mitad este del lugar de estudio. Éstos se pueden dividir en dos porciones; en la primera, dominan los cortejos de estado bajo depositados en sistemas progradacionales de aguas someras. En la segunda, solo se observa el desarrollo de los cortejos transgresivos y de estado alto, los cuales se depositaron en condiciones transicionales a continentales.

Este periodo comenzó con una transgresión de amplia extensión en la Patagonia en el Mioceno Temprano, causada por el calentamiento global que aconteció en dicha época (Zachos et al., 2001; Le Roux, 2012). Esto habría generado el espacio suficiente para la depositación de los sedimentos pelíticos de la Formación Brush Lake en un proceso de regresión normal que tendría su génesis en la glaciación Mi-1 (Malumián y Nañez, 2011). Luego, la caída del nivel base relativo de la cuenca habría permitido que se depositaran sedimentos subaéreos con progradación de sistemas fluviales, intercalados con depósitos lacustres y volcanoclásticos.

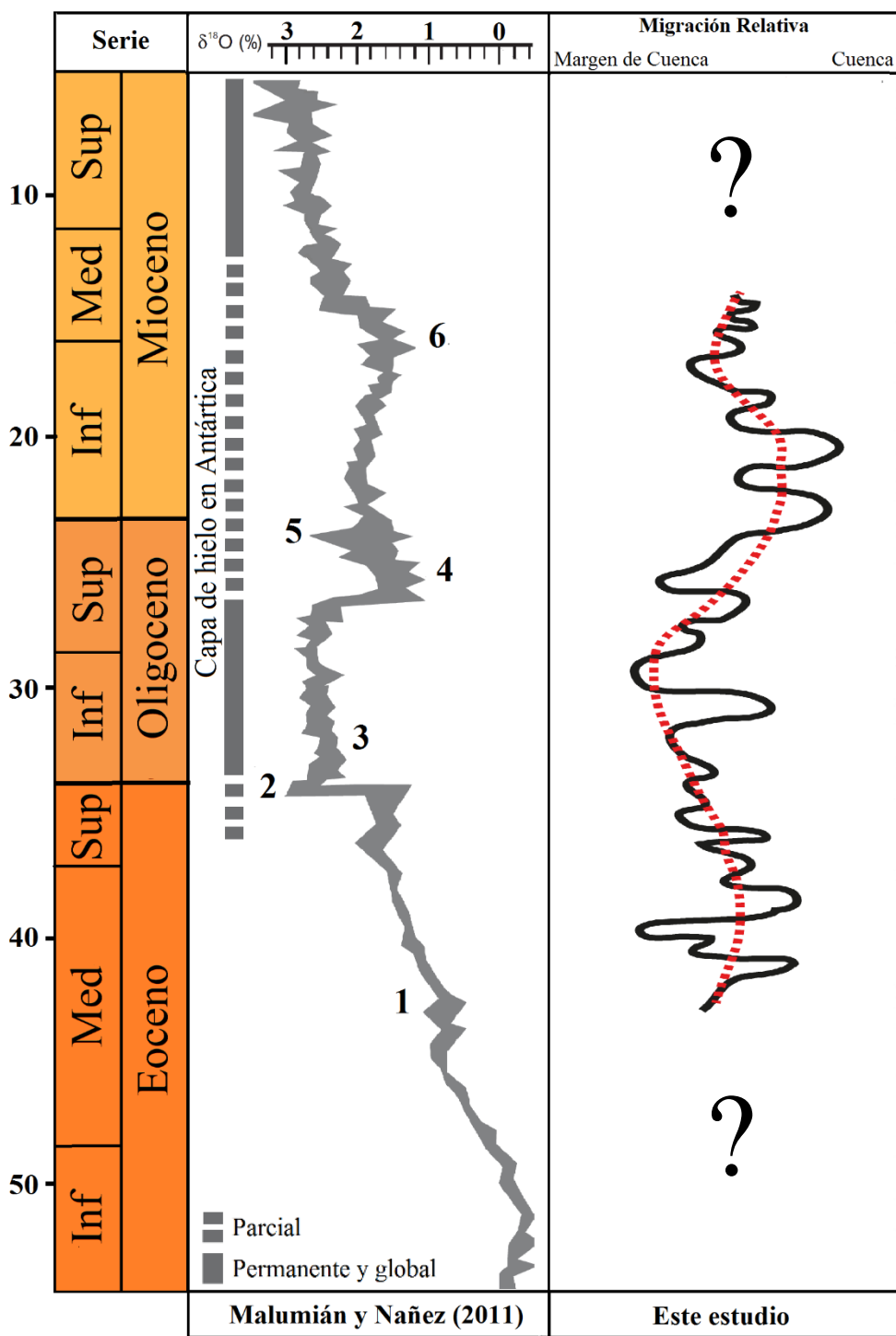


Figura 3.9 – Cuadro comparativo de la curva de transgresiones en Patagonia y Andes Fueguinos (Malumián y Nañez, 2011) y curva de migraciones relativas de la costa generado en este estudio. La primera se relaciona linealmente con las edades absolutas, mientras que el gráfico del estudio está asociada a edades relativas. Se reconocen tres ciclos de segundo orden; el primero (líneas rosadas en Fig. 3.8) registra una caída del nivel base, que se inicia con una transgresión en el Eoceno medio (Fig. 3.2a) y finaliza con la súbita profundización de la cuenca en el límite Eoceno – Oligoceno. El segundo (líneas verdes en Fig. 3.8) es un alza en el nivel del mar con oscilaciones transgresivas – regresivas que luego decae hacia el Oligoceno tardío, donde ocurre una transgresión menor debido al calentamiento de dicha época (Fig. 3.2b). La última etapa (líneas azules en Fig. 3.8) es una semi-sinusoide que termina una fase en alza y que comienza a declinar hacia el Mioceno medio, con eventos transgresivos muy someros en ambientes subaéreos (Fig. 3.3b). Abrev.: 1 – Inicios de la Corriente Circumpolar Antártica; 2 – Subsistencia de “sea ways” Fueguino; 3 – Glaciación Oi-1; 4 – Calentamiento del Oligoceno tardío; 5 – Glaciación Mi-1; 6 – Óptimo climático del Mioceno medio

El paso desde un apilamiento progradante a una agradante permite reconocer una discordancia entre las unidades 8 y 9. Asimismo, se reconoce que en este ciclo los efectos de la subsidencia son menores al compararlo con las unidades iniciales (Fig. 3.11). Los “onlaps” costeros indican periodos intermitentes de avance hacia el margen de cuenca y retroceso hacia la cuenca, pero con un predominio de ésta última (Fig. 3.8).

El último ciclo reconocido es no es tan concordante con los registros de Malumián y Nañez (2011), evidenciando una última fase de subida del nivel base, para luego decaer de manera constante, intercalado por eventos transgresivos de menor envergadura (Fig. 3.9).

Al analizar las curvas en su conjunto, se puede afirmar que existe una relación regular a buena con el estudio de Malumián y Nañez (2011), probablemente por ser más acotado a la zona de estudio. A partir de lo descrito, se concluye que las variaciones del nivel base relativo local son controladas por factores tectónicos locales de subsidencia y orogenia, así como por aparición y derretimientos de capa de hielos, que pudieron incidir en las regresiones y transgresiones en la región y desencadenar rebotes isostáticos.

3.2.4. Rol de la Subsidencia

La curva ‘sinusoidal’ de migraciones relativas creada a partir de los “onlaps” costeros tiene intrínsecamente asociado el efecto de la subsidencia y eustasia. Sin embargo, hay que tener presente que esto es una simplificación del control de estos mecanismos en las variaciones de la curva y su efecto en la evolución de la cuenca (Fig. 3.10).

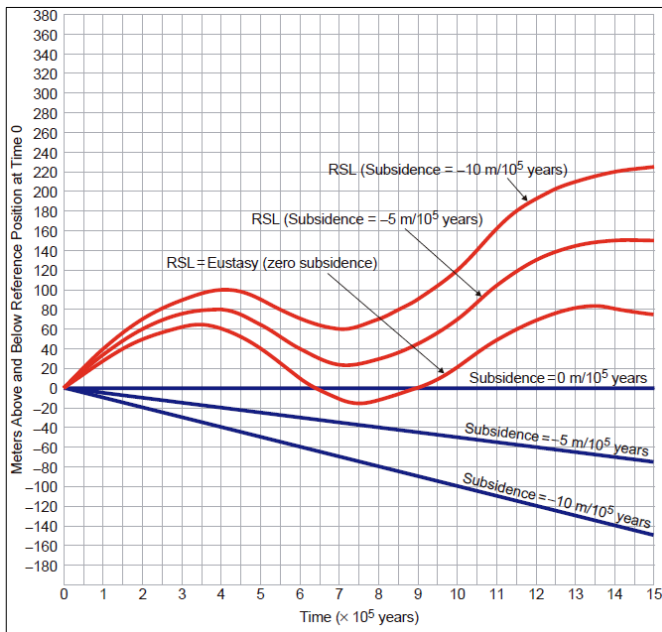


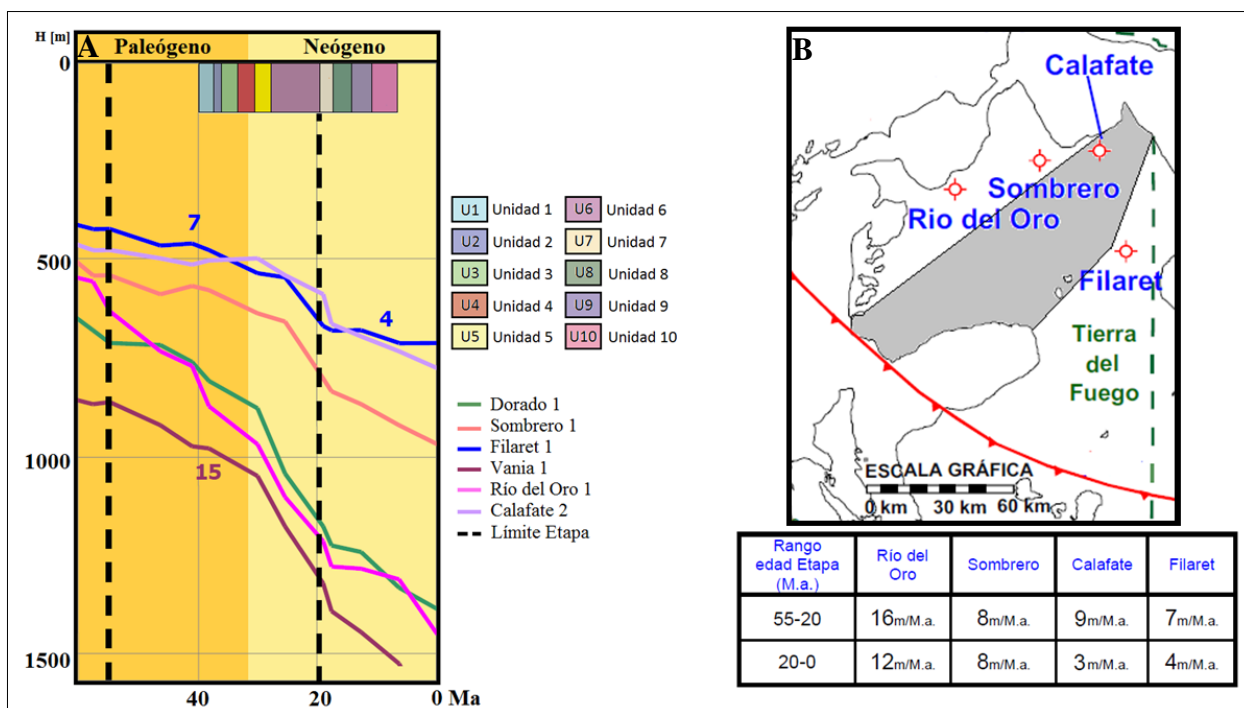
Fig. 3.10: Ejemplo del efecto de la subsidencia diferencial a lo largo de la cuenca. Cuando la subsidencia es nula, las variaciones del nivel del mar coinciden con la eustasia, pero a medida que aumenta la subsidencia, la curva cambia su forma debido al efecto combinado de la eustasia y subsidencia. Abrev.: RSL – Nivel Relativo del Mar (Tomado de Catuneanu, 2006)

La curva teórica que muestra las fluctuaciones del nivel base, es decir, la interacción entre eustasia, tectonismo y energía del ambiente deposicional, es una senoide genérica en una posición no especificada dentro la cuenca y que no toma en cuenta la subsidencia diferencial que acontece a lo largo de la misma. De hecho, estas diferencias implican que cualquier punto de la

cuenca tendrá su propia curva. En aguas profundas, la tasa de subsidencia y el alzamiento del nivel del mar son los factores preponderantes en la morfología de la curva, mientras que en ambientes someros, la caída del nivel del mar y la energía de sedimentación cobran mayor relevancia.

En el caso de la Cuenca de Magallanes, el rol de la subsidencia fue estudiado por Mella (2001), identificando las implicancias de la subsidencia tectónica. Ésta corresponde a un hundimiento regional de origen netamente tectónico, extrayendo la subsidencia generada por la eustasia, cargas sedimentarias y/o compactación (Allen y Allen, 2013).

Entre el Eoceno Medio a Mioceno (unidades 1 a 5), se tiene una variación de la subsidencia ligeramente asimétrica en la cuenca, la que controló el hundimiento y la sedimentación marina. En la zona de estudio, la subsidencia tectónica durante el Cenozoico habría tenido un papel preponderante en la mitad oeste, mientras que la mitad este, la velocidad de hundimiento disminuyó. Por ejemplo, el pozo Río del Oro 1, ubicado a unos 35 km al noroeste de la transecta regional en el Bloque Arenal, indica una velocidad de hundimiento superior a los 12 m por Ma, por lo que es muy probable que la velocidad sea aún mayor hacia los Bloques Caupolicán y Porvenir, puesto que entre más cerca se esté del depocentro, mayor sería la velocidad de hundimiento asociada. Por otro lado, desde el Mioceno temprano (unidades 6 a 10), los efectos de la flexura son de menor envergadura, provocando un hundimiento más regular y uniforme hacia el centro y este de la cuenca, con un promedio de 6 m por Ma (Fig. 3.11; Mella, 2001)



Puesto que la curva obtenida en este estudio solo informa sobre la tendencia general del nivel base y no datos cuantitativos, no es posible conectarla directamente con los valores mencionados. Sin embargo, son coherentes con las conclusiones extraídas, enfatizando el hecho de que la subsidencia tectónica local fue un actor muy relevante en los cambios del borde costero. Un ejercicio interesante a futuro sería obtener una curva de los cambios del nivel base global de la cuenca con información precisa que permitiera modelar matemáticamente éstas variaciones y poder correlacionarlas con los cálculos de subsidencia, de tal forma de verificar el real impacto de ésta última.

3.3. Interpretación de Facies

Mediante los resultados anteriores, es posible efectuar una reconstrucción de facies sedimentarias dentro del perfil regional antes de que la erosión y el tectonismo afectaran a las unidades estudiadas, para así relacionarlas con algunas de las formaciones de la cuenca. Para ello, se delimitaron los paquetes más significativos de la línea sísmica Pr6 siguiendo la forma natural de las unidades, reconociendo los sectores de plataforma, talud y piso de cuenca, y en caso de que estos no existiesen, se interpretaron siguiendo la tendencia de los reflectores. Igualmente, a través del trazado de horizontes sísmicos, se extrajo en la medida de lo posible el componente tectónico y estructural del área de estudio, con el fin de simular las condiciones originales de depositación (Fig. 3.13).

A partir del Eoceno Tardío, una disminución en la subsidencia y una alta tasa de sedimentación, provocaron una somerización progresiva de los ambientes de depositación en el sector poniente (Península Brunswick) y oriente (Isla de Tierra del Fuego). De esta manera, sistemas progradantes dieron origen a las formaciones observadas en terreno. En el este, las unidades deltaicas dieron paso a la depositación de facies granocrecientes de las formaciones Leña Dura y Loreto, los cuales hacia Península Brunswick exhiben arreglos sismoestratigráficos progradantes y mantos de carbón. En éstos se reconocerían las porciones de plataforma y talud de estos estratos (Barwick, 1949; Céspedes, 1957; Mella, 2001). En el oeste, en la zona de estudio, las formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia representarían la continuación de los ambientes de talud y piso de cuenca.

Posteriormente, a finales del Eoceno, una discordancia importante que estaría posiblemente conectada a un evento de regresión forzada, marca un cambio de facies sísmicas en Tierra del Fuego. Hacia el poniente, esto pudo haber provocado erosión subaérea en la Formación Loreto, mientras que en oriente se vería reflejado en una concordancia correlativa registrada en la Formación Santa Clara. En ésta se reconocen arenas turbidíticas cuyo origen serían la erosión de Loreto, dando una mejor explicación a lo establecido por Céspedes (1957), quien mencionó a Santa Clara como una ‘lengua’ de Loreto (Figs. 1.27 y 3.12). El desarrollo de sistemas deltaicos habría depositado la Formación Puerto Nuevo en ambientes más profundos debido a una profundización por tectonismo local, con fuertes patrones sigmoides que resaltan la alta tasa de sedimentación. Según la información recolectada, este mismo mecanismo de depositación habría generado las arenas de la Formación Río del Oro (unidad Areniscas Arcillosas). Sin embargo, la

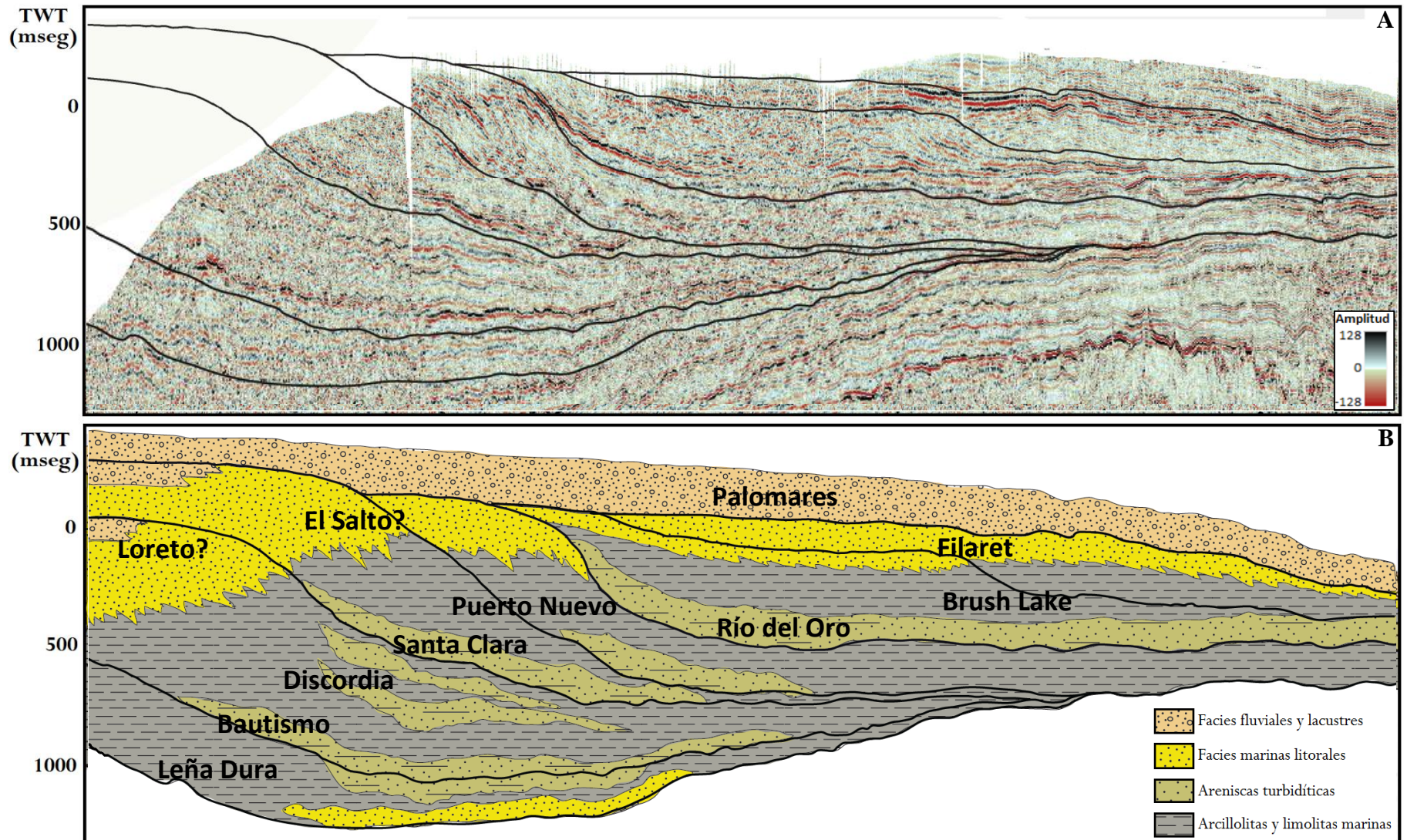


Figura 3.12 – (a) Línea sísmica Pr6, donde se separan los principales paquetes reconocidos. Inferiendo la configuración de las clinoformas a partir de la tendencia de los reflectores y al reconocer que la zona de estudio estaría exhibiendo las facies marinas de los conjuntos progradantes, es posible efectuar la reconstrucción de la plataforma, prácticamente inexistente en este sector. Ésta correspondería a las formaciones Loreto y El Salto, presentes hacia el norte y oeste de la cuenca, donde predominan las facies litorales, fluviales y lacustres

falta de reflectores progradantes en esta unidad, especialmente en la mitad oeste del área analizada, no es coherente con esta idea. Por ende, se propone que *localmente* la Formación Río del Oro correspondería a un abanico de talud y piso de cuenca de gran envergadura, cuya fuente de detritos serían las formaciones Loreto y/o El Salto.

Hacia el Mioceno temprano, la transgresión más relevante en la Patagonia proveyó el espacio de acomodación suficiente en el este, momento donde se depositaron los ciclos progradantes de la Formación Brush Lake, compuestos por sedimentos deltaicos y litorales. En (Mella, 2001; Malumián et al., 2013). Luego, en el Mioceno medio, con una tasa de subsidencia que sigue disminuyendo y una tasa de sedimentación en aumento, el nivel base sufrió una caída regional importante, lo que desembocó en depósitos subaéreos, compuestos por sedimentos fluviales y lacustres que intercalan con eventos volcánicos, cuyo resultado al oeste es la Formación El Salto y al este, la Formación Filaret. Ambas son luego cubiertas por la Formación Palomares en distintos eventos volcanoclásticos y epiclásticos a habían comenzado en el Mioceno.

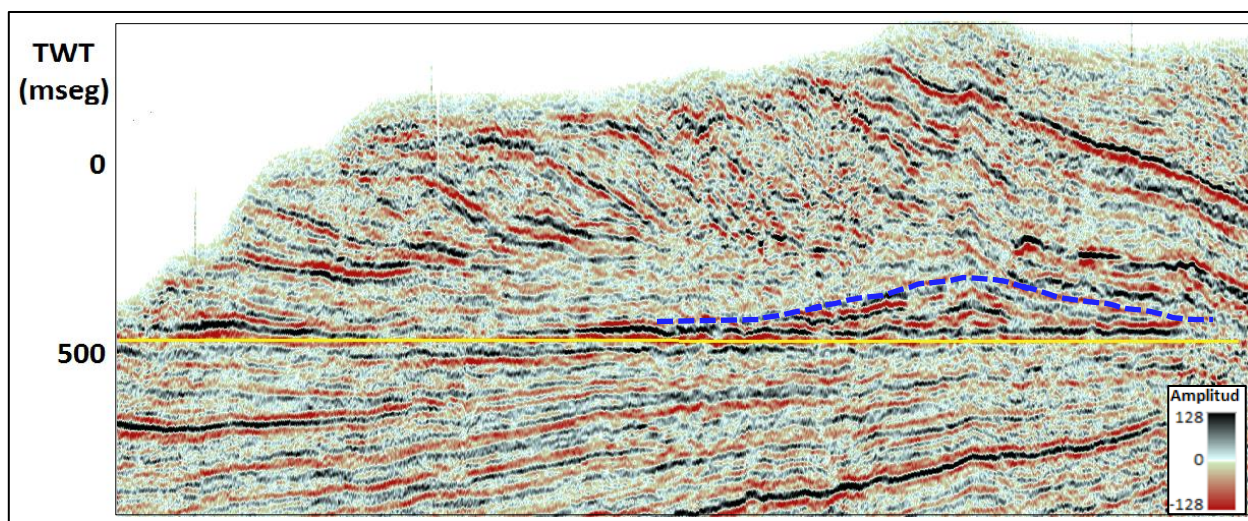


Figura 3.13 – Superficie discordante horizontalizada (línea amarilla) entre las unidades 1 a 3 con las unidades 4 a 6. En ésta se denota el brusco cambio de facies sísmicas y la presencia de un abanico de piso de cuenca (línea azul)

3.4. Potencial de Hidrocarburos

Un “play” exploratorio es un conjunto de áreas prospectivas por hidrocarburos que poseen una geología similar, en las cuales un sistema petrolero ocurre si es que se cumplen determinados elementos y procesos. Para ello, deben darse las condiciones necesarias para tener un sistema petrolero, que es el conjunto de elementos y procesos geológicos para la existencia de una acumulación de petróleo. Por otro lado, un “lead” es la identificación de un área donde ocurren los parámetros de un “play”, pero a un nivel que lo distingue como una anomalía favorable para exploración (Stewart, 2011). Los principales factores involucrados son:

- (1) Trampa: barrera para el movimiento ascendente del petróleo o gas.
- (2) Yacimiento: roca porosa y permeable capaz de recibir hidrocarburos.

(3) Carga: ésta incluye tres factores. La *roca generadora* (roca madre) es la formación rocosa que contiene materia orgánica. El otro componente es la *generación*, definida como las condiciones necesarias de presión y temperatura para convertir la materia orgánica en hidrocarburos. Por último, debe ocurrir la *migración*, que son los procesos de flotabilidad y vías de desplazamiento de los fluidos desde las rocas generadoras hasta el yacimiento.

(4) Sello: casquete impermeable que confinan los fluidos en el yacimiento.

(5) Preservación: condiciones que conservan la naturaleza de los hidrocarburos.

Cuando este conjunto de factores y procesos acontece en el orden correcto, existen grandes posibilidades de que haya una acumulación de petróleo. Cada cortejo sedimentario tiene el potencial de ser un reservorio, roca madre y sello, según el tipo de sedimento y el ambiente de depositación asociado.

Por ello, es importante reconocer las características de los “tracts” interpretados (Fig. 3.14; Catuneanu, 2006; Stewart, 2011).

Systems tract	Significance	Fluvial	Coastal	Shallow-water	Deep-water
Highstand Systems Tract	Sediment budget	Good: <i>aggrading systems</i>	Good: <i>deltas and strandplains (coastal prisms)</i>	Good: <i>gradationally based shoreface and shelf facies</i>	Poor
	Reservoir	Fair: <i>channel fills, crevasse splays</i>	Good: <i>shoreline sands</i>	Good: <i>shoreface sands</i>	Poor
	Source and Seal	Poor source, fair seal: <i>overbank facies</i>	Poor	Fair: <i>shelf fines</i>	Good: <i>pelagic facies</i>
Transgressive Systems Tract	Sediment budget	Good: <i>rapidly aggrading systems, incised and unincised</i>	Good: <i>estuaries, deltas, backstepping beaches</i>	Fair: <i>onlapping shoreface and shelf facies</i>	Fair: <i>low-density turbidity flows and debris flows</i>
	Reservoir	Fair: <i>channel fills, crevasse splays</i>	Good: <i>estuarine, deltaic, and beach sands</i>	Fair: <i>shelf-sand deposits, basal healing-phase wedges</i>	Fair: <i>turbidites (basin floor)</i>
	Source and Seal	Poor source, fair seal: <i>overbank fines</i>	Poor source, fair seal: <i>central estuary facies</i>	Good: <i>shelf fines (shelf facies may be missing distally)</i>	Good: <i>pelagic facies</i>
Lowstand Systems Tract	Sediment budget	Good: <i>amalgamated channel fills, incised and unincised</i>	Good: <i>shelf/shelf-edge deltas, strandplains</i>	Good: <i>gradationally based shoreface and shelf facies</i>	Fair: <i>low-density turbidity flows</i>
	Reservoir	Good: <i>channel fills</i>	Good: <i>shoreline sands</i>	Good: <i>shoreface sands</i>	Good: <i>turbidites (basin floor)</i>
	Source and Seal	Poor	Poor	Fair: <i>shelf fines</i>	Fair: <i>“overbank” pelagics</i>
Falling-stage Systems Tract	Sediment budget	Poor	Fair: <i>offlapping deltas, downstepping beaches</i>	Fair: <i>sharp-based shoreface, and shelf facies</i>	Good: <i>debris flows and high-density turbidity flows</i>
	Reservoir	Poor	Fair: <i>detached shoreline sands</i>	Fair: <i>shoreface sands</i>	Good: <i>turbidites (slope and basin floor)</i>
	Source and Seal	Poor	Poor	Fair: <i>shelf fines</i>	Fair: <i>“overbank” pelagics</i>

Figura 3.14: Características principales de los potenciales reservorios en cada cortejo sedimentario según su ubicación en la cuenca, indicando el volumen relativo de sedimento, el reservorio y la fuente y sello de cada uno. En rojo, se enmarcan los ambientes para las unidades 1 a 8; en verde, los ambientes para las unidades 9 y 10. En amarillo, se registran los reservorios de aguas profundas, reconocidos en las unidades 1 a 6, especialmente entre las 4 a 6.

3.3.1. “Plays” en unidades 1 a 3

Tomando en cuenta los estudios regionales, se reconocen dos “plays” de interés en el área de trabajo. El primero es de areniscas fluviales y deltaicas de estado alto, selladas por arcillolitas provenientes de la transgresión de finales del Eoceno medio (Fig. 3.2a), que entraparían gas en pliegues del Plioceno. Los hidrocarburos provendrían de lutitas fracturadas del Cretácico Temprano y arcillolitas del Cretácico Superior y Paleógeno. El segundo “play” corresponde a

areniscas de abanicos de talud y de piso de cuenca de estado bajo, donde arcillas coevas actuarían como trampa y sello del gas migrado desde el Cretácico Tardío y Paleógeno (Moraga et al., 2004). Al vincular este análisis al presente trabajo, se reconocen las condiciones del segundo “play” en las bases de las unidades 1 a 3.

Las unidades asociadas a la porción oeste del sector analizado solo desarrollan eventos de estado bajo (abanico de talud y complejo de progradación) y cortejos de estado transgresivo de menor tamaño. Esta sección no presenta pozos perforados, por lo que no existen antecedentes de recursos de hidrocarburos.

En el Terciario del Bloque Porvenir, el transporte de hidrocarburos es compleja, reconociéndose el movimiento de éstos a través de planos de fallas y “carriers” asociados a discordancias, teniendo como principal roca madre a la Formación Estratos con Favrella y a los niveles pelíticos de la Formación Springhill (Fig. 3.15). Estas habrían entrado en ventana de generación hacia los 60 Ma en esta zona, estando actualmente en gas seco. La expulsión de hidrocarburos habría comenzado a los 26 Ma, continuando hasta la actualidad (Moraga et al, 2004).

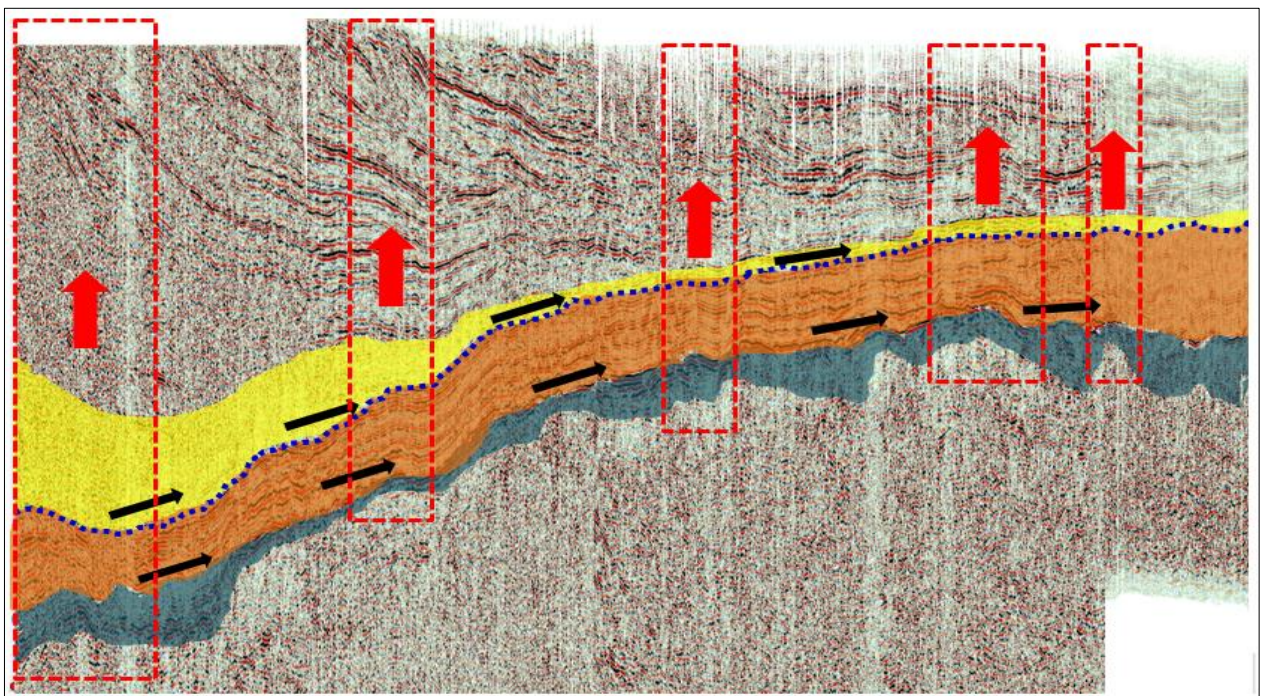


Figura 3.15: Esquemización a nivel regional del origen y migración (flechas negras y rojas), estratigráficamente mediante “carriers” (sección amarilla) o estructuralmente a través de las zonas de deformación frágil (recuadros rojos). Las rocas madres corresponden a las formaciones Estratos con Favrella y Springhill (zonas anaranjadas y azules), las que suministran hidrocarburos a los estratos terciarios a través de planos de fallas o discordancias

Los reservorios del Terciario serían de regulares a malos basado en los registros de los pozos más próximos (Caupolicán 1, Fuegoño 1, Puerto Nuevo 1). Aunque en la línea sísmica principal y otras paralelas existen reflectores que denotarían la probable existencia de depósitos turbidíticos, los registros de pozos y las columnas litológicas no indican gran presencia de arena. La columna litológica del pozo más cercano, Caupolicán 1, solo registra rastros de bitumen entre los 1100 a

1600 m aproximadamente, sin embargo, en la sección estudiada su litología corresponde a arcillolitas pardas ligeramente calcáreas con niveles calcáreos, sin presencia de arenas que pudieran servir de reservorio (Figs. 3.13 y 3.14).

3.3.2. “Plays” en unidades 4 a 6

Similar a las unidades anteriores, los “plays” detallados por Moraga et al. (2004) son de las mismas características mencionadas anteriormente. Se tiene un “play” asociado a arenas de deltas y ríos depositadas en cortejos de estado alto, que fueron selladas por arcillolitas transgresivas originadas en el Oligoceno tardío, acumulando hidrocarburos del Cretácico Inferior, Superior y del Paleógeno (Fig. 3.3b). Otra alternativa se presenta en el desarrollo de abanicos de piso de cuenca de estado bajo. En estos abanicos las arcillas contemporáneas cumplirían el rol de trampa y sello del gas migrado desde el Cretácico Superior y Paleógeno (Moraga et al., 2004). Tomando en cuenta las características de las unidades 4 a 6, se tiene que el grado de exposición y/o erosión de los “plays” asociados a los cortejos de estado alto no permite la integridad de la trampa del sistema, ya que al aflorar en superficie o estar en profundidades muy someras, no presenta la presión necesaria para el confinamiento de los hidrocarburos. En el caso del segundo caso, en las tres unidades analizadas se tiene un desarrollo de cortejos de estado bajo mejor preservados y a profundidades que podría otorgar la presión suficiente para ser un “play” de interés.

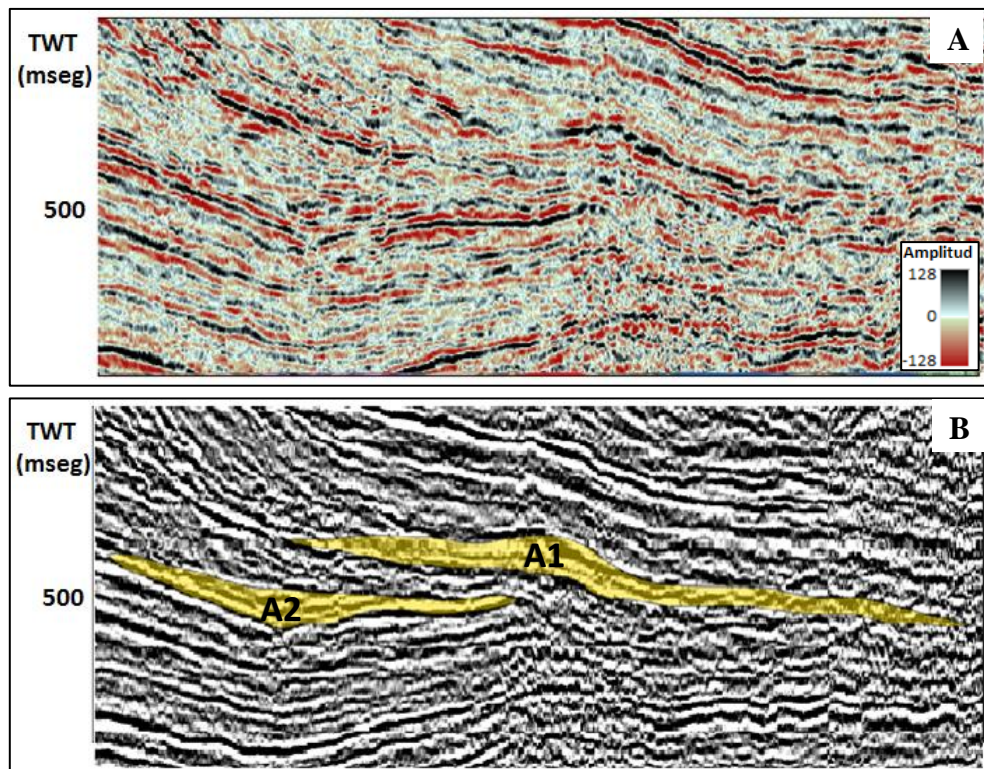


Figura 3.16 - Abanicos de piso de cuenca (a) sin interpretar e (b) interpretados (en amarillo) identificados en el perfil sísmico Pr6. Corresponden a las “anomalías 1 y 2” (A1 y A2 respectivamente) descritas por Vieytes (2004)

En el perfil regional Pr6 y otras líneas aledañas analizadas, se pudieron identificar dos eventos significativos en las unidades 4 y 5, relacionados a abanicos de piso de cuenca y de talud. En un

informe técnico de ENAP, Vieytes (2004) también reconoció estos depósitos, denominándolos ‘Anomalía 1’ y ‘Anomalía 2’, catalogados como “leads” en el estudio regional (Fig. 3.16; Moraga et al., 2004).

La ‘anomalía 1’ corresponde al abanico de piso de cuenca de la unidad 5, identificado como un cuerpo arenoso de 50 m de espesor aproximadamente, visible en el pozo Aurora 1. En los pozos Aurora 2 y Campanario Sur 1 se visualizarían la porción inferior y superior de este paquete. Al momento de la perforación, el pozo Campanario Sur 1 registró manifestaciones de hidrocarburos menores, por lo que actualmente se encuentra cerrado. En su interpretación, Vieytes (2004) estimó que corresponde a un anticlinal con orientación NW-SE y que se encuentra al suroeste del pozo Aurora 1 (Figs. 3.13, 3.14 y 3.15).

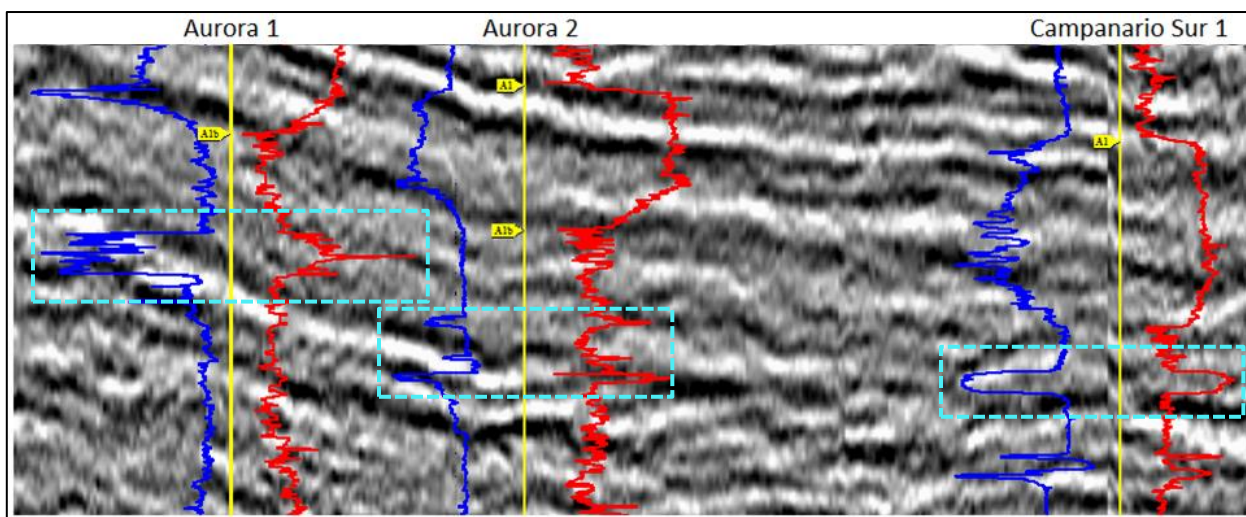


Figura 3.17 - Perfiles de potencial espontáneo (azul) y resistividad (rojo) en los pozos Aurora 1, Aurora 2 y Campanario Sur 1 en la línea sísmica Pr6. Se identifica al cuerpo arenoso (cuadros celestes) interpretado como abanico de piso de cuenca en este estudio y denominado “Anomalía 1” por Vieytes (2004)

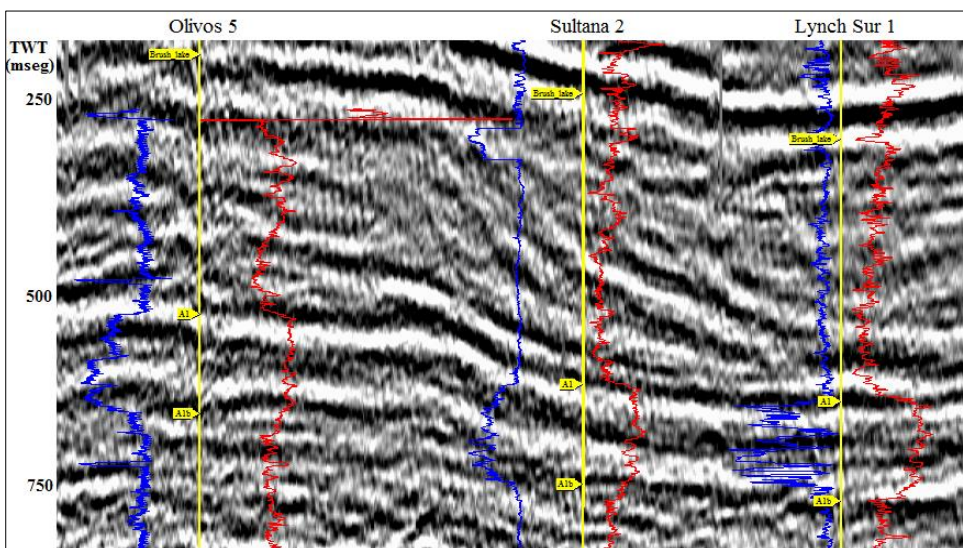


Figura 3.18 – Comportamiento en “boxcar” del registro SP y Res dentro de la unidad Areniscas Arcillosas (recuadro celeste) y “peak” que se da en el quiebre de plataforma en el primer ciclo de la Fm. Brush Lake (recuadro verde)

Con respecto a la unidad Areniscas Arcillosas, las características observadas hacen que en este sector de la cuenca sea catalogado preliminarmente como parte de un complejo de abanicos de

talud y piso de cuenca y no como parte de un ciclo progradante. Según Weimer y Slatt (2007), este tipo de depósito puede corresponder a las porciones terminales de canales marinos profundos, compuestos por intercalaciones de arena y arcilla. Prueba de ello serían los reflectores subparalelos con una continuidad relativamente buena, mostrando una morfología laminar, el registro en bloque (“boxcar”) a patrón serrado que se puede reconocer al seguir a esta unidad y la mejora en la proporción de arena al alejarse de la plataforma. Es probable entonces que hacia el este de la zona, este “play” tenga mejores características de reservorio.

3.3.3. “Plays” en unidades 7 a 10

Los “plays” asociados a estas unidades consisten en areniscas deltaicas y fluviales selladas por arcillolitas transgresivas (Fig. 3.3a y 3.3b), las que acumulan gas en pliegues del Plioceno proveniente de rocas madres cretácicas y paleógenas fracturadas. Por otro lado, más cercano a la superficie, existe un “play” de arenas de llanura aluvial de estado alto, cubiertas por depósitos arcillosos de ambiente lagunar y palustre. Los hidrocarburos tendrían el mismo origen que el “play” anterior. En este estudio se reconocen ambos, asociando el primero a las formaciones Rio del Oro y Brush Lake, y el segundo a las formaciones Palomares y Filaret (Fig. 3.18).

Se destaca en la línea un “peak” del potencial espontáneo dentro del primer ciclo progradante de la Formación Brush Lake, ubicado en el quiebre de plataforma en las cercanías del pozo Sultana 2. También, los registros granocreciente y sistemas agradantes y progradantes de las unidades 9 y 10 (Fms. Filaret y Palomares) indicadores de ambientes costeros a continentales cumplen características de posibles reservorios, pero con sellos de baja calidad. Similar a lo que sucede con los “tracts” de estado alto de las unidades 4 a 6, la baja presión presente en estos estratos a raíz de su profundidad somera indica que estos paquetes no constituirían un buen “lead” potencial (Fig. 3.14; Catuneanu, 2006).

3.4. Recomendaciones

Dentro de los principales resultados de este estudio, se reconoció una importante diferencia entre los contactos descritos en el mapa de Céspedes (1967), desde la Formación Puerto Nuevo a la Formación Filaret, evidenciándose un desplazamiento en dirección noreste de éstos.

En base a ello, es que sería recomendable efectuar futuras campañas de campo entre el este de los Altos de Baquedano hasta cercanías del Cerro Jacobo, abarcando la porción norte de la isla de Tierra del Fuego. El objetivo de éstas sería identificar las litologías plasmadas en mapas anteriores y de ser posible, corroborar los contactos inferidos.

Por otro lado, una posible actualización de la información sísmica en el sector oeste de la zona de estudio (oeste del Bloque Caupolicán y Bloque Porvenir) permitiría describir con mayor detalle las areniscas de la Formación Santa Clara, las que podrían actuar como trampas de hidrocarburos provenientes del Cretácico y Paleógeno, y que estarían selladas por arcillolitas coetáneas. Una mejor resolución sísmica podría dar pistas del real potencial de dicha formación, especialmente de los “leads” reconocidos por Vieytes (2004) y este trabajo. En la misma línea, sería importante caracterizar de mejor forma a la unidad Areniscas Arcillosas dentro de la Isla de Tierra del

Fuego, y analizar si la proposición de abanico de talud y piso de cuenca es compatible en otras áreas de la cuenca o si solo se trata de un fenómeno local.

4. CONCLUSIONES

Del registro litológico

La información recolectada en el trabajo de campo efectuado en gran parte del sector norte de la Isla de Tierra del Fuego, permitió reconocer las litologías establecidas por Barwick (1949, 1955) y Céspedes (1957). El tercio oeste, delimitado entre el Estrecho de Magallanes y el Lago Donoso aproximadamente, comprende la porción superior del Grupo Bahía Inútil, constituido por sedimentos marinos finos (formaciones Leña Dura, Bautismo, Discordia y Puerto Nuevo) que son intercalados por un depósito psamítico (Formación Santa Clara). Los dos tercios posteriores, que llegan hasta la costa atlántica, están compuestos por el Grupo Balmaceda, el que registra sedimentos de mayor granulometría. Comienza con la Formación Rio del Oro, constituido por areniscas arcillosas, para luego registrar una clara tendencia granocreciente, comenzando con la Formación Brush Lake de sedimentos finos, hasta la Formación Palomares, compuesta de areniscas conglomerádicas.

Durante el Eoceno Tardío, se habrían depositado las formaciones Leña Dura a Discordia, cuyas lodolitas y arcillolitas contienen rasgos litológicos y bioestratigráficos indicadores de aguas batiales a pelágicas. La somerización continua condujo a la depositación de sedimentos en condiciones transicionales a subaéreas, momento donde se habría originado la Formación Santa Clara a inicios del Oligoceno. Posteriormente, habría acontecido un aumento drástico de la subsidencia, lo que permitió la acumulación de las lutitas de la Formación Puerto Nuevo.

A finales del Oligoceno, se habría comenzado a depositar la Formación Rio del Oro producto de una nueva somerización, que a diferencia de otros sectores de la cuenca, se habría depositado localmente como abanicos de talud y piso de cuenca. La litología de la Formación Brush Lake indica ambientes marinos someros en un mar epicontinental. Posteriormente, las formaciones Filaret y Palomares evidencian el proceso final de transición desde un ambiente marino a uno predominantemente continental, atestiguado por la litología arenácea y conglomerádica y la presencia de amplios estratos de carbón junto con eventos piroclásticos.

Del análisis sismoestratigráfico

Los perfiles sísmicos y datos de pozos analizados permitieron entender los mecanismos que controlaron los ambientes de depositación de los sedimentos. Asimismo, mediante el reconocimiento de superficies significativas, facies sísmicas y estilos de apilamientos, se interpretaron los cortejos sedimentarios que dan luces de cómo habría evolucionado el sistema desde finales del Eoceno medio hasta el Mioceno tardío. A partir de la escala temporal estudiada, se obtuvieron 10 unidades catalogadas como secuencias de tercer orden.

El desarrollo de estas secuencias se habría iniciado con una transgresión ocurrida a finales del Eoceno medio, la que habría proveído el espacio suficiente para la depositación de las unidades 1 a 3, correspondientes a las formaciones Leña Dura a Discordia. En la sección estudiada, U1 a U3 reflejarían el sector de talud y piso de cuenca de continuos pulsos progradantes provenientes del

suroeste, registrado en los espesos cortejos de estado bajo presentes. Esto habría continuado hasta el límite Eoceno – Oligoceno, donde debido a cambios tectónicos locales que estarían ligados a la orogenia oligocena, se generaron las areniscas de la Formación Santa Clara, marcando una fuerte discordancia en el área de estudio. Esto habría permitido el depósito de abanicos de talud y piso de cuenca ricos en arenas en un régimen de regresión forzada.

A partir de la Formación Puerto Nuevo habría cambiado el régimen de depositación. Las clinofomas y facies sigmoides observadas en los perfiles sísmicos son prueba de una tasa de sedimentación que superó a la tasa de subsidencia, evidenciado en las facies sísmicas progradantes sigmoides. Aunque en un comienzo que la Formación Rio del Oro era parte de este conjunto, sus características indican que corresponde a posibles depósitos turbidíticos en ambiente marino profundo y no a depósitos de estado alto asociados complejos progradantes. Por ende, en estas formaciones se pudieron desarrollar cortejos de estado bajo, con un amplio abanico de piso de cuenca, junto con cortejos transgresivos.

Posteriormente, una de las transgresiones cenozoicas más extensas en la Patagonia ocurrida en el Mioceno temprano, propició el desarrollo de los ciclos sedimentarios asociados a la Formación Brush Lake, expresado inicialmente en cortejos de estado bajo que hacia el techo varían a estado alto. Al contrastar el registro microfósil de esta formación con la Formación Puerto Nuevo, se reconoce que la Formación Brush Lake se habría depositado en un ambiente marino somero, aunque también lo habría hecho en condiciones marinas neríticas, siendo prueba de esto último la presencia de eventos de transporte masivo. De esta manera, existiría una discordancia importante entre la unidad informal Areniscas Arcillosas y las sedimentitas de Brush Lake, reflejado en los reflectores truncados y la variación de facies sísmicas.

A partir del Mioceno medio aproximadamente, una última transgresión efímera daría paso al predominio de depósitos subaéreos de origen aluvial, fluvial y palustre, ricos en material carbonoso de la Formación Filaret y posteriormente, de la Formación Palomares. Estos sedimentos gruesos habrían decantado en cortejos de estado transgresivo y de estado alto, que basado en los “onlaps costeros” reconocidos, fueron migrando en dirección este hasta finales del Neógeno.

De la integración de datos de afloramiento y subsuelo

La integración realizada entre el mapa litológico de Céspedes (1957) y los datos sísmicos permitieron detectar los contactos inferidos de las formaciones en profundidad. Esto permitió evaluar la coherencia de lo observado en superficie con lo detectado en las distintas líneas sísmicas. A partir de esto, se obtuvieron dos resultados importantes:

- Las formaciones que componen las unidades 1 a 3 (Leña Dura, Bautismo y Discordia) tienen una alta correlación entre los contactos detectados en campo con las discordancias que limitan a dichas unidades. Esto también ocurriría con la base de la unidad 4, correspondiente a la Formación Santa Clara.

- Desde la Formación Puerto Nuevo hasta la Formación Filaret existe una discrepancia entre lo detallado en el mapa y lo observado en el subsuelo. Las discordancias reconocidas en las unidades indican un desfase en dirección noreste de los contactos. Esto es especialmente notorio mediante los marcadores eléctricos A_1 y A_{1b} , los que al ser seguidos hasta superficie en varias líneas atestiguan estas diferencias.

Teniendo en cuenta esto, sería oportuno realizar un estudio más acabado en la zona norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, especialmente a partir del pozo Caupolicán 1 en dirección noroeste. Campañas de campo y análisis de más líneas sísmicas en dicho sector permitirían corroborar lo detectado en este trabajo, haciendo posible el mejor entendimiento del comportamiento de las formaciones descritas en superficie y subsuelo, así como su interacción con otras formaciones aledañas.

Por otro lado, fue posible efectuar una reconstrucción de facies sedimentarias dentro antes de que la erosión y el tectonismo afectaran a las unidades estudiadas, reconociendo los sectores de plataforma, talud y piso de cuenca, y en caso de que estos no existiesen, se interpretaron siguiendo la tendencia de los reflectores. Mediante esto, se propone un nuevo modelo de depositación para las formaciones ligado a estratigrafía de secuencias.

A partir del Eoceno Tardío, una disminución en la subsidencia y una alta tasa de sedimentación, provocaron una somerización progresiva de los ambientes de depositación de la cuenca. De esta manera, los sistemas progradantes provenientes del suroeste propiciaron la depositación de facies granocrecientes en Península Brunswick, reconocidas en las formaciones Leña Dura y Loreto, correspondiendo a las porciones de plataforma. En el oeste, en la zona de estudio, las formaciones Leña Dura, Bautismo y Discordia representarían la continuación de los ambientes de talud y piso de cuenca.

Posteriormente, a finales del Eoceno, una discordancia importante que estaría posiblemente conectada a un evento de regresión forzada, pudo haber provocado erosión subaérea en la Formación Loreto, mientras que en oriente se vería reflejado en una concordancia correlativa registrada en la Formación Santa Clara. En ésta última se reconocen arenas turbidíticas cuyo origen serían la erosión de Loreto, dando una mejor explicación a lo establecido por Céspedes (1957), quién mencionó a Santa Clara como una ‘lengua’ de Loreto.

El desarrollo de sistemas deltaicos habría depositado la Formación Puerto Nuevo con fuertes patrones sigmoides que resaltan la alta tasa de sedimentación. Según autores anteriores, este mismo mecanismo de depositación habría generado las arenas de la Formación Río del Oro. Sin embargo, la falta de reflectores progradantes en esta unidad en el área de estudio, no es coherente con esta idea. Por ende, se propone que localmente la Formación Río del Oro correspondería a un abanico de talud y piso de cuenca de gran envergadura, cuya fuente de detritos serían las formaciones Loreto y/o El Salto.

Hacia el Mioceno Temprano, se depositaron los ciclos progradantes de la Formación Brush Lake, compuestos por sedimentos deltaicos y litorales. Luego, en el Mioceno Medio, con tasas de subsidencia que siguen disminuyendo y de sedimentación en aumento, el nivel base sufrió una caída regional importante, lo que desembocó en depósitos subaéreos, compuestos por sedimentos fluviales y lacustres que intercalan con eventos volcánicos, cuyo resultado habrían sido las formaciones El Salto, Filaret y Palomares.

Del potencial de hidrocarburos

Pese a que este estudio no tenía como objetivo principal la investigación del potencial económico de la sección, mediante el análisis sismoestratigráfica y de secuencias deposicionales se logró reconocer lo establecido en trabajos regionales efectuados por ENAP (Moraga et al., 2004), identificándose los “plays” descritos en dichos textos.

En pro de tener mayor certeza en futuras exploraciones, sería apropiado actualizar la información de columnas de pozo y registros sísmicos, los que permitieran identificar y caracterizar de mejor manera los “leads” asociados a abanicos de pisos de cuenca..

5. BIBLIOGRAFÍA

ÁVALOS R., 1963. Markers Eléctricos en el Distrito Springhill. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

BARKER, P. F. 2001. Scotia Sea Regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation: *Earth Science Reviews*, Vol. **55**: 1-39

BARWICK, J. 1949. The Tertiary Stratigraphy and Structure of North Tierra del Fuego. Corporación de Fomento de la Producción, Chile.

BARWICK, J. 1955. The Surface Stratigraphy of portions of Tierra del Fuego. Corporación de Fomento de la Producción, Chile.

BRUHN, R., STERN, C. R. y WIT, M. J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America: *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **41**: 32 -46.

CAÑON, A. 1968. Cronoestratigrafía de los sedimentos Terciarios de Tierra del Fuego, Provincia de Magallanes. Memoria de prueba para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.

CASTELLI, J. C., ROBERTSON, R. y HARAMBOUR, S. 1992. Evaluación geológica y petrolera Bloque Última Esperanza Sur e Isla Riesco. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

CASTRO, C. 1977. Evaluación sedimentológica del Distrito Carbonífero Mina Rica - Pecket, Península de Brunswick, Magallanes. Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.

CATUNEANU O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Geological Society of Africa Presidential Review* No. 1

CATUNEANU O., 2006. Principles of Sequence stratigraphy. Primera Edición. Elsevier, Oxford, Inglaterra.

CATUNEANU O., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, Elsevier.

CÉSPEDES S. Y CORTES E., 1956. Levantamiento Geológico del área Filaret – Rio Chico. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

CÉSPEDES, S. 1957. Estudio Geológico de la zona noroeste de Bahía Inútil, Tierra del Fuego. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

CORTES, R. 1956. Levantamiento Geológico del área Filaret - Rio Chico, Tierra del Fuego. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

DALZIEL, I. W. D., DE WIT, M. J. y PALMER, F. K. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes: *Nature*. Vol. **5464**: 291-294.

DALZIEL, I. W. D. y PALMER, F. K. 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **90**: 259-280.

DARWIN, C., 1837. Narrative of the surveying voyages of his majesty's ships "Adventure" and "Beagle" between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe, Vol III, Journal and remarks, London 1837.

DECAT, J. y POMEYROL, R. 1931. Informe Geológico sobre las posibilidades petrolíferas de la Región Magallánica (21-VII-1929). *Boletín Minero, Sociedad Nacional de Minería*, Santiago, año **47**. Vol.**43**. N° **389**: 763-772.

DIX, C. H. 1955. "Seismic Velocities from Surface Measurements," *Geophysics* 20, no. 1: 68–86.

DONOVAN, A. D., 2001. Free market theory and sequence stratigraphy. A.A.P.G. Hedberg Research Conference on "Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts", Dallas, August 26-29, Program and Abstracts Volume, p. 22.

EMBRY A. F., 2001a. Sequence stratigraphy: what it is, why it works and how to use it. *Reservoir (Canadian Society of Petroleum Geologists)*, Vol. 28, Issue 8, p. 15.

FASOLA, A., 1969. Estudio palinológico de la Formación Loreto (Terciario Medio), Provincia de Magallanes, Chile. *Ameghiniana*, 6, 3-49 pp.

GALLARDO, R., 2012 Turbiditas del Yacimiento Tropilla y Estratigrafía de Secuencias del Oligoceno en el Bloque Dorado Riquelme, Cuenca de Magallanes. Memoria e Título. U. de Concepción, Chile.

GHIGLIONE, M. C., RAMOS, V. A., CRISTALLINI, E., 2002. Estructura y Estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos, *Revista Geológica de Chile* v. 29(1), p. 17-41

GONZÁLEZ, E. 1953. Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la cuenca de Magallanes. Informe Archivo Técnico ENAP, Santiago. (Inédito).

GONZÁLEZ, E. 1965. La Cuenca Petrolífera de Magallanes: *Revista Minerale*s, Instituto de Ingenieros de Minas, Vol. **91**: 1-15, Santiago.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. 1987. Mesozoic and Cenozoic chonostratigraphy and cycles of sea level changes. En: *Sea-level changes: an integrated approach* (Ed por C. Wilgus y otros). Special Publication, Society of Economic Palentologists and Mineralogist, Tulsa, N° **42**:40-45

HARAMBOUR, S. y SOFFIA, J. M. 1988. Evaluación Geológica y Petrolera del extremo Norte de Ultima Esperanza. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

HAUSER, 1964. La Zona Glauconítica en la Plataforma Springhill, Magallanes, Chile. Tesis de Prueba para optar al título de Geólogo. 149 pp. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología: 100 pp. Santiago.

HORNIBROOK, N. B., 1965. Globigerina angiporoides n. sp. from the Upper Eocene and Lower Oligocene of New Zealand and the status of Globigerina angipora Stache 1865 . N.Z. J. Geol. Geophys. Vol. 8 p. 834-83

KATZ H. R., 1972. Plate tectonics and orogenic belt in the Southeast Pacific, *Nature* **273 (5354):** 331-332 pp.

KRANK, E. H., 1932. Geological investigation in the Cordillera of Tierra Del Fuego. *Acta Geographica*, 4 (2), 1-231 pp.

KEIDEL, I. y HEMMER, A. 1931. Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929 (12-XII-1929). Boletín minero, Sociedad Nacional de Minería, Santiago, año **47**, Vol. **48**. N° **388**: 706-717.

KNIKER, H. T. 1949. Present information regarding ages of the Tertiary formations of Magallanes province, ENAP, Santiago, Chile.

Le ROUX, J. 2012. A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 1: Oceanic conditions. *Sedimentary Geology* 247–248 (2012) 1–20

MALUMIÁN, N. ORAGA, J., MELLA, P., CARPINELLI, A., SAÁ, A., DONOSO. 2007. *Anales Instituto Patagonia*, 41(1): 29 – 52, Chile.

MALUMIAN, N. Y NANEZ, C. 2011. The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biological Journal of the Linnean Society*, **103**: 269-288

MALUMIAN, N., HROMIC T. Y NANEZ, C. 2013. El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. *Anales Instituto Patagonia* (Chile), 2013. 41(1):29-52 29

MORAGA, J., MELLA, P., CARPINELLI, A., SAÁ, A., DONOSO. 2007. Sedimentary History of the Magallanes Foreland Basin: A Review. *Actas Geosur*.

MARCHANT, M., 1992. Edad y paleoecología de las Formaciones Terciarias en el área de Dorado Sur-Kimiri Aike Sur, Magallanes, Chile, mediante el estudio de foraminíferos (Protozoa-Foraminiférida). Tesis presentada a la escuela de graduados de la Universidad de Concepción para optar al grado de Magister en Ciencias con mención en Zoología. Concepción, Chile.

MELLA, P. 2001. Control Tectónico en la Evolución de la Cuenca de Antepaís de Magallanes, XII Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 149 pp. Concepción, Chile.

MELLA, P., MORAGA, J., CARPINELLI, A., SAA, A. y DONOSO, L. 2007. Sedimentary History of the Magallanes Foreland Basin: A Review. *Geosur, International Geological Congress On The Southern Hemisphere Santiago de Chile 19/20 November 2007*

MITCHUM R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, C. E. Payton, ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p. 205-212.

MITCHUM R., VAN WAGONER J., CAMPION K., RAHMANIAN V., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. AAPG Series, No. 7. Oklahoma, USA.

MPODOZIS, C., MELLA, P., BRICEÑO, M., ÁLVAREZ, P., ELGUETA, S., VIEYTES, H. y RADIC, J. P. 2006. Proyecto Tranquilo-Otway, Informe Final. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

MOBIL, 1979. Hydrocarbon Potential of the Magallanes Basin, Chile: Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago

MORAGA, J., MELLA, P., VIEYTES, H., MENDEZ, D., BRICENO, M., ALVAREZ, P. y LAVAL, E. 2004. Potencial de Hidrocarburos en la Cuenca de Antepaís de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP

MORAGA, J., MELLA, P., CARPINELLI, A., SAÁ, A., DONOSO. 2007. Sedimentary History of the Magallanes Foreland Basin: A Review. Actas Geosur.

MORDOJOVICH, C. 1951. Informe preliminar sobre los levantamientos geológicos de la costa Sur de Tierra del Fuego. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

MPODOZIS, C., MELLA, P. y PAVDA, D. 2011. Estratigrafía y Megasecuencias Sedimentarias en la Cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, Argentina.

NATLAND, M., GONZALEZ, E., CAÑON, A. y ERNST, M. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. The Geological Society of America, Memoir **139**: 1-26.

NOLEN-HOEKSEMA, R. 2014. Una introducción a las reflexiones sísmicas. Traducción del artículo publicado en Oilfield Review 26, No 1.

PANZA, J., 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. In Haller, M. J. (ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Congreso Geológico Argentino N° **15**, Relatorio: 259-284. Buenos Aires, Argentina.

PAYTON, C. 1977. Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, v. 11, 516 p.

PEÑA, P., 2009. Estudio Sedimentológico de la Cuenca de Magallanes durante el Cretácico Temprano. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Santiago, Chile.

QUENSEL, P. D., 1911. Geologische-petrographische Studien in der Patagonischen Cordillera. Universidad de Upsala, Geological Institute Bulletin, 11, 1-114 pp.

RIDER M., 2002. Geological Interpretation of Well Logs. 2° Edición. Rider-French Consulting Ltd. Sutherland, Escocia.

RIVERA H., LE ROUX J., GUTIERREZ N., 2016. Sedimentary evolution of the Cenozoic Magallanes-Austral foreland Basin: implications for Patagonian Andes Orogeny. Review Article, Earth 2016, 220.

ROJAS, L. y CASTELLI, J. C., 1994. Evolución Geológica y Evaluación Petrolera en la Precordillera en Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

ROJAS, L. y MPODOZIS, C., 2006. Geología Estructural de la Faja Plegada y Corrida del Sector chileno de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos Australes. XI Congreso Geológico Chileno. Vol. 2. Geodinámica Andina.

ROSE, J., F., 1977. The Upper Cretaceous and Tertiary marine cytheracean ostracods of the Magallanes Basin, southern Chile. Phd Thesis, University of Hull, Inglaterra.

RUBY, G. 1945. Mina Rica Structure, Seno Otway district, Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

SCHER, H.D., MARTIN, E.E., 2006. Timing and climatic consequences of the opening of the Drake Passage. Science, 312, 428–430 pp.

STERN, C. R., MOHSENI, P. P. y FUENZALIDA, R. 1991. Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formations Basalts, Southernmost Chilean Andes: Journal of South American Earth Sciences. Vol. 4(4): 331-342.

THOMAS, C. R. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. Bulletin American Association of Petroleum Geologists. Vol. 33, N° 9: 1.555-1.578.

ULIANA, M. A., BIDDLE, K., CERDAN, J., 1989. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v., p. 599-614.

VELASQUEZ, A., 2016. Condiciones Depositacionales de la Formación Palomares, XII Región de Magallanes. Memoria de Título, U. de Chile.

VIEYTES E., 2004. Interpretación Sísmica Bloque Caupolicán, Isla de Tierra del Fuego, Cuenca de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.

WEIMER, P., 1989. Sequence stratigraphy of the Mississippi Fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico: Geo-Marine Letters, v. 9, p. 185–272.

WEIMER, P., y SLATT, R. M., 2007. Introduction to the Petroleum Geology of Deepwater Settings. Deepwater-Reservoir Elements: Mass-Transport Deposits and Slides, p. 419.

WHEELER, H. E. 1958. Time Stratigraphy. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Vol. 42, N°5: 1047-1063

ZACHOS, J., QUINN, T.M., SALAMY, K.A., 1996. High-resolution (104 yr) deep-sea foraminifer stable isotope records of the Eocene–Oligocene climate transition. *Paleoceanography* 1675 11, 251-266 pp.

6. ANEXO

6.1. Registro sísmico

El estudio del subsuelo se desarrolla por medio de reflexiones sísmicas o imágenes del subsuelo que permiten visualizar los estratos presentes debajo de la superficie. En la adquisición sísmica, una fuente genera ondas sísmicas mediante explosivos, vibradores u otros elementos que transmiten la energía al subsuelo. Estas ondas viajan a través de los estratos, las cuales reflejan variaciones en sus propiedades físicas debidas a las interfaces existentes entre una litología y otra, asociadas principalmente a la densidad y velocidad sísmica, y su respectivo producto, la impedancia sísmica.

Al entrar en contacto con una interfaz, las ondas sísmicas se reflejan hacia la superficie, donde los receptores sísmicos detectan esta reflexión y la transforman en señales eléctricas, las que son grabadas y procesadas para generar imágenes del subsuelo. Posteriormente, éstas pueden ser interpretadas geológicamente, resultando en mapas de subsuelo y posibles prospectos de exploración en la explotación de hidrocarburos (Fig. 6.1a).

Toda onda se rige por las leyes de reflexión y transmisión asociados a la ecuación de onda. En el caso particular de las ondas sísmicas, esta ecuación se simplifica en dos relaciones físicas conocidas, las cuales son la ley de Snell y las ecuaciones de Zoeppritz. La primera describe las direcciones que tendrán las ondas reflejadas y transmitidas al pasar de un medio a otro, pudiéndose determinar sus respectivos ángulos (Fig. 6.2b). La segunda relación muestra como la energía de las ondas incidentes se divide entre las ondas reflejadas y transmitidas al chocar con una interfaz y se basa en los coeficientes de reflexión.

Puesto que los medios donde se realizan los estudios sísmicos son anisótropos, se utiliza el Coeficiente de Reflexión (R), definido como la relación entre la amplitud de la onda reflejada y la onda incidente, o la cantidad de energía que se refleja. Si la onda posee incidencia normal, su coeficiente de reflexión, calculado mediante la densidad (ρ) y velocidad (V), puede ser expresado de la siguiente manera:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

El coeficiente oscila entre -1 a 1. Existen valores conocidos de R para ciertos casos, como cuando la onda pasa de agua a aire, entregando un valor cercano a -1; 0.5 de agua a roca y 0.2 de lutita a arenisca. En términos prácticos, estos valores indican que porcentaje de la energía es reflejada y transmitida. Por ejemplo, tener un valor de -1 significa que casi un 100% de la energía se refleja y ningún porcentaje se transmite.

El proceso sísmico continúa con la adquisición, es decir, la recolección de los datos mediante los receptores. En terreno, éstos se ubican de tal forma de tener un reticulado, donde se dispara desde la fuente sísmica, se registran los datos y luego la fuente se desplaza conforme a la cuadrícula

establecida. Lo que un receptor registra es una traza, que representa la amplitud de la señal y el ruido asociado a la medición. El conjunto de trazas se denomina registro sísmico, los cuales se registran ya sea en una sección o en un cubo, donde los ejes horizontales indican la posición geográfica y el eje vertical informa del tiempo de registro. Para obtener un registro fidedigno, el levantamiento sísmico debe tener en cuenta el hecho de que las altas frecuencias se atenúan naturalmente al viajar por el subsuelo, a diferencia de las bajas frecuencias, las que se debilitan menos y pueden alcanzar mayores profundidades. Por ende, lo idóneo es que el registro de las señales de banda ancha tenga el mayor rango de frecuencias, para así obtener el máximo de información (Noelen-Hoeksema, 2014).

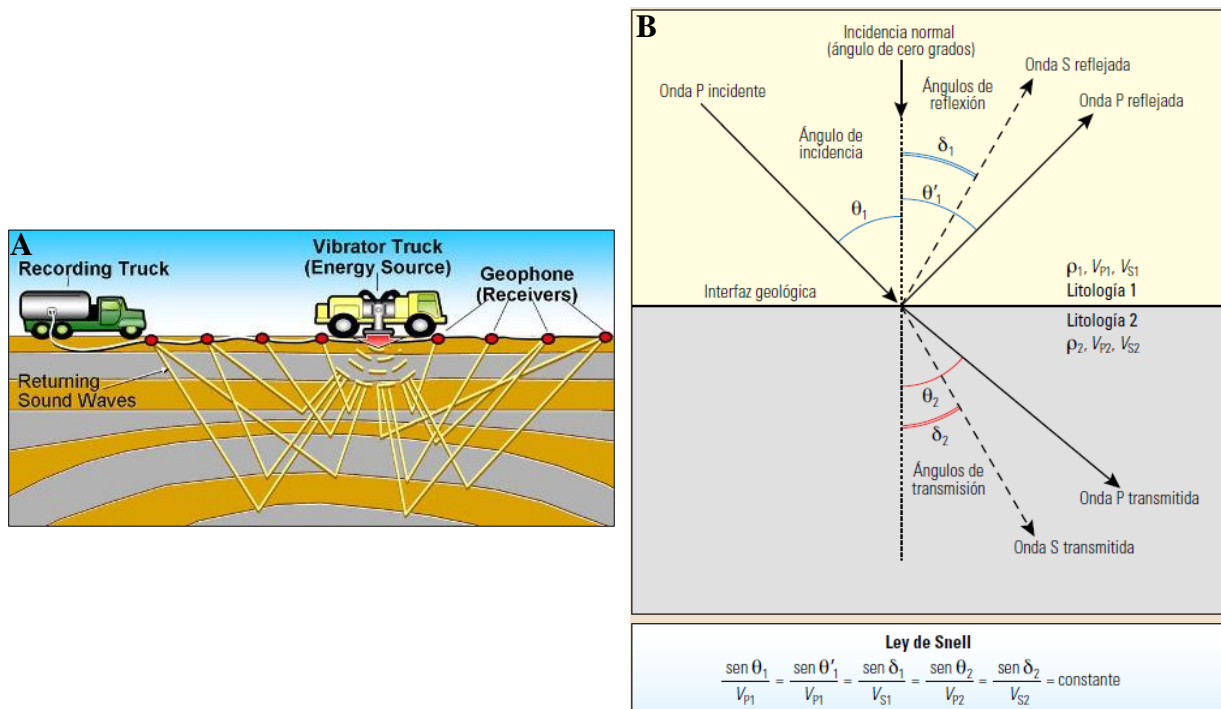


Figura 6.1 - (a) Esquematación del registro sísmico en terreno y su comportamiento en las interfaces; (b) Explicación de la Ley de Snell en el subsuelo (Tomada de Noelen-Hoeksema, 2014)

Con la información recogida, se deben realizar correcciones que rectifiquen las reflexiones, además de eliminar el ruido aleatorio ambiental que pudiese existir. Asimismo, ya que la energía sísmica se curva, dispersa y cambia de dirección en el subsuelo, se realiza un proceso llamado migración, que modifica los puntos de las imágenes, ubicándolos en una posición más precisa. Esto resulta en imágenes más nítidas y exactas.

6.2. Resolución sísmica vertical

Con respecto a la resolución sísmica vertical (VSR por sus siglas en inglés), se usó la relación $VSR = \lambda/4$, donde λ es la longitud de onda, la que permite calcular la resolución vertical mediante la velocidad intervállica (V_i) y la frecuencia dominante (F_{dom}) a través de la fórmula $VSR = V_i/4F_{dom}$ (Rafaelsen, 2006). Para obtener V_i se utilizó la Ecuación de Dix en distintos

sectores de la línea principal (Dix, 1955) y mediante atributos sísmicos, se extrajo la frecuencia dominante en los distintos horizontes (Fig. 6.2).

$$V_{rms}^2 \approx \frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad V_n^2 = \frac{V_{rms_n}^2 t_{0_n} - V_{rms_{n-1}}^2 t_{0_{n-1}}}{t_{0_n} - t_{0_{n-1}}}$$

Figura 6.2 - Ecuación de Dix y fórmula que permite calcular la V_i en el intervalo “n” (V_n). V_{rms} – Velocidad cuadrática media. Δt_i y t_0 – Tiempos de viaje de la onda TWT (“two-way time”) y OWT (“one-way time”) (Tomado de Rafaelsen, 2006)

Se debe tener en cuenta que la Ecuación de Dix es una aproximación de lo que sucede con las ondas en el subsuelo, ya que para ser utilizada se debe cumplir que las capas estén relativamente horizontales y que la distancia entre la fuente y los receptores del registro geofísico se sea relativamente cercana. En el caso particular de este estudio, la resolución vertical calculada es solo referencial, permitiendo entender la escala del trabajo.

6.3. Perfiles sísmicos

Dentro de las mediciones que se efectúan para obtener la mayor información del subsuelo, están los registros geofísicos que se realizan en los pozos. Entre los más usados, se tienen los registros de calibre, potencial espontáneo, resistividad, sónico, densidad, porosidad neutrón y rayos gamma. Todos entregan diferentes detalles sobre las variaciones litológicas, porosidad y presencia de agua, gas y/o petróleo que acontecen en profundidad, siendo valiosas herramientas interpretativas y predictivas al combinarlas.

Para este estudio en particular, se utilizaron los registros de potencial espontáneo y resistividad, los cuales se explican a continuación.

6.3.1. Potencial espontáneo (SP)

Es el desequilibrio eléctrico creado por conectar formaciones verticalmente que naturalmente no interactúan entre sí. Esto se produce por el contacto de dos soluciones de diferentes salinidades, pudiendo ser directo o a través de una membrana semipermeable como las lutitas. De esta manera, el registro mide, en milivoltios, las variaciones de potencial o voltaje entre un electrodo móvil en el pozo y un electrodo de referencia en la superficie (Fig. 6.3a).

En el registro se produce una deflexión significativa frente a las capas permeables; será negativo si la salinidad del agua de formación es mayor a la del filtrado del pozo, o positivo en caso contrario. La magnitud de la deflexión dependerá principalmente del contraste de salinidad entre el lodo de perforación y el agua de formación, como también del contenido de arcilla de la capa permeable (Fig. 6.3b). Este registro es usado para calcular la resistividad del agua en las formaciones y su permeabilidad, así como para estimar el volumen de arcilla y en algunos casos, como indicador de facies para correlación. Se debe tener en cuenta que el SP no puede ser registrado en el lodo no conductor, por lo que las arcillas son usadas como línea base. En

ocasiones, puede suceder que las deflexiones no se deban a formaciones permeables, sino a presencia de pirita o a la existencia de niveles excesivamente reducidos u oxidados.

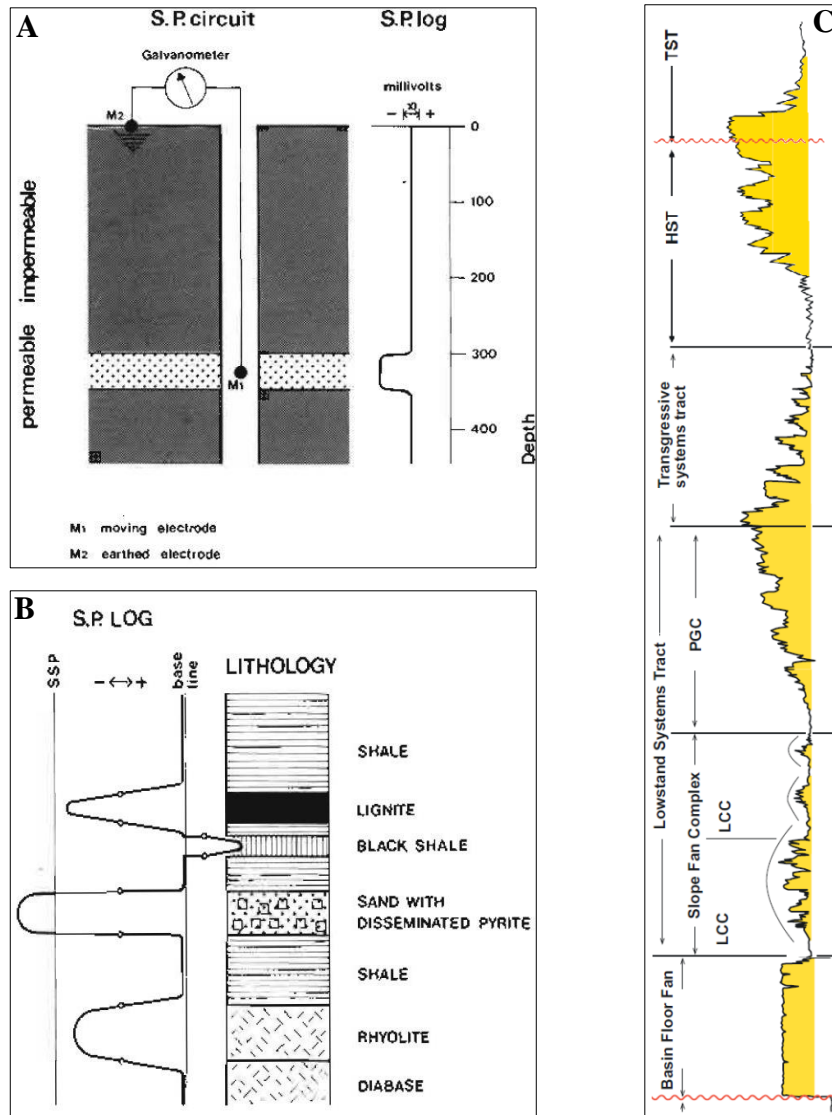


Figura 6.3: (a) Ilustración del principio que genera el registro de potencial espontáneo y el uso de los electrodos. (b) Comportamiento del SP ante distintas litologías y (c) dentro de los cortejos sedimentarios (Tomado de Rider, 2002)

6.3.2. Resistividad (Res)

Registro que mide la resistencia, en miliohms/m, al paso de la corriente eléctrica. Este se basa en el hecho de que la mayoría de las rocas se comportan como aislantes, mientras que cuando éstas encierran fluidos salinos, actúan como conductores. Caso especial es el de los hidrocarburos, siendo un fluido altamente resistivo. De esta forma, una formación porosa con alto contenido de agua salina mostrará una disminución de la resistividad; en cambio, cuando una formación contenga hidrocarburo, la resistividad tendrá valores altos (Fig. 6.4a).

Además de la litología y la cantidad de fluido presente en la roca, la resistividad se verá afectada por la configuración de porosidad y grado de compactación en la formación, conocido como

factor de resistividad. Esto permite explicar el rol de la matriz en las mediciones de resistividad, característica importante en las arenas. En el caso de las arcillas, debido a sus propiedades, éstas pueden conducir corriente eléctrica por ellas mismas además de conducir por la presencia de agua. De esta manera, el registro de resistividad responderá a cambios en la textura y/o en la composición de la roca, siendo práctico para interpretar ciclos basado en las variaciones texturales (Figs.6.4b y 6.5).

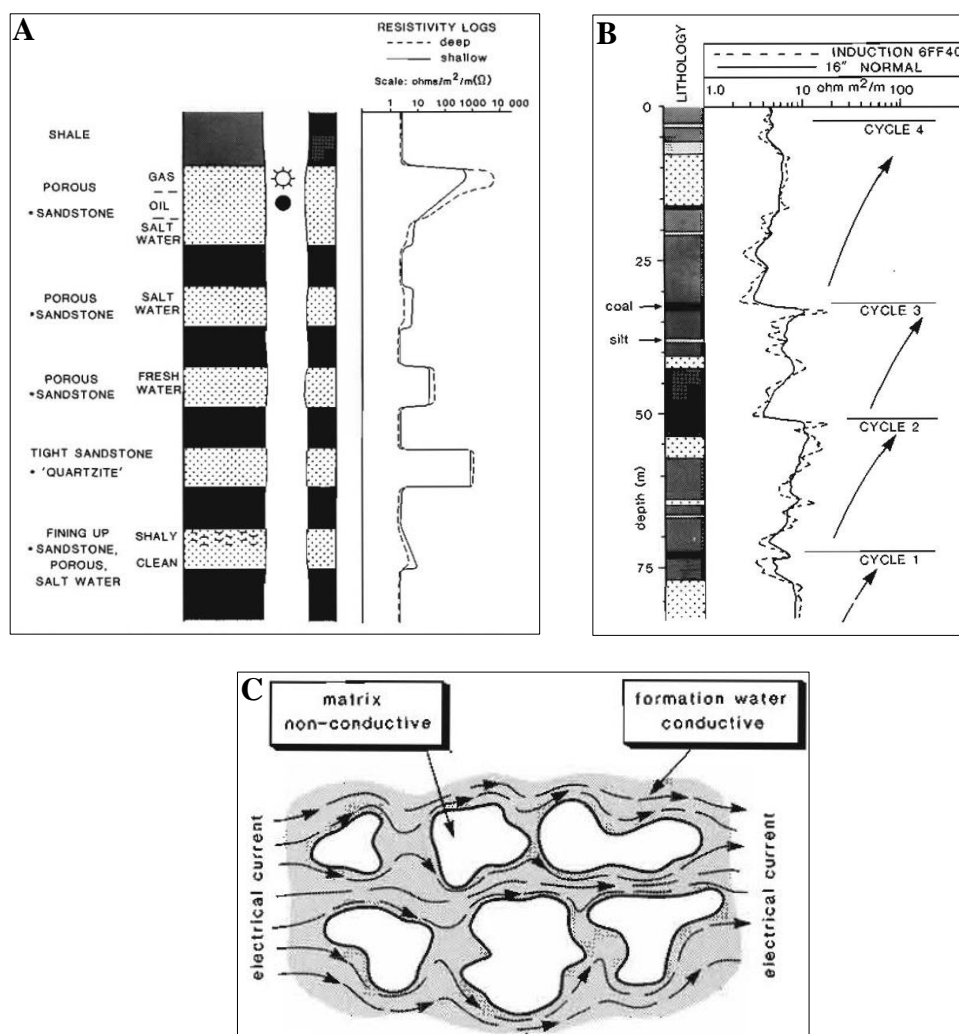


Figura 6.4 - (a) Comportamiento de la resistividad ante distintas litologías y (b) ejemplo de ciclos deltaicos en un registro de resistividad. (c) Esquemización de la influencia de la matriz en la conductividad, el cual está asociado al factor de resistividad (Tomado de Rider, 2002)

6.4. Marcadores eléctricos

Ávalos (1963) definió los “markers” o marcadores eléctricos en el distrito de Springhill, que hasta la actualidad son usados como horizontes guías en ENAP. Éstos fueron seleccionados en las proximidades de cambios litológicos significativos visualizados en las perforaciones, cuando aún no existía información sísmica. Los más relevantes para el presente estudio son:

A1: Representaría el techo de la unidad informal de subsuelo Areniscas Arcillosas (Formación Río del Oro en superficie), siendo también la base de la Formación Brush Lake. En los perfiles el marcador se identifica por una baja brusca en los rayos gamma, un visible aumento de resistividad que se mantiene y luego baja, y un aumento en el perfil sónico.

A1b: Base de Areniscas Arcillosas y techo del Grupo Bahía Inútil. Se determina por un ligero cambio de tendencias tanto en los rayos gamma como en la resistividad, donde vuelva la línea de las areniscas a la de arcillas debido a la litología del Grupo Bahía Inútil.

6.5. Puntos de Control Relevantes

Parada	140
GPS	496195E/4157366S
Altitud	76 m
Descripción	Afloramiento en parches. Roca gris oscura y dura, muy fracturada con componente calcáreo. Presenta varias fracturas rellenas con calcita color blanco
Orientación	-
Formación	Palomares

Parada	141, 142 y 143
GPS	499488E/4157684S
Altitud	44 m
Descripción	Lodolita amarillenta a crema, blanda, pero compacta al tacto
Orientación	-
Formación	Palomares

Parada	144 a 149
GPS	476920E/4139584S
Altitud	101 m
Descripción	Semejante a lo anterior, lodolita amarillenta a crema, blanda, pero compacta al tacto. Afloramiento de 15 m de alto por 100 m de largo aproximadamente cercano al camino. Presenta estratificación cruzada festoneada en capas de unos 20 cm
Orientación	-
Formación	Palomares

Parada	151 a 154
GPS	476411E/ 4120070S
Altitud	189 m
Descripción	Afloramiento conglomerádico de tonalidades amarillas con clastos tamaño guijarro de composición variable. Se observa asimismo como arenisca conglomerádica, lodolita y areniscas de grano fino
Orientación	-
Formación	Filaret

Parada	155 a 160
Hora	12.00
GPS	483351E/4103829S
Altitud	38 m
Descripción	Semejante al anterior, conglomerado de

	color amarillo con clastos tamaño guijarro de composición variable
Orientación	-
Formación	Filaret

Parada	161 y 162
GPS	485205E/4100430S
Altitud	35 m
Descripción	Capa conglomerádica con clastos muy redondeados
Orientación	N60W/40NE
Formación	Filaret

Parada	163
GPS	484931E/4092171S
Altitud	24 m
Descripción	Lutita de color gris, muy blanda que meteoriza a tonos ocre
Orientación	-
Formación	Brush Lake

Parada	164 a 166
GPS	470444E/4088678S
Altitud	4 m
Descripción	Lodolita gris amarillenta blanda, con lentes conglomerádicos, donde la mayor parte de los granos son oscuros, de marrón a negro
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	167 a 177
GPS	443299E/4086236S
Altitud	20 m
Descripción	Semejante a anterior, lodolita color marrón claro a amarillento, muy blanda a friable, cortado por un depósito analizado. Los clastos son redondeados y guijarrosos. Presenta fragmentos de plantas
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	178 a 184
GPS	431867E/4080285S
Altitud	2 m

Descripción	Tiende a verse una variación; en base se observa lutita color gris oscuro masiva, hacia techo, se tiene lutitas mas limosas con presencia de rizolitos y conglomerados de matriz limosa
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	185 a 187
GPS	408314E/4092382S
Altitud	50 m
Descripción	Alternancia de lodolitas color crema con lodolitas carbonosas. Se observan en estratificación. Contiene nódulos calcáreos de unos 30 cm de diámetro aproximadamente. Se muestra deformada, con microfallas y plegamiento
Orientación	-
Formación	Leña Dura
Parada	185 a 187

Parada	193 a 198
GPS	409643E/4082744S
Altitud	0 m
Descripción	Lutita gris, blanda en la base, presentando estratificación centimétrica. Le sobreyace un conglomerado matriz-soportado por lodo. El estrato lutítico contiene concreciones calcáreas esferoidales a irregulares de diámetros centimétricos. Se observan clastos métricos de lutita gris oscura en conglomerado
Orientación	Posible sinclinal. En 196: N75W/25S y en 197: N18W/48NE
Formación	Leña Dura

Parada	199 a 201
GPS	413499E/4080381S
Altitud	0 m
Descripción	Lodolita grisácea con concreciones calcáreas redondeadas a alargadas <30 cm de diámetro
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)

Parada	202 a 204
GPS	414542E/44077303S
Altitud	28 m
Descripción	Lutita masiva color gris oscuro que presenta concreciones calcáreas esféricas a alargadas <1 m
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)

Parada	205
GPS	416120E/4075925S
Altitud	69 m
Descripción	Ídem anterior
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)

Parada	206 y 207
GPS	421255E/4075205S

Altitud	0 m
Descripción	Ídem anterior
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)

Parada	208 y 210
GPS	424391E/4076216S
Altitud	16 m
Descripción	Ídem anterior
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)

Parada	211
Hora	17.45
GPS	428079E/4078108S
Altitud	14 m
Descripción	Limolita con concreciones calcáreas irregulares a esferoidales, < 50 cm. Presencia de arenisca fina en parches
Orientación	-
Formación	Bautismo

Parada	212 a 214
GPS	436380E/4083207S
Altitud	0 m
Descripción	Ídem 178 a 184
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	212 a 214
GPS	436380E/4083207S
Altitud	0 m
Descripción	Ídem 178 a 184
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	215
GPS	440808E/4093878S
Altitud	298 m
Descripción	Arenisca de grano fino que meteoriza a tonos grises. Contiene trazas fósiles oxidadas, ophiomorphas
Orientación	-
Formación	Santa Clara

Parada	216 a 219
GPS	438244E/4096673S
Altitud	265 m
Descripción	Semejante a punto anterior
Orientación	-
Formación	Santa Clara

Parada	220
GPS	422609E/4092137S
Altitud	388 m
Descripción	Areniscas grises a amarillentas, friables. Meteorizan a tonos ocre. Presentan concreciones arenosas grises meteorizadas a colores violáceos. Muestra estratificación cruzada y bioturbación moderada
Orientación	NS/20E
Formación	Santa Clara

Parada	221 y 222
GPS	414624E/4091763S
Altitud	66 m
Descripción	Lodolita limosa color gris que meteoriza a ocre. Presenta nódulos calcáreos elipsoidales <1 m
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	D1P1
GPS	422611E/4092135S
Altitud	404 m
Descripción	Afloramiento al costado del camino, visible en parches muy meteorizados de color amarillo a ocre. Presenta una potencia de aprox. 7 m. Al tacto tiende a no adherirse a los dedos. Está compuesto por limolita con niveles y nódulos de arena fina a media. Se observa estratificación cruzada en arenas y hacia el techo laminación subhorizontal. El techo muestra concreciones arenosas redondeadas de tonos morados a grises oscuro de tamaños <10 cm. Muestra trazas fósiles y bioturbación
Orientación	NS/20E Posible paleocorriente con flujo NS
Formación	Santa Clara?

Parada	PC1
GPS	429820E/4095607S
Altitud	481 m
Descripción	Conglomerado polimíctico matriz-soportado de mala selección. Los clastos se muestran subredondeados, cuyos tamaños van de 1-10 cm. La matriz es de aspecto arenoso, de grano medio
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	P1D2
GPS	430626/4095913
Altitud	476 m
Descripción	A distancia, se observa un afloramiento de aprox. 10 m. de espesor, siendo un posible perfil de interés. Su base se observa gris, con aspecto arenoso, y hacia su techo, mas conglomerádico.
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	D2P1
GPS	437241E/ 4096223S
Altitud	336 m
Descripción	Afloramiento de aprox. 5 m de espesor en parches, de tono anaranjado. Al tacto tiende a ser cohesivo. Se presenta como arcilla intercalada con arena fina a media. Se observa laminación cruzada en niveles mejor conservados
Orientación	-
Formación	Puerto Nuevo?

Parada	D2P2
--------	------

GPS	437241E/ 4096223S
Altitud	336 m
Descripción	Afloramiento pequeño de 2 m de espesor, color ocre grisáceo, que se hace más blanquecino hacia el techo. La sección gris corresponde a arena fina, con laminación milimétrica, con posible bioturbación y trazas fósiles. Hacia superior, aumenta la presencia de limo, intercalando niveles de éste con cierta laminación suave. También se ven escapes de fluido. Sobreyace sobre lo anterior un paquete conglomerádico de aprox. 50 cm matriz-soportado, mal seleccionado. Los contactos son concordantes
Orientación	N70W/5NE
Formación	Puerto Nuevo?
Parada	D2P3
GPS	440972E/4093616S
Altitud	327 m
Descripción	Afloramiento de 1.5 m de arenisca limosa. Se observa que hacia el techo, se va haciendo más laminada. Se asemeja a la sección limosa de la parada D2P2.
Orientación	N50W/8NE

Parada	Transecta
GPS	439977E/4093409S
Altitud	366 m
Descripción	Recorrido sobre la transecta en sector central de ésta. Se observa tanto en dirección SW como NE la inexistencia de afloramientos claros. Se registran fotos al respecto.
Orientación	-
Formación	-

Parada	D2P4
GPS	443218E/ 4086407S
Altitud	33 m
Descripción	Afloramiento en quebrada cercana a Punta Discordia de aprox. 6 m. En su base se distingue lutita (se observa plástica al tacto), muy diaclasada y con niveles que se acuñan. Muestra estratificación cruzada y trazas fósiles. Hacia el techo se observa un paquete arenoso masivo de grano medio, color ocre. Ambas litologías están separadas por un nivel conglomerádico polimíctico, con clastos imbricados, que indicarían un flujo XXX. Los clastos se muestran subredondeados. El contacto entre las lutitas y el conglomerado es marcado y erosivo, encontrándose clastos de material lutítico en el conglomerado. Presencia de material carbonoso en lutitas, intraclastos y algunas concreciones calcáreas
Orientación	N65W/10NE
Formación	Discordia?

Parada	D2P5
GPS	443190E/4086426S
Altitud	34 m
Descripción	Conglomerado polimíctico subredondeados

	con matriz de arena fina y limo. Se muestra mal seleccionado.
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial?

Parada	D2P6
GPS	442976E/ 4086679S
Altitud	40 m
Descripción	Afloramiento de unos 12 m de espesor, formado en su base por lutitas plegadas en contacto discordante con un conglomerado fino matriz soportado de arcilla hacia el techo. Posible discordancia. Las lutitas se ven como secuencias oscuras y blanquecinas que poseen intercalaciones arenosas grano finas de 10 cm aprox. de espesor. A la izquierda del afloramiento, existe un conglomerado grueso, polimíctico (posible canal)
Orientación	N35E/35SE en lutitas??
Formación	Discordia?

Parada	D2P7
GPS	442902E/4086773S
Altitud	55 m
Descripción	Intercalaciones anaranjadas y blanquecinas de arenisca de grano fino con baja presencia de limo. A nivel macro, se reconoce como un paquete que grada de lutita en su base a arena hacia el techo. Posee restos carbonosos. En relación a P6, el nivel arenoso esta inferior a las lutitas de dicha parada. Presencia de hojas fósiles.
Orientación	N38E/15SE?
Formación	Discordia – Santa Clara?

Parada	D2P8
GPS	442871E/4086770S
Altitud	53 m
Descripción	Semejante al punto P7, intercalaciones finas de arena y lutitas
Orientación	-
Formación	Discordia – Santa Clara?

Parada	D2P9
GPS	442844E/4086790S
Altitud	48 m
Descripción	Se observan lutitas separables en 2 paquetes al meteorizar en tonos distintos (gris base, naranja techo). Puntualmente, se observa un afloramiento de 8 m compuesto en sus bordes por estratos plegados de limo arenoso y con un posible canal central de arena fina de color gris. Posee una concreción calcárea alargada que supera los 2 m y otras menores, las que presentan fósiles. Hacia el techo, el porcentaje de arena aumenta, transformándose en una arenisca de grano fino.
Orientación	N35W/20NE
Formación	Discordia?

Parada	D3P1
GPS	416205E/4075918S
Altitud	87 m
Descripción	Afloramiento parcialmente cubierto por detrito de aprox. 30 m, altamente meteorizado. Su litología corresponde a lutita con concreciones calcáreas esferoidales, que pueden alcanzar hasta 1 m de diámetro. No se logra observar si presenta laminación debido a la meteorización, pero se muestra en tonalidad gris con un nivel centimétrico de calcita hacia el techo
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	D3P2
GPS	424399E/4076059S
Altitud	0 m
Descripción	Afloramiento costero en Cabo Boquerón de unos 10 m, compuesto de lutita con concreciones calcáreas redondeadas de hasta 1 m de diámetro. Está altamente meteorizado y diaclasado. Las concreciones se dan en 3 niveles horizontales y su imbricación parece indicar el manto del estrato lutítico
Orientación	N65W/8NE
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	D3P3
GPS	424255E/4076015S
Altitud	6 m
Descripción	Afloramiento cercano a los 10 m donde se observan 2 paquetes estratificados distintos, una basal de tonalidad gris y una ocre con tintes oscuros hacia el techo. La porción grisácea se asemeja a la lutita de P2, aunque mas masiva, con “intrusiones” calcáreas. La parte ocre tiene intercalaciones arenosas muy finas. Ambas contienen concreciones calcáreas de distinto tamaño. El contacto entre ambas es concordante. Hacia el norte, continúa este mismo arreglo, aunque se observa un posible plegamiento que podría asociarse a meteorización y diaclasamiento, pero los estratos siguen el fracturamiento (concreciones no)
Orientación	N70W/10NE
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	D3P4
GPS	424030E/4075969S
Altitud	3 m
Descripción	Prosigue lo observado en las paradas P2 y P3. La lutita basal masiva presenta trazas fósiles, la parte superior se observa más fracturada, aunque el escarbar ambos paquetes se asemejan más, a excepción de la variación de color gris a naranja. Esto podría relacionarse a la composición del sedimento o a un ambiente más oxidante en el techo. Las concreciones siguen presentes en ambas

	porciones.
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	PC1 y PC2
GPS	428548E/4078271S
Altitud	5 m
Descripción	Lutita estratificada en tonalidades gris y clara, que al tacto es muy blanda, con características plásticas. Muestra plegamiento y algunas concreciones calcáreas esféricas, de diámetros <30 cm
Orientación	-
Formación	Discordia??

Parada	P3D5
GPS	424487E/4076180S
Altitud	8 m
Descripción	Parches de 20 a 50 cm color ocre a naranja de arenisca de grano fino, que muestran laminación centimétrica. En base a lo observado, se ubicaría sobreyaciendo las lutitas observadas en P3.
Orientación	N35W/5NE
Formación	Bautismo?

Parada	D3P6
GPS	424282E/4076252S
Altitud	38 m
Descripción	Afloramiento parcialmente cubierto por detrito. Se observa formado por intercalaciones de arenas de grano fino y limolita probablemente, puesto que al tacto el sedimento tiende a no adherirse (poca plasticidad). Contiene concreciones calcáreas de variado tamaño que tienden a ser elipsoidales
Orientación	-
Formación	Bautismo?

Parada	D3P7
GPS	421851E/ 4075635S
Altitud	20 m
Descripción	Afloramiento costero de menor envergadura, algo cubierto, de sedimento marrón que tiende a disgregarse al tacto, por lo que correspondería a limo. Se observa alterado y sin estructuras claras. Se observan algunas concreciones calcáreas que podrían ser parte del afloramiento
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??

Parada	D3P8
GPS	421109E/4075045S
Altitud	1 m
Descripción	Afloramiento costero de menor envergadura, donde hay presencia de limolita, ya que el sedimento de color marrón a gris es poco plástico a la deformación y al tacto. No se observa laminación evidente
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)???

Parada	D3P9
GPS	403862E/4084601S
Altitud	6 m
Descripción	Afloramiento de unos 15 m que se muestra similar a lo observado en las paradas PC1 y PC2, encontrándose una lutita gris estratificada y plegada, de aspecto plástico y con concreciones calcáreas sin niveles preferentes. Sobre ella, se observa un gran paquete conglomerádico matriz-soportado y polimíctico, de unos 10 m, con clastos de variado tamaño
Orientación	N40W/10NE
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??
Parada	D3P10
GPS	403655E/4084729S
Altitud	5 m
Descripción	Semejante a punto P9, se tiene una lutita con cierto plegamiento y laminación que intercala grises claros y oscuros. Se observan pocas concreciones y presencia, aunque escasa, de clastos <3 cm subangulosos de tono oscuro
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	D4P1
GPS	403415E/ 4086968S
Altitud	5 m
Descripción	Afloramiento costero al SW de Porvenir, color amarillo a ocre. Se observa en forma de parches discontinuos cubiertos por detrito. Se compone por arena fina con laminación muy delgada, que en su base es más arcillosa y hacia techo más conglomerádica. Presenta pequeños niveles granocrecientes de clastos polimícticos subredondeados, aumentando tanto frecuencia como tamaño
Orientación	N55W/7NE
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC1 y PC2
GPS	403407E/4086886S
Altitud	19 m
Descripción	Afloramiento erosionado de arenisca media sobre lutita gris. Le sigue un conglomerado compacto, con clastos polimícticos subangulosos de 2 a 10 cm, sostenidos en una matriz arenosa que muestra clastos más pequeños. Se observa un contacto erosivo entre las psamitas y ruditas.
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC3
GPS	403289E/4086404S
Altitud	47 m
Descripción	Ubicado en una ladera costera, se ve un conglomerado matriz-soportado con clastos polimícticos subangulosos, con tamaños <20 cm. La matriz es algo arcillosa, tiende a

	adherirse a los dedos y es de tono marrón
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial??

Parada	D4P2
GPS	403045E/4086216S
Altitud	30 m
Descripción	Arenisca gruesa polimíctica y de alta dureza, de carácter calcáreo. Se ubica por sobre unos estratos pelíticos, como un contacto concordante
Orientación	N35E/10NW??
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC4
GPS	403274E/4085964S
Altitud	35 m
Descripción	Semejante a PC2, se observa un conglomerado de matriz arenosa con clastos subangulosos polimícticos de variado tamaño, <20 cm. Contiene capas arenosas gruesas con clastos pequeños polimícticos y niveles con mayor densidad de clastos.
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial??

Parada	D4P3
GPS	403295E/4085848S
Altitud	39 m
Descripción	Conglomerado matriz-soportado con clastos polimícticos subangulosos, de similares características que PC4. Su matriz está formada por arena gruesa. Los clastos de mayor tamaño se observan imbricados, con dirección NE. Hacia el techo, hay un contacto ¿? Con otro conglomerado con menor densidad de clastos y de matriz arcillosa
Orientación	NE (imbricación)
Formación	Fluvioglacial??

Parada	PC5
GPS	403328E/4085714S
Altitud	40 m
Descripción	Conglomerado con matriz arenosa, continuación de la parada P3. Presente capas arenosas de grano fino-medio y otros niveles con mayor densidad de clastos, polimícticos. Muestran imbricación con orientación NE
Orientación	NE (imbricación)
Formación	Fluvioglacial??

Parada	D4P4
GPS	403328E/4085714S
Altitud	40 m
Descripción	Semejante a paradas anteriores, continuación de conglomerados con alta frecuencia de clastos. Muestra niveles de arenisca media a gruesa, con laminación. Los paquetes arenosos caen en dirección NE
Orientación	NE??
Formación	Fluvioglacial?

Parada	D4P5
GPS	403384E/4085502S
Altitud	44 m
Descripción	Continuación P4. Los niveles arenosos se hacen más finos de aprox. 30 cm y se observa cierto flujo en base a su laminación y estratificación cruzada (ondulitas?). Los clastos del conglomerado son granocrecientes. En dirección sur, el espesor y granulometría de la arenisca aumenta, observándose con mayor claridad las estructuras, posibles indicadores de un flujo turbulento?. Bajo la arena fina, se ubica lutita gris de forma concordante, pasando a ser arcilla arenosa hacia la base. La lutita presenta un nivel calcáreo de unos 25 cm. que en ciertos tramos está cubierto así como clastos angulosos grandes (<10 cm), pero escasos
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC6
GPS	403313E/ 4085323S
Altitud	22 m
Descripción	Afloramiento compuesto de lutita color gris laminada con cierto plegamiento, que presenta clastos oscuros subangulosos, aunque en baja frecuencia. Hacia su base, el afloramiento se convierte en una arcilla arenosa, de grano fino
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	D4P6
GPS	403379E/4085171S
Altitud	7 m
Descripción	Afloramiento formado por conglomerado, arenisca y lutita. El conglomerado es matriz-soportado de arena, con clastos subredondeados polimícticos, <10 cm en tamaño. La arena es fina, color ocre, y en la base se encuentra una lutita color gris oscuro y láminas más claras, con pequeños clastos angulosos oscuros. Ambas capas están en un contacto aparentemente concordante
Orientación	N40W/7NE
Formación	Fluvioglacial

Parada	D4P7 y PC7
GPS	403407E/4084999S
Altitud	12 m
Descripción	Lutitas de características parecidas al último punto de control del día 3, pero más plegada. Hacia el techo, se observa en contacto con arenisca fina, concordantemente. Hacia el techo, se repite el conglomerado descrito anteriormente. La lutita se observa laminada, alternando en grises oscuros y claro y posee en niveles muy delgados clastos pequeños en la base
Orientación	N52W/10NE
Formación	Fluvioglacial

Parada	D4P8
GPS	403226E/4085732S
Altitud	0 m
Descripción	Cambio de manto, aún que la dirección de buzamiento se mantiene. Continúa el arreglo visto. Lutita gris en la base, seguido por arenisca fina laminada y con estratificación cruzada y luego el conglomerado polimítico con clastos <10 cm, de matriz arenosa. Un segundo paquete lutítico-arenáceo separado por una capa conglomerádica fina está por sobre el conglomerado visto en puntos anteriores
Orientación	N25W/28NE??
Formación	Fluvioglacial

Parada	D4P9
GPS	403142E/4085897S
Altitud	1 m
Descripción	Cambio de manto brusco en lutitas grises laminadas, mas subvertical
Orientación	N25W/55NE??
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC8
GPS	402988E/4086087S
Altitud	-1 m
Descripción	Lutitas vuelven a mantos observados inicialmente
Orientación	N28W/8NE?
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC9
GPS	403040E/4086163S
Altitud	15 m
Descripción	Afloramiento donde se vuelve a tener la arenisca calcárea vista en P5 en contacto con lutitas
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	D4P10
GPS	403454E/4087486S
Altitud	-1 m
Descripción	Afloramiento formado por lutita gris laminada en su base, seguida por conglomerado matriz-soportado con clastos polimíticos. Su matriz es arenosa fina-media, y sobre ella se posa otro conglomerado de similares características, pero cuya matriz es arcillosa. Posee capas con alta densidad de clastos <20 cm. Hacia el techo, se tiene otro estrato lutítico gris laminado y plegado, con capas conglomerádicas finas. Le sigue arenisca color ocre.
Orientación	-
Formación	Fluvioglacial

Parada	PC1, PC2 y PC3
GPS	409353E/4089353S
Altitud	72 m
Descripción	Afloramientos cercanos al camino sur de

	Porvenir. Corresponden a areniscas finas a muy finas, que a tienden a hacerse más arcillosas hacia la base
Orientación	N35W/10NE
Formación	Leña Dura – Bautismo?

Parada	D5P1
GPS	409758E/4082860S
Altitud	1 m
Descripción	Contacto gradual entre lutita gris y arenisca fina, distinguible a simple vista por color. La lutita contiene algo de arena que va aumentando hacia el techo, pasando a ser arena fina, que se ve laminada y con estructuras (ondulitas, calcos de carga). Ambas unidades están separadas por un nivel arenáceo de grano grueso, y las estructuras presentes en la arena permiten ver distintos estadios, con intercalaciones de estructuras laminar a otras más caóticas. Su espesor es >12 m
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)?

Parada	PC4, PC5 y PC6
GPS	409347E/4082698S
Altitud	9 m
Descripción	Conglomerado matriz-soportado con clastos polimíticos subredondeados, de matriz areno-limosa. Presenta niveles arenosos (3 visibles) de 30 a 50 cm de espesor compuestos de arena fina. Retrabajo?. Hacia inferior, esa en contacto en contacto erosivo con lutita, por presencia de clastos lutíticos en el conglomerado. Hacia el techo, se posa una unidad de arenisca fina, laminada y con estructuras. El contacto lutita-conglomerado muestra mayor densidad de clastos, <15 cm
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)?

Parada	PC7
GPS	409095E/4082834S
Altitud	6 m
Descripción	Afloramiento lutítico, con ondulación. Mantiene el color gris con estratificación oscura y más clara. Le sobreyace los conglomerados y areniscas observados anteriormente
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)?

Parada	Transecta
Hora	14.10
GPS	417029E/4076812S
Altitud	421 m
Descripción	Recorrido sobre la transecta en sector más costero de ésta. Se observa tanto en dirección SW como NE la inexistencia de afloramientos claros. Se registran fotos al respecto
Orientación	-

Parada	PC8, PC9, PC10 y PC11
GPS	416429E/4077033S
Altitud	350 m
Descripción	Parches lutíticos muy meteorizados en las laderas de la Bahía Santa María. Se muestran de tonos grises a naranjos, sin estratificación evidente en todos, y al tacto, plásticos. En general, no superan los 2 m
Orientación	N40W/12NE
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)?

Parada	D5P2
GPS	442810E/4086820S
Altitud	40 m
Descripción	Lutita que puede dividirse en 2 paquetes por color, uno gris y otro anaranjado. Muestra una potencia estimada de unos 7 m. Los colores se asocian a una meteorización distinta posiblemente a cambio de composición en el sedimento o variación de un ambiente reductor a uno más oxidante
Orientación	N40W/10NE
Formación	Discordia?

Parada	D5P3
GPS	442730E/4086900S
Altitud	46 m
Descripción	Lutitas gris laminada en tonos oscuros y más claros, con intercalaciones de arenisca de aprox. 30 cm de espesor. Presenta claros niveles de concreciones calcáreas elipsoidales que pueden superar el metro de diámetro mayor. El afloramiento muestra una potencia >20 m. Hacia el techo, se distingue un nivel calcáreo de arena gruesa de unos 50 cm de espesor
Orientación	-
Formación	Discordia

Parada	PC12 y PC13
GPS	442354E/4087108S
Altitud	64 m
Descripción	Continuación de los niveles pelíticos y de los niveles concrecionarios observados. Hacia el techo, aparece un estrato de arena fina, con cierta laminación
Orientación	-
Formación	Discordia – Santa Clara??

Parada	PC14
GPS	418026E/4092765S
Altitud	198 m
Descripción	Afloramiento muy meteorizado al costado del camino, color ocre. Se observa arena fina-media con laminación y estratificación cruzada. Presenta trazas fósiles y bioturbación moderada. También se nota presencia de nódulos de tonos gris a morado compuestos de arena fina sin niveles preferenciales. Se calculan unos 4 m de potencia, aunque está bastante cubierto
Orientación	N25W/15NE
Formación	Santa Clara?

Parada	717
GPS	457110E/4056962S
Altitud	1 m
Descripción	Lutita limosa color gris oscura que meteoriza a gris claro y ocre. Presenta nódulos calcares centimétricos. Se observa en discordancia angular con el Cuaternario
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	718
GPS	462713E/4061267S
Altitud	8 m
Descripción	Afloramiento de areniscas de tonos anaranjados, con concreciones. En general, se presenta muy diaclasada
Orientación	N30W/21NE
Formación	Bautismo?

Parada	719 a 724
GPS	414399E/4078258S
Altitud	18 m
Descripción	Intersección del camino con Chorrillo Parafina
Orientación	-
Formación	-

Parada	725 a 726
GPS	414189E/4078148S
Altitud	
Descripción	Parche de lodolita gris pardo que meteoriza a tonos ocre. Posible lodolita limosa
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??

Parada	727 a 730
GPS	414084E/4078039S
Altitud	13 m
Descripción	Limolita gris parda con clastos pequeños de lutita grisácea. Se observa deformada, con un buzamiento posiblemente alto. Meteoriza a tonos grises claros
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??

Parada	731
GPS	414003E/4077999S
Altitud	2 m
Descripción	Limolita gris masiva con nódulos calcáreos de hasta 1 m de diámetro, esferoidales a irregulares. El perfil de meteorización muestra que existe estratificación con niveles de entre 0.5 a 1 m de espesor, con capas de arenisca muy fina. Escasos restos de bivalvos articulados y desarticulados
Orientación	N48E/10E
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??

Parada	732
GPS	413964E/4078046S
Altitud	1 m

Descripción	Semejante a anterior. Se observan pocos corales escleractinidos solitarios
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??
Parada	733 y 734
GPS	413697E/4078417S
Altitud	0 m
Descripción	Semejante a 731- La limolita es gris clara, de consistencia moderadamente dura
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??
Parada	735
GPS	413613E/4078569S
Altitud	1 m
Descripción	Continuación de litología observada anteriormente. Posible anticlinal con respecto a parada 731
Orientación	N55E/16NW
Formación	Leña Dura (Miembro Cameron)??

Parada	736
GPS	413708E/4078322S
Altitud	0 m
Descripción	Limolita masiva. Presencia local de <u>Teredolites</u>
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	737
GPS	413686E/4078302S
Altitud	2 m
Descripción	Eje del anticlinal asociado a 731 y 735. Posible fallamiento inverso
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	738
GPS	413803E/4078176S
Altitud	3 m
Descripción	Nivel de caliza lodosa, muy dura que muestra un color gris violáceo. Un rodado de caliza presenta un fósil desconocido, posiblemente un bivalvo. Proveniente de concreción o del nivel mencionado. También se observan impresiones de madera
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	739
GPS	414101E/4077809S
Altitud	2 m
Descripción	Limolitas que parecieran contener material carbonoso
Orientación	N76E/10N
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	740
GPS	414125E/4077899S
Altitud	

Descripción	Afloramiento compuesto en su base por limolita muy bioturbada por icnofacies horizontales y oblicuas. También se encuentra un nódulo calcáreo partido con alta presencia de fósiles, posiblemente cefalópodos
Orientación	
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	741
GPS	414122E/4077619S
Altitud	1 m
Descripción	Limolita gris parda relativamente blanda
Orientación	
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??
Parada	742 a 743
GPS	443253E/4086400S
Altitud	28 m
Descripción	Lutitas grises meteorizadas
Orientación	N45W/10NE
Formación	Leña Dura (Miembro Boquerón)??

Parada	744
GPS	442976E/4086672S
Altitud	35 m
Descripción	Afloramiento que en su base se muestra limolítico, y hacia techo está formado por lodolita arenosa de color marrón con material carbonoso, mas niveles de arena y limolita. En la parte central, se observan intercalaciones de arena con lutita. Contiene nódulos esféricos centimétricos en su diámetro, arenosos.
Orientación	Hacia izquierda: N68W/5S Centro: N36E/30S Hacia derecha: N20E/10S
Formación	Discordia?

Parada	745
GPS	442986E/408670S
Altitud	36 m
Descripción	Continuación en dirección NE del punto anterior
Orientación	N15E/10E
Formación	Discordia?

Parada	746
GPS	442962E/4086784S
Altitud	37 m
Descripción	Arenisca fina con cuarzo y líticos, además de clastos de arena gruesa. Sobreyace a ella, en un contacto irregular, lodolita compacta.
Orientación	N50E/5SE
Formación	Santa Clara?

Parada	747
GPS	442963E/4086800S
Altitud	38 m
Descripción	En la base del afloramiento, se observa limolita con abundante material orgánico. Sobre ella, se muestra una arena gruesa

	con granos conglomerádicos (tamaño grava), cuarzo y líticos. Los granos se ven subredondeados con mala selección
Orientación	N15E/45E
Formación	Santa Clara?

Parada	748
GPS	442950E/4086800S
Altitud	42 m
Descripción	Punto de control. Represa de castores
Orientación	-
Formación	Santa Clara?

Parada	749
GPS	442948E/4086804S
Altitud	42 m
Descripción	Arenisca oscura con alta presencia de material orgánico; hacia techo, lodolita compacto de tono grisáceo. Se observan en contacto angular
Orientación	-
Formación	Santa Clara?

Parada	750
GPS	442897E/4086785S
Altitud	45 m
Descripción	Intercalaciones ocre y más blancas de arenisca arcillosa y lutitas, con restos carbonosos. Se observa estratificación cruzada festoneada
Orientación	-
Formación	Santa Clara?
Parada	751
GPS	442885E/4086774S
Altitud	44 m
Descripción	Contacto erosivo de arena con lodolita. Clastos erodados
Orientación	-
Formación	Santa Clara?

Parada	752
GPS	442843E/4086783S
Altitud	45 m
Descripción	Posible canal. Concreción alargada calcárea >2m de diámetro. Está inserta en intercalaciones arenosas con concreciones de arena grises. Hacia izquierda, los estratos caen hacia el oeste, mientras que hacia la derecha, los estratos se observan subhorizontales
Orientación	Hacia izquierda: N8W/5W Hacia derecha: N33W/10SW
Formación	Santa Clara?

Parada	753 a 759
GPS	442528E/4086990S
Altitud	49 m
Descripción	Afloramiento compuesto en la base por lutitas con capas carbonosas, y sobre ella, arenisca gris de grano fino que se va haciendo más lodolítico mientras se avanza hacia el techo. Existencia de una

	posible falla
Orientación	En falla: N60E/4NW En contacto: N20W/5NE
Formación	Santa Clara?

Parada	760
GPS	442534E/4086964S
Altitud	49 m
Descripción	Deformación local, con posible falla implicada. Las lutitas observadas se muestran micáceas. Lutita limosa y micácea con foraminíferos bentónicos y algunos bivalvos. Su color es gris claro. Se ve masivo, y se fractura concoidemente. Al meteorizar, se observa ocre
Orientación	-
Formación	Santa Clara??

Parada	761
GPS	442994E/4086755S
Altitud	26 m
Descripción	Litología semejante al punto anterior
Orientación	N7E/20E
Formación	Santa Clara?

Parada	762
GPS	438690E/4096728S
Altitud	277 m
Descripción	Lodolita gris violácea, blanda al tacto, muy meteorizada. Presencia de bivalvos y conchas pequeñas. Se fractura concoidemente
Orientación	-
Formación	Puerto Nuevo?

Parada	775 a 778
GPS	414195E/4077582S
Altitud	1 m
Descripción	Nódulos calcáreos con abundantes cefalópodos pequeños, posiblemente nautiloides y Teredolites
Orientación	-
Formación	Leña Dura (Mb. Cameron)?

Parada	779
GPS	515851E/4106528S
Altitud	8 m
Descripción	Arenisca de grano medio, arcillosa de tono ocre claro, con clastos de cuarzo y líticos. Muestra estratificación plana y delgada <2 mm. Sobre ella, lodolita marrón claro con restos de plantas y material carbonoso. En sección se tiene en la base lodolita arenosa y hacia techo arenisca lodosa
Orientación	N15E/8E
Formación	Brush Lake?

Parada	780
GPS	514758E/4120121S
Altitud	22 m
Descripción	Arenisca de grano medio, de color gris

	claro que meteoriza a tonos blancos. Contiene cuarzo y líticos oscuros. Se observa pobremente consolidada. Los granos son subredondeados
--	--

Orientación	N40E/15E
Formación	Filaret?

