



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Evolución Tectono-Estratigráfica de la Cuenca de Magallanes (Austral), región de Magallanes, Patagonia Chilena

Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires
en el área Ciencias Geológicas

Rocío Elizabeth Gallardo Jara

Director de Tesis: Dr. Matías C. Ghiglione

Consejero de Estudios: Dr. Víctor Ramos

Lugar de trabajo: Departamento de Geología, Laboratorio de Tectónica Andina,
Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA),
Ciudad Universitaria, Pabellón II.

Fecha de Defensa: Buenos Aires, 15 de agosto de 2023

Tabla de contenidos

Tabla de contenidos.....	i
Índice de figuras.....	iii
Índice de tablas.....	vii
Índice de fotografías.....	vii
Resumen.....	1
Abstract.....	2
Agradecimientos.....	3
CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN.....	4
1.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	4
1.2 MARCO TEÓRICO.....	7
1.3 RESEÑA HISTÓRICA DE ESTUDIOS EXPLORATORIOS Y PRODUCTIVOS EN LA CUENCA DE MAGALLANES.....	11
1.4 BASE DE DATOS.....	13
1.4.1 Antecedentes Sísmicos.....	14
1.4.2 Antecedentes eléctricos de Pozo.....	16
1.4.3 Antecedentes Estratigráficos.....	16
1.4.4 Dataciones.....	17
1.4 OBJETIVOS DEL ESTUDIO.....	17
CAPITULO 2: MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFIA REGIONAL.....	20
2.1 ETAPAS PRE-FORELAND: PALEOZOICO – CRETÁCICO INFERIOR.....	20
2.1.1 Basamento Paleozoico.....	20
2.1.1.1 Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.....	21
2.1.1.2 Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO).....	21
2.1.1.3 Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF).....	22
2.1.2 Etapa de Rifting.....	24
2.1.3 Etapa de Sag Termal.....	30
2.2 ETAPAS DE FORELAND: CRETÁCICO SUPERIOR-CENOZOICO.....	38
2.2.1 Estadio de Foreland I: Coniaciano (?) –Maastrichtiano.....	40
2.2.2 Estadio de Foreland II: Paleoceno inferior a medio – Eoceno medio.....	48
2.2.3 Estadio de Foreland III: Eoceno medio a superior – Oligoceno.....	52
2.2.4 Estadio de Foreland IV: Mioceno inferior – Neógeno.....	54
CAPITULO 3: CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL POZOS Y ASPECTOS DEPOSITACIONALES.....	58
3.1 ETAPA DE RIFTING: JURÁSICO MEDIO – SUPERIOR.....	58
3.1.1 Formación Tobífera (Jurásico Medio a Superior)	58
3.2 ETAPA DE SAG TERMAL: THITONIANO – CRETÁCICO INFERIOR.....	64
3.2.1 Formación Springhill (Berriasiano – Aptiano)	64
3.2.2 Formación Estratos con Favrella (Valanginiano - Barremiano)	66
3.2.3 Formaciones Lutitas con Ftanitas (Barremiano - Albiano)	68
3.2.4 Formación Margas (Aptiano - Albiano).....	69
3.2.5 Formación Lutitas Gris Verdosa (Cenomaniano - Turoniano)	70
3.3 ETAPA DE FORELAND: CRETÁCICO SUPERIOR – NEÓGENO.....	70
3.3.1 Estadio de Foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano).....	71
3.3.1.1 Formaciones Lutitas Arenosas (Coniaciano (?) – Maastrichtiano).....	71
3.3.2 Estadio de Foreland II (Paleoceno inferior a medio - Eoceno medio).....	73

3.3.2.1 Formaciones Chorrillo Chico y San Jorge (Paleoceno inferior - superior).....	73
3.3.2.2 Formaciones Zona Glauconítica y Ballena (Eoceno inferior - medio).....	75
3.3.2.3 Formaciones Agua Fresca y Tres Brazos (Eoceno inferior - medio).....	77
3.3.3 Estadio de Foreland III (Eoceno medio a superior - Oligoceno).....	81
3.3.3.1 Grupo Bahía Inútil inferior y Formación Leña Dura (Eoceno medio - superior).....	81
3.3.3.2 Grupo Bahía Inútil superior, formaciones Loreto y Areniscas Arcillosas (Eoceno superior a Oligoceno).....	84
3.3.4 Estadio de Foreland IV (Mioceno inferior-Neógeno).....	87
3.3.4.1 Formación Brush Lake, Filaret y El Salto (Mioceno inferior).....	88
3.3.4.2 Formación Palomares (Mioceno medio - Plioceno).....	91
CAPITULO 4: RECONOCIMIENTO SÍSMICO DE LAS UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS.....	93
4.1 ETAPA DE RIFTING: JURÁSICO MEDIO – SUPERIOR.....	93
4.2 ETAPA DE SAG TERMAL: THITONIANO - CRETÁCICO INFERIOR.....	95
4.3 ETAPA DE FORELAND: CRETÁCICO SUPERIOR – NEÓGENO.....	99
4.3.1 Estadio de Foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano).....	99
4.3.2 Estadio de Foreland II (Paleoceno inferior a medio - Eoceno medio).....	102
4.3.3 Estadio de Foreland III (Eoceno medio a superior - Oligoceno).....	106
4.3.4 Estadio de Foreland IV (Mioceno inferior-Neógeno).....	109
CAPITULO 5: MODELO EVOLUTIVO DEL RELLENO SEDIMENTARIO.....	112
5.1 CARACTERIZACIÓN Y MARCO REGIONAL DE LA ETAPA DE RIFTING.....	112
5.2 ETAPA DE SAG TERMAL CRETÁCICA.....	113
5.3 CONSOLIDACIÓN Y MIGRACIÓN DEL DEPOCENTRO: ETAPA DE FORELAND	116
5.3.1 Estadio de Foreland I.....	116
5.3.2 Estadio de Foreland II.....	119
5.3.3 Estadio de Foreland III.....	122
5.3.4 Estadio de Foreland IV.....	124
CONCLUSIONES.....	128
REFERENCIAS.....	131

Índice de Figuras

Figura	Página
1.1 Mapa regional de ubicación de la cuenca de Magallanes (Austral), indicando los principales elementos morfoestructónicos, placas y microplacas. En el modelo de elevación digital (DEM: Digital elevation model; Shuttle Radar Topographic Mission, NASA), se reconocen las principales morfoestructuras de la Patagonia sur. Modificado de: Barker, 2001; Biddle <i>et al.</i> , 1986; Galeazzi, 1998; Ghiglione <i>et al.</i> , 2009, 2010; Ramos, 1989; Smalley <i>et al.</i> , 2007.....	5
1.2 Línea sísmica I95-168 mostrando una cuña acrecional poco desarrollada, pendientes topográficas pronunciadas, y una cuenca de antearco poco desarrollada. Abreviaciones: SUD: placa Sudamericana; SCOT: placa Scotia; ANT: placa Antártica; ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; SVF: fallas subverticales. Ubicación de la línea sísmica en rojo en el mapa de ubicación. Modificado de Polonia <i>et al.</i> , (2007).....	6
1.3 Línea sísmica I95-171 en la Placa Antártica mostrando una cuña acrecional desarrollada, pendientes topográficas bajas, y desarrollo de una cuenca de antearco. Ubicación de la línea sísmica en rojo en el mapa de ubicación. Modificado de Polonia <i>et al.</i> , (2007).....	6
1.4 Esquema de una cuenca de antepaís mostrando la distribución de sus respectivas depozonas. a) cuenca con desarrollo de cuatro depozonas de depositación y erosión en un sistema de cuenca rellena (estadio overfilled): tope de cuña (wedge-top), depocentro (foredeep), bulbo periférico (forebulge), y cuenca tras-bulbo (back-bulge), y b) cuenca con desarrollo de una única depozona (estadio underfilled), cuya sedimentación se limita a posiciones del depocentro, el que puede recibir productos erosivos tanto del frente de deformación como del bulbo periférico. Tomado de Horton (2022).....	8
1.5 Mapa de calor (heatmap) mostrando los sectores donde se concentran los pozos perforados en la cuenca de Magallanes por ENAP en Chile (además de algunos pozos compartidos con Argentina hacia el este). Los sectores de color rojo cercano representan las zonas de mayor densidad de perforación al norte de Tierra del Fuego.....	14
1.6 Mapa base del área de estudio. Las líneas de color lila corresponden a los 21 perfiles sísmicos (PR) usados en la interpretación que cubren aproximadamente 46.650 km ² ; círculos celestes: pozos exploratorios y/o de desarrollo perforados por ENAP; círculos amarillos: pozos que cuentan con dataciones (K-Ar y U-Pb) perforados por ENAP.....	16
2.1 Diagramas de probabilidad relativa de tres muestras recolectadas en pozos profundos en las cercanías de Tierra del Fuego en Chile, analizadas mediante U-Pb SHRIMP para el Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF). Modificado de Hervé <i>et al.</i> , 2010a.....	23
2.2 Mapa de distribución de la Provincia Silíceo Chon Aike en la Patagonia. Abreviaciones: LT: Formación Lonco Trapial; BP: Formación Bajo Pobre; M: Formación Marifil; CA: Formación Chon Aike; I: Formación Ibáñez; EQC: Complejo El Quemado; T: Formación Tobífera; SPB: Batolito Surpatagónico; NPB: Batolito Norpatagónico. Tomado de Foley <i>et al.</i> (2023).....	25

2.3	Principales grábenes y hemigrábenes Jurásicos desarrolladas en Tierra del Fuego. FTB: fold and thrust belt. Modificado de Ghiglione <i>et al.</i> (2013).....	27
2.4	Cuadro estratigráfico regional de la Cuenca de Magallanes/Austral. Basado en: Álvarez <i>et al.</i> , 2006; Álvarez-Marrón <i>et al.</i> , 1993; Bostelmann <i>et al.</i> , 2013; Castelli <i>et al.</i> , 1992, 1993; Céspedes, 1957; Cuitiño y Scasso, 2010; Cuitiño <i>et al.</i> , 2012, 2015; Fildani <i>et al.</i> , 2003; Fosdick <i>et al.</i> , 2011, 2015; Gutiérrez <i>et al.</i> , 2017; Hervé <i>et al.</i> , 2004; Le Roux <i>et al.</i> , 2010; Malumián y Nañez, 2011; Malumián <i>et al.</i> , 2013; McAtamney <i>et al.</i> , 2011; Miller <i>et al.</i> , 2022; Mpodozis <i>et al.</i> , 2011; Olivero y Malumián, 2008; Olivero <i>et al.</i> , 2020; Otero <i>et al.</i> , 2012; Pinto <i>et al.</i> , 2018; Rivera, 2017; Rivera <i>et al.</i> , 2020; Rodríguez <i>et al.</i> , 2008; Sáez, 2017; Schwartz <i>et al.</i> , 2017; Varela <i>et al.</i> , 2012; Velásquez, 2016; Von Goetsche y Huca, 1953. Abreviaciones: BF: Basal Foreland; RST: Rift-Sag transition; BSP: Batolito Sur Patagónico.....	29
2.5	Mapa geológico de la cuenca de Magallanes (Austral). Compilado de: Betka <i>et al.</i> , 2016; Céspedes, 1957; Mella, 2001; Mpodozis y Rojas, 2006; Olivero y Malumián, 2008; Pinto <i>et al.</i> , 2018; Rojas y Mpodozis, 2006; SERNAGEOMIN, 2003; Sáez, 2017; Velásquez, 2016. Abreviaciones: ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; ZFCB: zona de falla Canal Beagle.....	33
2.6	Mapa geológico del área entre Isla Riesco y Península Brunswick, Chile. ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano. Círculos rojos representan edades U-Pb tomadas del Proyecto Otway-Tranquilo (Álvarez <i>et al.</i> , 2006); Círculos amarillos representan edades U-Pb tomadas de McAtamney <i>et al.</i> (2011). Modificado de Mella (2001) y SERNAGEOMIN (2003).....	36
2.7	a) Línea sísmica A-A' mostrando las principales etapas evolutivas de foreland ocurridas en la cuenca de Magallanes (Austral). En b) se presenta la línea interpretada con la configuración de <i>onlap</i> del Cretácico Superior sobre las sucesiones de previas de Sag Termal; y <i>onlap</i> Paleógenos sobre sucesiones de foreland I. Notar la geometría en forma de cuña de las etapas de foreland I y II. Abreviaciones: TWT: tiempo de tránsito en segundos; BF: Basal Foreland, Cretácico Superior; G7: límite Mesozoico – Cenozoico. Modificado de Gallardo, 2014 (después de Mella <i>et al.</i> 2010).....	39
2.8	Mapa geológico de la parte sur de Tierra del Fuego chilena. ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano. Modificado de Céspedes, 1957; Rojas y Mpodozis, 2006; Sáez, 2017; SERNAGEOMIN, 2003).....	44
2.9	Mapa geológico del área de Tierra del Fuego argentina y parte norte de Tierra del Fuego chilena. ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; ZFCB: zona de falla Canal Beagle; FY: falla Yehuín. Modificado de SERNAGEOMIN, 2003; Olivero y Malumián, 2008.	48
3.1	Mapa de ubicación de las nueve transectas regionales y la ubicación de los pozos utilizados para su elaboración.....	59
3.2	Facies descritas en base a registros de pozos para la Formación Tobífera. a) Pozo Chañarcillo 35, al norte de Tierra del Fuego. b) Pozo María Emilia 3, al noroeste de Tierra del Fuego. c) Pozo Carmen Oeste 1, al sur de Tierra del Fuego. Descripción de pozos realizadas por ENAP. d) Ubicación de pozos. Abreviaciones: ResD: resistividad profunda; SP: potencial espontáneo.....	60
3.3	Correlación estratigráfica regional sureste-noroeste entre los pozos Río Chico 1 y Espora 1 en Tierra del Fuego. Notar niveles lacustres N1 y N2 en la parte superior de la secuencia volcánica jurásica en el pozo Chañarcillo 35. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada.....	62

3.4	Correlación estratigráfica regional sur-norte entre los pozos Lago Mercedes 1 y María Emilia 3 en Tierra del Fuego. Notar que ambos extremos de la sección reconocen el Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF) al fondo del pozo. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	63
3.5	Correlación estratigráfica regional oeste-este entre los pozos Ponsomby 1 y Dungeness XE-1 desde el oeste de Isla Riesco hasta el área de Dungeness. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	67
3.6	Correlación estratigráfica regional oeste-este entre los pozos Tranquilo 5 y Atún XE-1. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	69
3.7	Figura 3.7. Correlación estratigráfica regional sureste-noroeste entre los pozos Esmeralda 1 y Brótula XE-1. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	71
3.8	Correlación estratigráfica regional oeste-este entre los pozos El Salto 1 y Pozuelos 1, desde el noroeste de Seno Skyring hasta el área central de Dorado-Riquelme. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	74
3.9	Correlación estratigráfica regional suroeste-noreste entre los pozos Río del Oro 1 y Krill XE-2, Tierra del Fuego. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	76
3.10	Correlación estratigráfica regional suroeste-noreste entre los pozos Fueguino 1 y Catalina 1, Tierra del Fuego. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	78
3.11	Resultados de las edades de máxima depositación (MDA) determinadas a partir del agrupamiento de las poblaciones de circones detríticos U-Pb analizadas con el software isoplot. Abreviaciones: SP: número de muestra, YSG: youngest single grain. Re-interpretadas de Hervé (2005).....	80
3.12	Correlación estratigráfica regional suroeste-noreste entre los pozos Carretas 1A y Cisne 1, Tierra del Fuego. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.....	83
4.1	Algunos ejemplos de cuencas extensionales desarrolladas durante el Jurásico Medio a Superior en la cuenca de Magallanes. Notar las fallas planas rotacionales y sus fallas antitéticas no rotacionales asociadas, relleno sindeposicional y plegamientos por compactación (b, c, e). a) Línea sísmica PR-8, destacando el hemigraben Calafate cercano a Bahía Lomas, b) Línea sísmica PR-2, resaltando el graben Fueguino central, al sur de Tierra del Fuego, c) Línea sísmica PR-5, destacando el graben Fueguino central y Gaviota en Tierra del Fuego, cercana a Bahía San Sebastián, d) Línea sísmica PR-15, al sur de Tierra del Fuego mostrando el graben Gaviota, e) Línea sísmica PR-1, mostrando el graben Gaviota en Tierra del Fuego.....	94
4.2	Mapas isobáticos de la cuenca de Magallanes (en metros bajo nivel del mar). a) Base del sag termal RST (Rift-Sag transition: techo Jurásico Superior), mostrando los principales grábenes y hemigrábenes formados durante la etapa de rifting (áreas sombreadas, tomados de equipo de exploración ENAP reconocidos en sísmica). b) techo Cretácico Inferior, ~C1: Fm. Margas. c) Base de foreland I, BF: Coniaciano (?) – Maastrichtiano. d) base de foreland II, G7: techo de Cretácico superior. e) techo del Paleoceno superior a medio, ~ techo Fm. Chorrillo Chico - San Jorge. f) base de foreland III, ~Eoceno medio. g) techo de Fm. Leña Dura,	

	Eoceno superior. h) base de foreland IV, A1: techo Oligoceno. Figuras elaboradas desde LMKR GVERSE-Geophysics.....	96
4.3	Sección sísmica regional PR-8 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector de Río del Oro hasta Punta Dungeness, al norte de Tierra del Fuego. Notar geometría planar paralela de reflectores de la etapa tectono-estratigráfica de sag termal. Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.....	97
4.4	Mapas isopáquicos de la cuenca de Magallanes en metros. a) Espesor total de la etapa de sag termal. b) Espesor foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano). c) Espesor foreland II (Paleoceno inferior a medio - Eoceno medio). d) Espesor foreland III (Eoceno medio superior - Oligoceno). e) Espesor foreland IV (Mioceno inferior-Neógeno). f) Espesor total acumulado mostrando la posición del eje del depocentro para cada estadio basal de foreland (bF). Figuras elaboradas desde LMKR GVERSE-Geophysics.....	98
4.5	Sección sísmica regional compuesta PR-11w/PR-11e no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector norte de Seno Skyring hasta Punta Dungeness al este. Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.....	100
4.6	Líneas sísmicas interpretadas mostrando algunas de las superficies limitantes de la cuenca de Magallanes. a) Sección sísmica PR-11 entre Punta del Cerro y Kimiri Aike Sur 2, área Dorado-Riquelme. b) Sección sísmica PR-13 entre el sector de Vania y Monte Aymond. Notar que en a) y b) la superficie basal de foreland (BF) es de carácter erosivo las unidades Cretácicas, configurando además una superficie de onlap hacia el este. En tanto, G7 muestra la misma geometría de onlap sobre las sucesiones de FI hacia el este. Fechas amarillas representan truncaciones erosionales sobre sucesiones Cretácicas; flechas celestes indican superficie de onlap; RST: Rift-Sag transition, techo de Fm. Tobífera; BF: Basal Foreland; G7: límite aproximado Cretácico-Paleógeno; PR: línea sísmica; TWT: two-way travelttime. Ver ubicación en la figura 4.5 y 4.7.....	101
4.7	Sección sísmica regional PR-13 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector este de Seno Obstrucción hasta Punta Dungeness. Notar acuñamiento de unidades tectono-estratigráficas hacia el este. Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.....	103
4.8	Sección sísmica regional PR-1 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector suroeste de Tierra del Fuego hasta Punta Dungeness. Notar que las sucesiones de foreland II a IV se encuentran plegadas, corridas y erosionadas por el crecimiento de la FPCF desde el sur al norte. TWT: doble tiempo de tránsito en segundos. Modificado de Gallardo et al., (2019).....	105
4.9	Sección sísmica regional PR-6 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector norte de Bahía Inútil (SW) hasta Punta Catalina (NE). Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.....	107
4.10	a) Unidades sísmicas de tercer orden (U1-U10) reconocidas en la transecta PR-6 de dirección noroeste-sureste. Abreviaturas: LD: Formación Leña Dura; Ba: Formación Bautismo; Di: Formación Discordia; SC: Formación Santa Clara; Pn: Formación Puerto Nuevo; RO: Formación Río del Oro; BL: Formación Brush Lake, Fi: Formación Filaret; Pa: Formación Palomares. b) Interpretación de facies marinas progredientes del cortejo sedimentario	

	del Eoceno superior a Mioceno superior en el sector norte de Tierra del Fuego. Modificado de Sáez (2017).....	108
4.11	Líneas sísmicas orientadas a) N-S y b-c) SW-NE mostrando las sucesiones de foreland IV, base de la Formación Brush Lake, localizadas al centro-este de Tierra del Fuego. Dirección de progradación y aporte de sedimentos es hacia el norte-noreste. Abreviaturas: A1b: base de la Formación Areniscas Arcillosas; A1: techo de la Formación Areniscas Arcillosas (límite cercano al Paleógeno-Neógeno); PR: línea sísmica regional. En el mapa de ubicación se destaca en amarillo el segmento de interés.....	110
5.1	Interpretación tectónica de la cuenca de Magallanes para una sección regional oeste (hinterland)–este (cratón), mostrando las sucesivas etapas de pre-foreland y foreland, junto con las discordancias y superficies basales que las limitan. Notar la geometría del relleno sedimentario, la posición relativa del eje del depocentro para cada estadio de foreland, y el desarrollo de las depozonas.....	115
5.2	Correlación estratigráfica para unidades depositadas en el depocentro suroeste de la cuenca de Magallanes entre el Jurásico y Cuaternario, mostrando: superficies basales y discordancias mayores, ciclos depositacionales de <i>underfilled</i> y <i>overfilled</i> , principales eventos tectónicos y fases tectónicas Andinas.....	118
5.3	Imágenes 3D mostrando la geometría de la cuenca de Magallanes-Austral. Notar la asimetría de la cuenca en sentido N-S y W-E, con acumulación de los mayores espesores en el depocentro ubicado al oeste y sur cercanos al orogeno (hinterland), en tanto se establece un área de plataforma o antepaís hacia el este (craton). Figuras elaboradas a partir de superficies clave: RST (Rift-Sag transition: techo Jurásico Superior) y base de foreland IV (A1: techo Oligoceno), en el software LMKR Geomodelling.....	127

Índice de Tablas

Tabla	Página
1.1 Longitud de las líneas sísmicas 2D analizadas en este estudio.....	15
5.1 Velocidades de subsidencia tectónica en el sector central de la cuenca, y sector oriental en dirección al cratón. m/My: velocidad en metro por millón de años. Modificado de Mella (2001).....	113

Índice de Fotografías

Foto.	Página
2.1 a) Afloramiento de la Formación Río Lácteo, Provincia de Santa Cruz, b) Afloramiento de la Formación Bahía La Lancha, Provincia de Santa Cruz.....	22
2.2 Afloramiento de la Formación Tobífera, Fms. Springhill y Río Mayer. Nacientes del Río Guanaco, Provincia de Santa Cruz, Argentina.....	30
2.3 a) Afloramiento de la Formación Zapata, sector Río Rincón-Río Bellotas, zona de Última Esperanza. b) Nivel cinerítico intercalado en las pelitas negras de la Formación Zapata, zona de Última Esperanza, Chile.....	31
2.4 Afloramiento de la Formación Río Mayer, en Río de Las Vueltas, Provincia de Santa Cruz, Argentina.....	32

2.5	a) Afloramiento de la Formación Punta Barrosa, cercanías del Glaciar Grey, zona de Última Esperanza. b) Estructuras de carga en la Formación Punta Barrosa, zona de Última Esperanza.	40
2.6	a) Formación Cerro Toro, zona de Última Esperanza. b) Conglomerados Lago Sofía, canales alimentadores en la base de las capas, zona de Última Esperanza.....	41
2.7	a) Formación Alta Vista y La Anita, en Río Leona, Provincia de Santa Cruz.....	42
2.8	Afloramiento de las formaciones del Cretácico Superior (Campaniano) a Eoceno en Cerro Calafate, Provincia de Santa Cruz.....	46
2.9	a) Afloramiento de la Formación La Anita mostrando areniscas con estratificación cruzada, sector Sierra Baguales, en la zona de Última Esperanza. b) Sección inferior de la Formación Tres Pasos con clastos arcillosos basales, zona de Última Esperanza.....	46
2.10	a) Afloramiento de la Formación Tres Brazos en Río Tres Brazos, Sur de Punta Arenas. b) areniscas conglomerádicas portadoras de fauna, Sur de Punta Arenas en Península Brunswick.....	50
2.11	a) Afloramiento de la Formación Loreto, localidad tipo en el sector Río las minas en Península Brunswick. b) Niveles de coquina en afloramiento de la Formación Loreto, sector Río las minas en Península Brunswick.....	53
2.12	a) Afloramiento de la Formación Palomares, zona de Las Nieves- Río San José, Última Esperanza. b) facies de areniscas gruesas y conglomerados de la Formación Palomares, zona de Ultima Esperanza.....	57

Evolución tectono-estratigráfica de la cuenca de Magallanes (Austral), región de Magallanes, Patagonia Chilena.

Resumen

El plan de trabajo doctoral, plasmado en el presente manuscrito, tuvo como objetivo caracterizar los componentes litológicos y depositacionales primarios de la cuenca Magallanes-Austral, en el sector comprendido entre los 52°-54° latitud sur y los 68°-72° de longitud oeste, haciendo hincapié en el estudio del depocentro suroccidental de la cuenca. Para llevar a cabo dicha tarea, se procesó y analizó información de datos sísmicos y de pozos exploratorios, permitiendo definir la geometría de su relleno sedimentario y los patrones de apilamiento de las diferentes sucesiones que rellenan la cuenca. El análisis conjunto, permite proponer un modelo sísmico integrado, basado en geometrías depositacionales y su relación con la geodinámica regional del área de estudio, con el objetivo de caracterizar las principales fases tectono-estratigráficas en la cuenca: extensional, subsidencia térmica (sag), y cuenca de antepaís.

A la fase extensional (Jurásico Medio – Tardío) evidenciada por geometrías de estratos de crecimiento sinextensionales, le siguen sucesiones marinas de la etapa de subsidencia térmica (Titiokiano – Cretácico Inferior) caracterizada por reflectores sísmicos concordantes y lateralmente extensos. La fase de cuenca de antepaís (estadios de foreland I a IV: Cretácico Superior – Neógeno) está definida por la historia de migración de su depocentro concomitante a la evolución de un bulbo periférico. Los diferentes estadios de antepaís se conforman como cuñas asimétricas de espesor variable, limitadas por superficies basales o discordancias mayores (e.j. BF, G7, A1), registrando la transición desde condiciones de cuenca hambrienta a cuenca rellena.

La litosfera flexionada refleja un diferente perfil de subsidencia a lo largo de la cuenca Magallanes-Austral, acumulando cuñas sedimentarias con engrosamiento hacia el oeste y sur. Los estadios de antepaís I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano) y antepaís II (Paleoceno inferior a medio – Eoceno medio), registran un relleno de cuña asimétrica con condiciones de alta tasa de subsidencia, con un eje de depocentro de dirección NW-SE. La sucesión de estadio de antepaís III (Eoceno medio a superior – Oligoceno) se caracteriza por una reducción en la flexión por carga a lo largo del margen activo occidental sin desarrollo de un bulbo periférico importante, desarrollo de sistemas progradacionales hacia el NE resultado de una disminución en la tasa de subsidencia y del espacio de acomodación, y un depocentro amplio de dirección NW-SE. El estadio de antepaís IV (Mioceno inferior – Neógeno) se desarrolla como una cuenca rellena, sin un marcado depocentro o grandes variaciones de espesor, en un patrón sísmico conforme y tabular.

El modelo propuesto representa un ejemplo evolutivo de la geometría interna de la cuenca de antepaís de aguas profundas, que incluye variables como carga tectónica y subsidencia por flexión, variación de espacio de acomodación, suministro de sedimentos y fluctuaciones relativas del nivel del base.

Palabras claves: Cuenca de Magallanes – Austral, Andes Patagónico-Fueguinos, registros eléctricos de pozo, estratigrafía sísmica, cuenca de antepaís, migración del depocentro.

Tectono-stratigraphic evolution of the Magallanes (Austral) basin, Magallanes region, Chilean Patagonia.

Abstract

This Thesis characterizes primary lithologic and depositional components of the Magallanes-Austral basin, between 52°-54° south latitude and 68°-72° west longitude, emphasizing in the southwestern depocenter of the basin. To do this, seismic and well data was analyzed, allowing defines infill geometries and stacking patterns for the depositional infill. An integrated seismic model is proposed for recognition of rifting, thermal sag and foreland tectono-stratigraphic phases based on depositional geometries and its relation with the evolving deformational and geodynamic framework.

Above a Middle–Late Jurassic extensional phase, evidenced by synrift depositional geometries, follow marine successions representing the subsidence thermal sag phase (Tithonian–Early Cretaceous) characterized by concordant and laterally extensive seismic reflectors. The following foreland phase is described through the evolution and lateral migration history of the foredeep depocenter and concomitant forebulge development. The foreland phase is represented by different stages characterized by asymmetric sedimentary wedges bounded by basal surfaces and/or major unconformities (e.g. BF, G7, A1) recording transitions from underfilled to overfilled conditions. The accumulated thickness due to lithospheric flexure reflects different foreland subsidence profile patterns across the southern depocenter of the Magallanes-Austral basin, producing asymmetrical westward and southward thickening wedges.

The foreland I (Coniacian?–Maastrichtian) and foreland II stages (early-to middle Paleocene – middle Eocene) stages were recorded as asymmetric wedge infill in conditions of high subsidence rate, that thins cratonward, with a NW-trending foredeep axis. The following foreland III stage (middle–to late-Eocene–Oligocene) is characterized by a reduction in thrust load along the western active margin without marked forebulge, a progradational systems towards the NE resulting of subsidence rate decreased and accommodation space reduction, and a continuous NW-SE trending foredeep. The foreland IV stage (early Miocene–Neogene), regarded as an overfilled basinal stage without a marked foredeep and major variations in thickness across the basin, in a depositional pattern largely conformal and tabular.

The depositional pattern in this stage is largely conformal and tabular. The proposal model represents an evolutionary example for the internal geometry of deep-marine foreland basin system, including variables such as tectonic load and flexural subsidence, accommodation space, sediment supply variation, and relative sea-level fluctuations.

Keywords: Magallanes-Austral Basin, Patagonian-Fuegian Andes, well-logs, seismic stratigraphy, foreland basin, foredeep migration.

Agradecimientos

A la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) en Chile, por permitir el acceso a su valiosa base de datos y la utilización de datos inéditos. A geólogos, geofísicos y personal administrativo de ENAP por su apoyo durante la realización de este trabajo.

A LMKR GeoGraphix® y GVERSE® por el uso del software necesario para la interpretación y modelamiento de la información sísmica y de pozos utilizada.

Al Director de Tesis, Dr. Matías Ghiglione.

A los miembros del Jurado de Tesis: Dra. Muriel Muller, Dr. Fernando Poblete, y Dr. Daniel Yagupsky, por sus valiosos comentarios los que ayudaron a mejorar sustancialmente este trabajo.

Al Estado Argentino, la Universidad de Buenos Aires y a la secretaria de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, y a todos y todas los que contribuyeron al desarrollo de este trabajo de tesis.

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de Magallanes (Austral) se ubica en el extremo sur de Sudamérica, entre los 46°-54° latitud sur y los 68°-72° de longitud oeste, cubriendo un área cercana a los 230.000 km² entre la Provincia de Santa Cruz por el norte, Provincia de Magallanes en Chile, y Tierra del Fuego en Argentina. El límite oriental de la cuenca de Magallanes queda definido por el arco de Río Chico-Dungeness que la separa de la cuenca de las Malvinas, con la cual se conecta mediante su depocentro sur (Fig. 1.1) (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Galeazzi, 1998; Olivero y Malumián, 1999; Ghiglione *et al.*, 2010; Sachse *et al.*, 2015). El depocentro principal de la cuenca ubicado en la región de Magallanes, registra un espesor acumulado de ~8000 m de sedimentos (Fig. 1.1) (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Mella, 2001; este trabajo), adelgazándose progresivamente hacia el cratón en dirección norte-noreste. El conjunto de rocas acumuladas sobre el Basamento Metamórfico, entre el Jurásico Medio a Neógeno, abarca rocas predominantemente marinas clásticas, con presencia de rocas volcánicas, volcanoclásticas y lacustres en menor porcentaje (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Mella, 2001; Olivero y Malumián, 2008; Gallardo *et al.*, 2019; este trabajo).

Los Andes Patagónico-Fueguinos se disponen en su flanco occidental, con dirección norte-sur entre los 46° y 52° de latitud sur, mientras que, hacia el sur de ese punto, el orogeno se curva progresivamente hasta alcanzar una dirección oeste-este en dirección de Tierra del Fuego, formando de este modo el Oroclino Magallánico (Fig. 1.1) (Carey, 1958; Maffione *et al.*, 2015; Poblete *et al.*, 2014, 2016).

La historia de subducción del extremo sur de Sudamérica implica la compleja interacción de tres importantes placas: Sudamericana, Antártica y Scotia (Polonia *et al.*, 2007). Al sur de la cuenca, el segmento este-oeste de los Andes Fueguinos (la faja plegada y corrida de Magallanes y Tierra del Fuego) es afectada por el sistema transcurrente Magallanes-Fagnano (ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano) y su continuación hacia el este en el North Scotia Ridge (NSR) que limita las placas Sudamericana y Scotia (Fig. 1.1); mientras, la zona de fractura Shackleton limita las placas Scotia y Antártica (Cunningham, 1993; Diraison *et al.*,

2000; Bird, 2003; Lodolo *et al.*, 2003; Rosello, 2004; Polonia *et al.*, 2007; Ghiglione *et al.*, 2008, 2013).

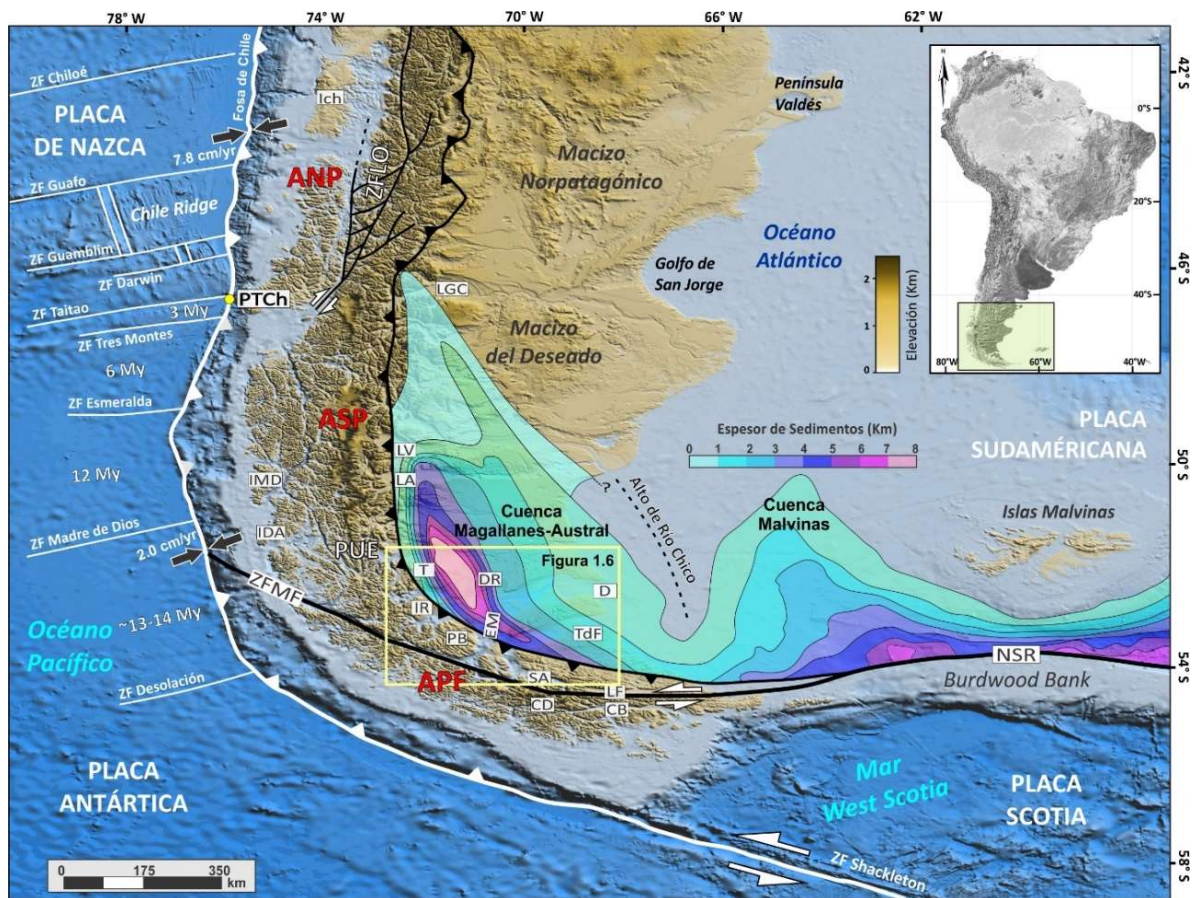


Figura 1.1. Mapa regional de ubicación de la cuenca de Magallanes (Austral), indicando los principales elementos morfoestructurales, placas y microplacas. En el modelo de elevación digital (DEM: Digital elevation model; Shuttle Radar Topographic Mission, NASA), se reconocen las principales morfoestructuras de la Patagonia sur. Modificado de: Barker, 2001; Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1998; Ghiglione *et al.*, 2009, 2010; Ramos, 1989; Smalley *et al.*, 2007. Abreviaciones: ANP: Andes Norpatagónicos; ASP: Andes Surpatagónicos; APF: Andes Patagónico-Fueguinos; CB: Canal Beagle; CD: Cordillera Darwin; D: área Dungeness; DR: área Dorado-Riquelme; EM: Estrecho de Magallanes; ICh: Isla de Chiloé; IDA: Isla Diego de Almagro; IMD: Isla Madre de Dios; LA: Lago Argentino; LF: Lago Fagnano; LGC: Lago general Carrera; LV: Lago Viedma; My: líneas en blanco indica tiempo de colisión de cada segmento de la Dorsal de Chile; NSR: North Scotia Ridge; PB: Península Brunswick; PUE: Provincia de Última Esperanza; PTCh: Punto Triple de Chile; SA: Seno Almirantazgo; T: área Tranquilo; IR: Isla Riesco; TdF: Tierra del Fuego; ZF: Zona de Falla; ZFLO: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; ZFMF: Zona de Falla Magallanes-Fagnano.

La configuración actual del margen suroccidental de Chile, muestra en datos sísmicos multicanal una gruesa sección sedimentaria característica de una cuña acrecionaria bien desarrollada entre los 53.5° y 56.5° de latitud sur, aproximadamente (Figs. 1.2, 1.3) (Polonia *et al.*, 2007). Esta cuña acrecionaria se habría formado luego del paso de la Dorsal de Chile (post Mioceno Tardío), que subductó bajo el borde sudamericano de Magallanes y Tierra del

Fuego entre los ~19-17 My (Gorring *et al.*, 1997; Ramos y Kay, 2002; Ramos, 2005; Polonia *et al.*, 2007; Breitsprecher y Thorkelson, 2009; Guillaume *et al.*, 2009).

Sobre el basamento continental, hacia el este del prisma acrecionario se desarrolla una discontinua cuenca de antearco entre los 53° y 54° y los 55° y 56° de latitud sur, alcanzando cerca de los 2-3 Km de profundidad (Figs. 1.2, 1.3) (Polonia *et al.*, 2007).

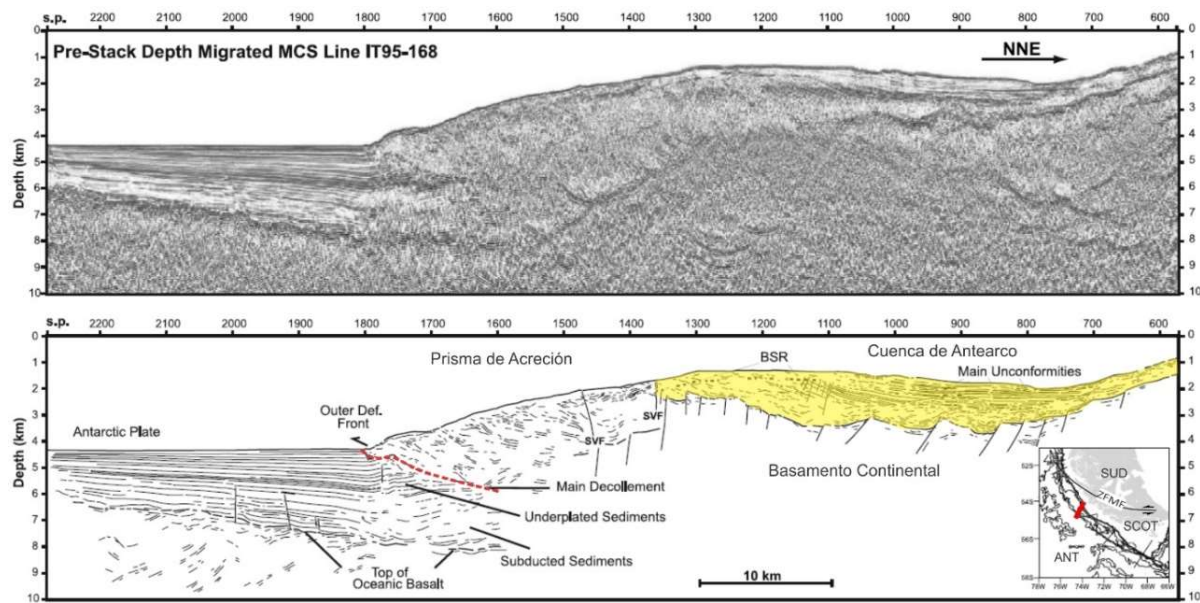


Figura 1.2. Línea sísmica I95-168 mostrando una cuña acrecional poco desarrollada, pendientes topográficas pronunciadas, y una cuenca de antearco poco desarrollada. Abreviaciones: SUD: placa Sudamericana; SCOT: placa Scotia; ANT: placa Antártica; ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; SVF: fallas subverticales. Ubicación de la línea sísmica en rojo en el mapa de ubicación. Modificado de Polonia *et al.*, (2007).

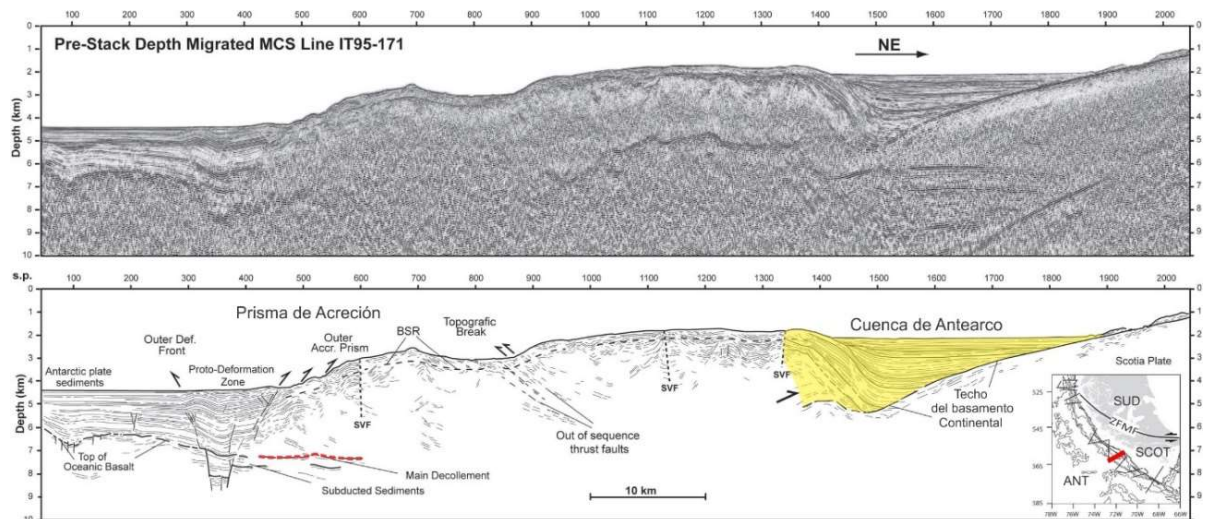


Figura 1.3. Línea sísmica I95-171 en la Placa Antártica mostrando una cuña acrecional bien desarrollada, pendientes topográficas bajas, y desarrollo de una cuenca de antearco. Abreviaciones: SUD: placa Sudamericana; SCOT: placa Scotia; ANT: placa Antártica; ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; SVF: fallas subverticales. Ubicación de la línea sísmica en rojo en el mapa de ubicación. Modificado de Polonia *et al.*, (2007).

Sobre el basamento continental, hacia el este del prisma acrecionario se desarrolla una discontinua cuenca de antearco entre los 53°-54° y los 55°-56° de latitud sur, alcanzando cerca de los 2-3 Km de profundidad (Figs. 1.2, 1.3) (Polonia *et al.*, 2007).

1.2 MARCO TEÓRICO

A partir de la década del 70's se proponen los primeros modelos cuantitativos para definir la evolución de una cuenca de foreland (Price, 1973; Beaumont, 1978, 1981). Antes de esta época, los modelos estaban enfocados en estudios meramente descriptivos, fuertemente influenciados por teorías geosinclinales (Beaumont, 1978, 1981). Este tipo de cuencas fue definido en sus inicios como producto del ajuste isostático regional que experimenta la litósfera, efecto de la carga ejercida por el peso de un faja plegada y corrida adyacente en avance (Beaumont, 1978, 1981). El emplazamiento de cargas orogénicas flexiona el basamento hacia abajo estableciendo cuatro diferentes depozonas (Fig. 1.4a): un depocentro o *foredeep*, ubicado entre un frente de deformación y una protuberancia o bulbo periférico, donde se registra depositación marino profunda a somera; una zona alzada en dirección al cratón, denominada bulbo periférico o *forebulge*, cuya depositación registra bajas tasas de depositación y es sometida a erosión localizada; una zona depocentral de menor subsidencia en relación del depocentro principal, denominada *back-bulge*, ubicada en posiciones tras bulbo periférico; y una zona de depositación marino somera a somera que experimenta fuerte deformación, o zona de *wedge-top*, desarrollada en la parte frontal del frente de deformación activo (Beaumont, 1981; Quinlan y Beaumont, 1984; Fleming y Jordan, 1989, 1990; DeCelles y Giles, 1996; DeCelles, 2012; Horton, 2018, 2022; entre otros).

La flexión de la litosfera es un control de primer orden sobre la geometría estatal y la distribución de facies que se depositan en los depocentros, definiendo de este modo estadios de cuenca rellena (*overfilled*) y cuenca vacía (*underfilled*) (Fig. 1.4) (Fleming y Jordan, 1989, 1990; Crampton y Allen, 1995; Sinclair, 1997; Catuneanu, 2004; DeCelles, 2012; Horton, 2018, 2022). Las cuencas de foreland pueden evolucionar en un estado de *underfilled* a *overfilled*, o bien presentar ciclicidad entre estos estadios (Fleming y Jordan, 1989) (ej. Cuenca de los Apalaches, Magallanes).

Este enfoque determina un estadio de *underfilled* en el cual la sedimentación alojada en el depocentro no desborda la cubeta de sedimentación o *foredeep* (Fig. 1.4b). De este modo, el espacio de acomodación creado por flexura es mayor que la tasa de sedimentación

o bien, el transporte no es eficiente y los sedimentos se alojan cercanos al orogeno, y el bulbo periférico permanece en alzamiento y erosión. Se desarrolla una única depozona, y un patrón de *onlap* restringido al margen expuesto de la cuenca en dirección al craton (Fig. 1.4b) (Horton, 2022).

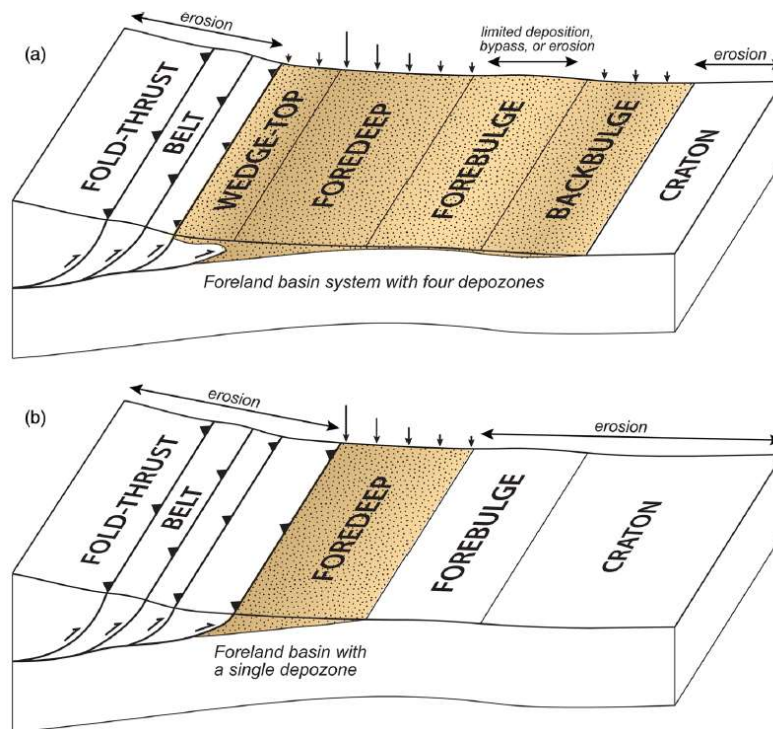


Figura 1.4. Esquema de una cuenca de antepaís mostrando la distribución de sus respectivas depozonas. **a)** cuenca con desarrollo de cuatro depozonas de depositación y erosión en un sistema de cuenca rellena (estadio *overfilled*): tope de cuña (*wedge-top*), depocentro (*foredeep*), bulbo periférico (*forebulge*), y cuenca tras-bulbo (*back-bulge*), y **b)** cuenca con desarrollo de una única depozona (estadio *underfilled*), cuya sedimentación se limita a posiciones del depocentro, el que puede recibir productos erosivos tanto del frente de deformación como del bulbo periférico. Tomado de Horton (2022).

En contraste, en un estadio de *overfilled* la sedimentación desborda el depocentro flexural hacia el bulbo periférico (Fig. 1.4a), y el espacio de acomodación creado es excedido por la tasa de sedimentación desarrollándose una carpeta sedimentaria más homogénea a lo largo de la cuenca (Fleming y Jordan, 1989, 1990). El estadio de *overfilled* se caracteriza por el desarrollo de las cuatro depozonas definidas anteriormente (Fig. 1.4a) (Horton, 2018; 2022). En este sentido, este enfoque ayudará a restringir las variaciones laterales que experimenta el patrón de subsidencia a lo largo de la cuenca, además, de las variaciones en el registro depositacional de las diferentes depozonas, lo cual es fundamental para delimitar transiciones

entre ciclos de sedimentación temprana o *underfilled* y sedimentación tardía u *overfilled* para cada etapa de antepaís.

Las heterogeneidades preexistentes en el basamento, variaciones en la rigidez flexural de la litosfera, la estructura termal heredada y la carga tectónica superimpuesta, son considerados entre los principales factores que definen la geometría resultante de las diferentes depozonas en las cuencas de antepaís (Homewood *et al.*, 1986; Tankard, 1986; Waschbusch y Royden, 1992; DeCelles y DeCelles, 2001; Mella, 2001; Fosdick *et al.*, 2014). Superpuesta a una cuenca que experimenta subsidencia termal y extensión, los episodios de carga tectónica ocurridos entre el Cretácico Superior a Cenozoico produjeron una subsidencia amplificada en la cuenca de Magallanes, con el consecuente aumento en la creación de espacio de acomodación (Biddle *et al.*, 1986; Robbiano *et al.*, 1996; Fildani *et al.*, 2003; Romans *et al.*, 2009a; Ghiglione *et al.*, 2010, Fosdick *et al.*, 2011, Mpodozis *et al.*, 2011; Gallardo *et al.*, 2019). En ambientes de retroarco, mecanismos alternativos que influyen en la historia de subsidencia de estas cuencas han sido atribuidos a otros factores, como la topografía dinámica inducidas por fuerzas subcorticales, cambios en el espesor del manto litosférico, flujo del manto y esfuerzos dentro de la litosfera, deben ser considerados (Sinclair y Naylor, 2012; Dávila *et al.* 2019).

En tanto, la geometría de la cuenca y el tipo de relleno sedimentario están controladas por factores como la tasa de acortamiento y/o levantamiento vs. la tasa de sedimentación, la eficiencia en el transporte de sedimentos, variaciones en la fuente de los sedimentos, las condiciones climáticas, y eustasia, entre otros (Stockmal *et al.*, 1986; Heller *et al.*, 1988; Flemings y Jordan, 1989, 1990; Sinclair *et al.*, 1991; Leeder, 1993; Plint *et al.*, 1993; Horton, 2018, 2022).

Diversos modelos geodinámicos han intentado explicar cuantitativamente el comportamiento de la litosfera ante una carga aplicada, asumiendo comportamientos teóricos de tipo elásticos, viscosos y viscoelásticos (Flemings y Jordan, 1990; Stockmal *et al.*, 1995; Beaumont, 1981; Quinlan y Beaumont, 1984; Tankard, 1986; Garcia-Castellanos *et al.*, 1997). En el depocentro suroeste de la cuenca de Magallanes, el control de primer orden impuesto por las cargas orogénicas ha sido previamente discutido en varios trabajadores (Biddle *et al.*, 1986; Mella, 2001; Fosdick *et al.*, 2014; Varela, 2015). Mella (2001) analizó el papel de la subsidencia en el registro estratigráfico mediante *backstripping*, proponiendo un modelo de flexión que asume una litosfera de comportamiento elástico, homogéneo y de

espesor continuo. Posteriormente, Fosdick *et al.* (2014) analizaron posibles escenarios de comportamiento litosférico a través de modelos elásticos para el Cretácico Superior en la parte norte de la cuenca. Estos autores asumen variaciones laterales en la rigidez flexural de la litosfera, la que ha sido atenuada previamente durante la fase de rifting del Jurásico, es decir, mediante un modelo "*successor foreland basin*" (Romans *et al.*, 2009a; Fosdick *et al.*, 2014; Malkowski *et al.*, 2015; Varela *et al.*, 2019).

La cuenca de Magallanes-Austral, definida como una típica cuenca de retroarco asimétrica (Dickinson, 1974; Catuneanu, 2004), representa la transición de un rift a una cuenca de foreland (Biddle *et al.*, 1986; Harnambour y Soffia, 1988a,b; Wilson, 1991; Robbiano *et al.*, 1996) cuyo registro estratigráfico puede ser dividido en tres etapas principales y limitados por discordancias mayores o superficies basales: Rift, Sag termal y Foreland (FI a IV). La multiepisódica historia depositacional que experimenta la cuenca, está estrechamente relacionada al cambio de régimen tectónico evidenciado en la transición desde un amplio rift intracratónico del Jurásico Medio a un sag termal en el Cretácico Inferior, hacia orogenesis y desarrollo de un régimen compresional a partir del Aptiano–Albiano (Biddle *et al.*, 1986; Robbiano *et al.*, 1996; Fildani *et al.*, 2003; Ghiglione *et al.*, 2010, Fosdick *et al.*, 2011; Mpodozis *et al.*, 2011; Gallardo *et al.*, 2019).

Se ha argumentado que el inicio de la etapa compresiva es de carácter diacrónica, haciéndose más joven de norte a sur en la cuenca, siendo de edad aptiana-albiana a cenomaniana en la Patagonia sur (Fildani y Hessler, 2005; Romans *et al.*, 2009a, 2011; Fosdick *et al.*, 2011; Varela *et al.*, 2012; Ghiglione *et al.*, 2014, 2016; Barberón *et al.*, 2015; Malkowski *et al.*, 2015, 2016), y alcanzando en la zona de Magallanes y Tierra del Fuego una edad coniaciana (Álvarez *et al.*, 2006; McAtamney *et al.*, 2011). Desde el Cretácico Superior hasta el reciente, el acortamiento y posterior crecimiento del cinturón orogénico Patagónico-Fueguino y el apilamiento de las láminas de corrimientos vergentes hacia el este y norte, controlaron la migración del sistema de cuenca de antepaís (Álvarez-Marrón *et al.* 1993; Kraemer, 2003; Olivero *et al.*, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006; Klepeis *et al.*, 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell *et al.*, 2014; Betka *et al.*, 2015; Ghiglione *et al.*, 2016). Por lo tanto, la identificación de las principales superficies basales de secuencia y/o discordancias y eventos de deformación regionales, se vuelve esencial para comprender cómo el patrón de hundimiento y la dinámica del sistema de antepaís ha variado a lo largo del tiempo.

1.3 RESEÑA HISTÓRICA DE ESTUDIOS EXPLORATORIOS Y PRODUCTIVOS EN LA CUENCA DE MAGALLANES

En este apartado, se describe el cronograma histórico de los estudios de la Cuenca de Magallanes, cuyos fines exploratorios y productivos, comenzaron en la década de los años veinte en sucesiones terciarias (Felsch, 1913). Los primeros estudios geofísicos para la exploración petrolífera fueron realizados en el año 1930, con investigaciones de magnetómetros y sísmica de refracción. Se inicia, de esta forma, la perforación de pozos petroleros en estructuras anticlinales de Península Brunswick y Tierra del Fuego. En 1931, Hemmer, definió las principales unidades y estructuras prospectivas y recomienda una serie de sondajes, destacando el pozo R-2, localizado en el anticlinal Tres Puentes en las cercanías de Punta Arenas (Pérez, 2018).

Por mandato del Gobierno de Chile (a través de CORFO), en el año 1942 son contratados los servicios de un grupo de geólogos norteamericanos de la United Geophysical Company (UGC: seph S. Hollister y Glen Ruby), quienes realizan levantamiento geológicos y geofísicos entre la provincia de Última Esperanza, por el norte, y Seno Almirantazgo, al sur de Tierra del Fuego, sentando las bases de la estratigrafía cretácica y terciaria en Magallanes (Cañon, 2000; Pérez, 2018). En el año 1945 los esfuerzos de la UGC culminan en la perforación del pozo Springhill-1 en Tierra del Fuego, considerado como el pozo que otorga a Magallanes su condición de cuenca petrolífera (Pérez, 2018).

Las tareas de exploración geológica continúan en los años cincuenta a cargo de la Empresa Nacional del Petróleo de Chile (ENAP, fundada en 1950), entre las zonas de Última Esperanza hasta Tierra del Fuego, lo que permitió realizar importantes avances en la definición de la estratigrafía regional y la propuesta de los primeros modelos de evolución geológica para la cuenca. Entre los aportes destacados de este período están Cecioni (1954b, 1957) y Cecioni y Cortés (1951) en Última Esperanza y Tierra del Fuego, y los de García *et al.* (1953) y Cortés (1957) en Península Brunswick e Isla Riesco. En las dos décadas siguientes, se abordó la geología del área de Precordillera con el objetivo de determinar los estilos estructurales regionales y la evolución tectónica del sur de Tierra del Fuego, aunque el foco de estudio principal se centró en el ya descubierto yacimiento Springhill hacia el este de la cuenca.

Destacan en estos años (60' y 70'), los aportes de Hauser (1964) en el estudio hacia el área de plataforma, la descripción de los procesos sedimentológicos de depositación de turbiditas axiales en la provincia de Última Esperanza de Cortés (1963, 1964), los avances en

la estratigrafía del Cretácico en Última Esperanza de Katz (1963) y Cecioni (1964), y el trabajo paleontológico del Terciario en Magallanes por Natland *et al.* (1974).

A partir de 1980, se realizan campañas de registro sísmico (terrestre y marino) y gravimétricos, complementando de este modo el proceso de levantamiento geológico realizado en las zonas de Seno Skyring y Otway, y al sur en Tierra del Fuego (sector de Vicuña). Entre los trabajos que abordan el estudio de la faja plegada y corrida (FPC) destacan Harambour y Soffia (1988a) y Harambour *et al.* (1989), quienes establecen un modelo evolutivo para la FPC en Última Esperanza. Estas investigaciones permiten sentar las bases de un modelo tectónico para la faja plegada y corrida (Cañon, 2000).

En la década siguiente, se continúa con la adquisición de registros sísmicos y la realización de trabajos geológicos de detalle, análisis sedimentológicos y geofísicos, incorporando a finales de los años noventa, información de registros aeromagnetométricos y gravimétricos de mayor alcance en la cuenca. Se profundiza el estudio de la faja plegada y corrida en Tierra del Fuego, lo que permite subdividirla en dos dominios estructurales mayores; uno interno de piel gruesa (*thick-skinned*: Kohn *et al.*, 1993; Cunningham, 1995) y un dominio estructural externo de piel fina (*thin-skinned*: Álvarez-Marrón *et al.*, 1993). Castelli *et al.* (1992, 1993) focalizan su trabajo en el Bloque Ultima Esperanza sur e Isla Riesco, con el objeto de realizar una revisión de las unidades geológicas del Cretácico Inferior en el sector occidental de la cuenca de Magallanes. Producto de esta investigación, se redefinen los antecedentes estratigráficos y paleambientales de las formaciones cretácicas en el sector oeste de Seno Skyring, además de la evaluación petrolera de los bloques mencionados mediante el uso de antecedentes geofísicos y geológicos.

A partir del siglo XXI, la cuenca ha sido objeto de numerosos estudios tendientes a integrar los trabajos del siglo anterior. Es este aspecto ENAP ha llevado a cabo campañas geológicas relevantes, como lo es el denominado Proyecto Otway-Tranquilo (Álvarez *et al.*, 2006), cuyo objeto fue realizar un reconocimiento geológico en unidades del Cretácico y Terciario en las zonas comprendidas entre río Turbio en Argentina, hasta la región de Seno Skyring y Península Brunswick por el sur. Durante esta campaña de terreno se realizaron trabajos de geología de campo y estudios de edad y proveniencia en las unidades antes mencionadas mediante el método U-Pb (SHRIMP) de poblaciones de circones detríticos en las facies arenosas. Mpodozis *et al.* (2011) realizan un importante trabajo compilatorio de la geología de la cuenca de Magallanes, presentando una subdivisión estratigráfica del relleno

de la cuenca definiendo tres estadios: synrift, subsidencia térmica, y foreland (megasecuencias I a IV).

Fuera del ámbito de ENAP, un grupo de geólogos de la Universidad de Stanford ha realizado trabajos en la zona de Última Esperanza, entregando Fildani *et al.* (2003) y Fildani y Hessler (2005) en base a dataciones U-Pb en circones detríticos de unidades del Cretácico Superior, una edad para el inicio de la cuenca de Magallanes como tal, luego del cierre de la cuenca de Rocas Verdes. Otros trabajos realizados en la zona se centran en las unidades del Cretácico inferior de la Formación Zapata y su fauna (Shultz *et al.*, 2003) y en los sistemas turbidíticos profundos del Cretácico Superior en Última Esperanza (Sohn *et al.*, 2002; Hubbard *et al.*, 2010; Romans *et al.*, 2009a,b). En cuanto al avance en el conocimiento de la faja plegada y corrida en Magallanes, Tierra del Fuego y Última Esperanza, aunque aún con interrogantes, se ha nutrido en los últimos años con los trabajos de Kraemer (2003), Ghiglione y Ramos (2005), Rojas y Mpodozis (2006), Ghiglione *et al.* (2010), Klepeis *et al.* (2010), Fosdick *et al.* (2011), Betka *et al.* (2015), Torres Carbonell y Dimieri (2013); Torres Carbonell *et al.* (2009, 2014, 2019), entre muchos otros.

El amplio trabajo exploratorio y de desarrollo llevado a cabo por ENAP durante el pasado y presente siglo, incluye cerca de 3.600 pozos perforados y miles de kilómetros de líneas sísmicas tanto marinas como terrestres. Los sectores en donde se ubica la mayor densidad de perforaciones en la cuenca se concentran hacia el área de la Plataforma Springhill o Magallánica, zona denominada “Distrito Springhill” según nomenclatura ENAP (noreste de Tierra del Fuego y sector oriental del Estrecho de Magallanes), alejados del sector afectado por la faja plegada y corrida, principalmente (Fig. 1.5). Otros focos de interés han sido los yacimientos del distrito Terciario y Precordillera (Dorado, Manzano, Cruceros, Tranquilo, Tropilla, etc.), ubicados en la parte central y oeste de la cuenca.

1.4 BASE DE DATOS

La base de datos disponible para el presente estudio se compone de información sísmica terrestre y marina, registros geofísicos de pozo, columnas estratigráficas y dataciones de pozo K-Ar y U-Pb, perteneciente a la Empresa Nacional del Petróleo de Chile (ENAP) (Fig. 1.6). Con la información disponible se generó un proyecto de interpretación sísmica en el programa LMRK GeoGraphix 2017.2, usando las herramientas SeisVision (GVERSE-Geophysics), Well-Base, Prizm, CrossSection, 3D Geophysics y Geomodelling.

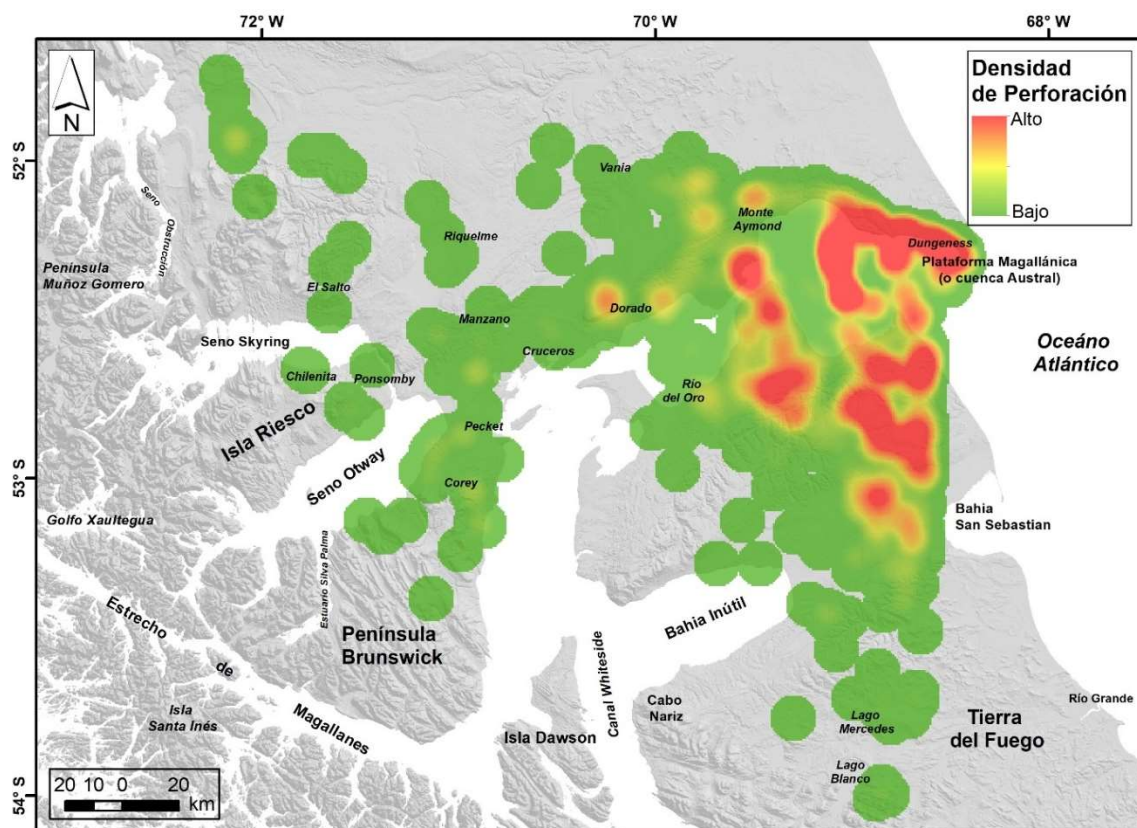


Figura 1.5. Mapa de calor (*heatmap*) mostrando los sectores donde se concentran los pozos perforados en la cuenca de Magallanes por ENAP en Chile (además de algunos pozos compartidos con Argentina hacia el este). Los sectores de color rojo cercano representan las zonas de mayor densidad de perforación al norte de Tierra del Fuego.

La información empleada es la siguiente:

1.4.1 Antecedentes Sísmicos. Las líneas sísmicas se componen de registros en formato 2D numeradas desde PR-1 a PR-21, algunas de las cuales corresponden a líneas compuestas (e.j. PR-11a, PR-11e, PR-11w) alcanzando un total de 3.353 Km de longitud (Tabla 1.1).

Los registros en formato 2ds, son aptos para ser cargados al software Geographix. Abarcan un área aproximada de 46.650 km² de cobertura tanto marina y terrestre, entre el sector de Tranquilo por el noroeste y Tierra del Fuego por el sur (Fig. 1.6). Estas líneas sísmicas, las cuales no presentan similar espaciamiento entre ellas, son presentadas formato TWT (seg) (es decir, tiempo de tránsito en segundos) y fueron llevadas al mismo datum de referencia. Corresponden a líneas de moderada a buena resolución en general, con algunas zonas de mala calidad y abundante ruido principalmente al oeste del área de estudio, lo que dificulta la

correcta interpretación de reflectores especialmente los que reconocen sucesiones pre-Cretácicas.

Tabla 1.1. Longitud de las líneas sísmicas 2D analizadas en este estudio.

Línea Sísmica	Longitud (Km)
PR-1	194.487
PR-2	140.069
PR-3	159.770
PR-3a	52.694
PR-4	129.397
PR-5	138.586
PR-6	139.030
PR-7	138.052
PR-8	136.175
PR-9	115.277
PR-10	118.654
PR-11a	96.070
PR-11e	75.340
PR-11w	186.027
PR-12	173.744
PR-13	278.245
PR-14	122.064
PR-15	185.628
PR-16n	67.719
PR-16na	79.172
PR-16s	84.355
PR-17	82.312
PR-18n	80.272
PR-18s	82.568
PR-19n	65.273
PR-19s	63.599
PR-20	81.190
PR-21	87.226
Total	3.353

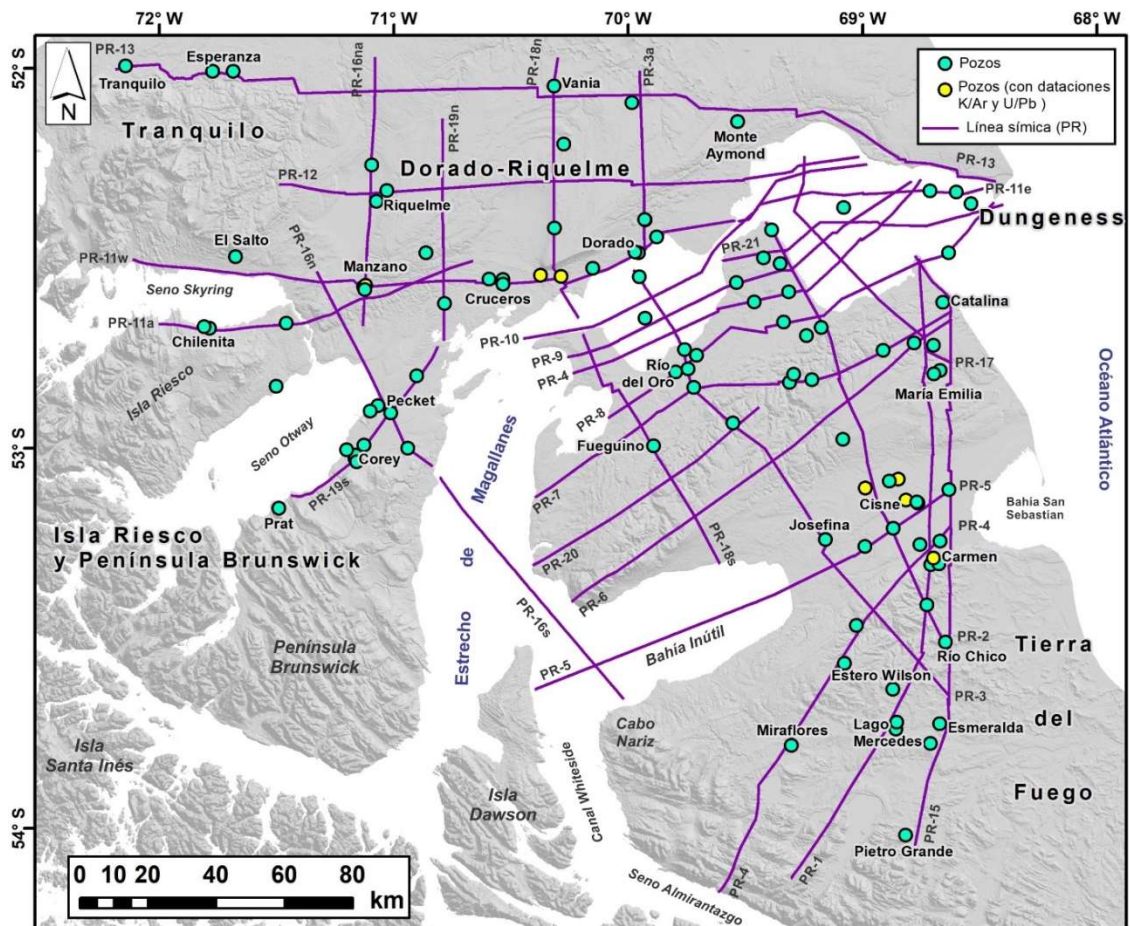


Figura 1.6. Mapa base del área de estudio. Las líneas de color lila corresponden a los 21 perfiles sísmicos (PR) usados en la interpretación que cubren aproximadamente 46.650 km²; círculos celestes: pozos exploratorios y/o de desarrollo perforados por ENAP; círculos amarillos: pozos que cuentan con dataciones (K-Ar y U-Pb) perforados por ENAP. Ver ubicación en figura 1.1.

1.4.2 Antecedentes eléctricos de Pozo. Los registros geofísicos de pozo corresponden a 95 perforaciones, tanto de pozos exploratorios como de desarrollo. Cada pozo posee diferentes registros eléctricos, siendo las seleccionadas en general para la interpretación sísmica las curvas de densidad (RHOB), resistividad profunda (ResD: ILD, LN, IL, AT90, RILD), gamma ray (GR) y potencial espontáneo (SP), cuando éstas se encuentran registradas en los antecedentes. Además, el registro sísmico fue usado para la obtención de leyes de velocidad para la sísmica 2D por ENAP.

1.4.3 Antecedentes Estratigráficos. Columnas estratigráficas disponibles para la interpretación fueron construidas en base a registros de cutting por geólogos de ENAP a lo largo de los últimos años. Con esta información de base sumado a registros eléctricos de los pozos utilizados (información inédita de ENAP), se reinterpretaron estas columnas

estratigráficas para ser usada en la generación de correlaciones regionales. Estas columnas entregan información de detalle tanto de la litología como de los límites entre formaciones, llegando en un menor número a alcanzar unidades Jurásicas e incluso basamento pre-Jurásico en Tierra del Fuego.

1.4.4 Dataciones

K-Ar. De los 95 pozos utilizados, cuatro cuentan con dataciones radiométricas mediante el método K-Ar en los niveles superiores de la secuencia de rifting (Formación Tobífera), entre las Bahías Inútil y San Sebastián en Tierra del Fuego (ENAP, 1991). Corresponden a los pozos Avutarda 1A y Flamenco 4 (en roca total riolita); Carmen 7 (en riolita-Biotita) y Cisne 4 (en roca total andesita).

U-Pb. Se contó con dataciones U-Pb SHRIMP de 8 muestras (TO-24, TO-25, TO-55, TO-56, TO-64, TO-67, TO-71, TO-72) recolectadas en afloramientos del Cretácico en las áreas de Península Brunswick e Isla Riesco, resultado del Proyecto Otway-Tranquilo (Álvarez *et al.*, 2006). Además, se reinterpretaron 5 dataciones U-Pb SHRIMP en circón detrítico muestreadas en subsuelo (en m b.n.m), recolectadas en pozos a diferente profundidad, desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno superior, en el depocentro suroeste de la cuenca de Magallanes; correspondientes a los pozos: Manzano 7 (SP-8: 4198.2 m), Punta del Cerro 1 (SP-1: 806.6 m, SP-3: 1253.7 m, SP-4: 1418 m) y Gregorio 1 (SP-10: 807.5 m) (Hervé, 2005).

1.5 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Este trabajo de Tesis pretende contribuir a determinar un modelo tectono-estratigráfico para el sector chileno de la cuenca de Magallanes (Austral), entre los 52°-54° latitud sur y los 68°-72° de longitud oeste, haciendo hincapié en el estudio del depocentro suroccidental de la cuenca, en el sector axial de la curvatura de los Andes Patagónico-Fueguinos (Fig. 1.1). El área de estudio se dividió para su mejor descripción en cuatro zonas sobre la base de su posición relativa con la faja plegada y corrida: Isla Riesco-Península Brunswick, Dorado-Riquelme, Punta Dungeness (en el sector de la Plataforma Springhill) y Tierra del Fuego (Fig. 1.6).

- Como primer paso, se compila y actualiza la información de los variados y numerosos estudios efectuados en la zona, con el objeto de ordenar las unidades geológicas de

Magallanes y dar coherencia a la evolución geológica de la cuenca entre los sectores de Última Esperanza y Provincia de Santa Cruz por el norte, hasta Tierra del Fuego (Chile y Argentina) por el sur.

- Mediante el uso de la información geológica antes recopilada, además de la integración de información geológica derivada de perfiles geofísicos de pozos, columnas estratigráficas (elaboradas mediante registros de cutting), dataciones K-Ar e U-Pb, se elaboran 10 transectas regionales de variada orientación NW-SE, N-S y W-E. Mediante la elaboración de estas transectas se busca determinar de manera confiable los componentes litológicos y depositacionales primarios a escala de cuenca, la geometría que caracteriza el relleno sedimentario de las diferentes unidades tectono-estratigráficas, y la correlación regional entre horizontes interpretados como techos formacionales (tomando como base a algunos marker eléctricos definidos por ENAP).
- A partir de las imágenes sísmicas, se busca establecer las relaciones geométricas entre los reflectores sísmicos (ej. *pinch-out*, superficies de *onlap*, *toplap* y erosivas), determinar clinoformas y *topsets*, y patrones de apilamiento, para de este modo individualizar paquetes sísmicos asociados a las fases tectono-estratigráficas de rift, sag termal y foreland descritas para esta parte de la cuenca. Además, se reconocen las superficies basales de cada fase y/o las discordancias mayores que limitan las unidades, haciendo hincapié en los eventos tectónicos o los procesos geodinámicos que favorecieron su formación, determinando, además, su extensión e importancia a escala de cuenca.
- La identificación de superficies limitantes y/o discordancias, permitirá el reconocimiento de la base y techo (superficies claves) de los diferentes estadios de foreland (I a IV) en la zona de estudio, los que serán utilizados como suministros para la construcción de mapas isobáticos (m b.n.m en profundidad), y determinar así el eje del depocentro de la cuenca para cada estadio. Con la obtención de estos ejes de depocentro, se discutirá sobre la evolución, orientación y migración del depocentro y bulbo periférico desde el Cretácico Medio al reciente.

- Se construirán mapas isopáquicos (de igual espesor) que permitirán determinar el espesor de cada sucesión y su extensión en toda la cuenca, acotando así la distribución espacial de cada unidad. La arquitectura del relleno sedimentario y distribución de espesores permitirá establecer las variaciones laterales del perfil de subsidencia, a través de la cuenca, lo cual es crítico para definir estadios depositacionales de cuenca hambrienta (*underfilled stage*) y cuenca rellena (*overfilled stage*).
- Finalmente, con la integración de la información geofísica y geológica, se pretende definir un esquema evolutivo coherente para las diferentes etapas de una cuenca marina y su geometría interna, entre el Jurásico Medio a Neógeno, considerando variables como subsidencia local, espacio de acomodación creado, aporte de sedimentos y nivel relativo del mar. En resumen, presentamos información geológica detallada que sustenta una interpretación de los principales elementos arquitectónicos a lo largo de la evolución de la cuenca Magallanes-Austral y su interacción con el crecimiento orogénico.

CAPITULO 2

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFIA REGIONAL

La evolución del margen suroccidental de Gondwana inferior está definida por la consolidación durante el Paleozoico del orogeno acrecionario Terra Australis, formado entre el Neoproterozoico a Mesozoico (Cawood, 2005). La primera etapa evolutiva de Rifting en el Jurásico Medio, incluye depósitos volcánicos y volcano-clásticos depositados en grábenes y hemigrábenes; seguidos de gruesos paquetes de sedimentos marinos profundos en un ambiente de plataforma y talud, con pendiente regional hacia el oeste-suroeste de la etapa de Sag Termal entre el Cretácico Inferior a Superior. A partir del Cretácico Superior la Patagonia Austral evoluciona como una cuenca de Foreland, distinguiéndose cuatro estadios evolutivos sucesivos: foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano), foreland II (Paleoceno inferior a medio – Eoceno medio), foreland III (Eoceno medio a superior – Oligoceno) y foreland IV (Mioceno inferior – Neógeno).

2.1 ETAPAS PRE-FORELAND: PALEOZOICO – CRETÁCICO INFERIOR

Las rocas que forman los Andes Patagónico-Fueguinos comprenden rocas de complejos metamórficos, rocas ígneas cretácicas pertenecientes al Batolito Patagónico, cuerpos ofiolíticos, y una cobertura volcánica y sedimentaria Mesozoica.

2.1.1 Basamento Paleozoico

Rocas metamórficas polideformadas de bajo grado afloran de manera discontinua desde Lago General Carrera hasta la zona norte de Última Esperanza, agrupadas en el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO: Formaciones Lago General Carrera, Complejo Staines, Río Lácteo, Cochrane o Bahía La Lancha: Riccardi, 1971; Leanza, 1972; Forsythe y Allen, 1980; Hervé *et al.*, 2003) (Foto. 2.1a,b). En los archipiélagos del Pacífico sur, se reconocen los Complejos Madre de Dios, Isla Diego de Almagro e Isla Desolación (Hervé *et al.*, 2003, 2008); al sur del Canal Beagle el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (Pankhurst *et al.*, 2003; Hervé *et al.*, 2010b; Klepeis *et al.*, 2010); y al sureste en Tierra del Fuego Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (Pankhurst *et al.*, 2003; Hervé *et al.*, 2010a).

2.1.1.1 Complejo Metamórfico Cordillera Darwin

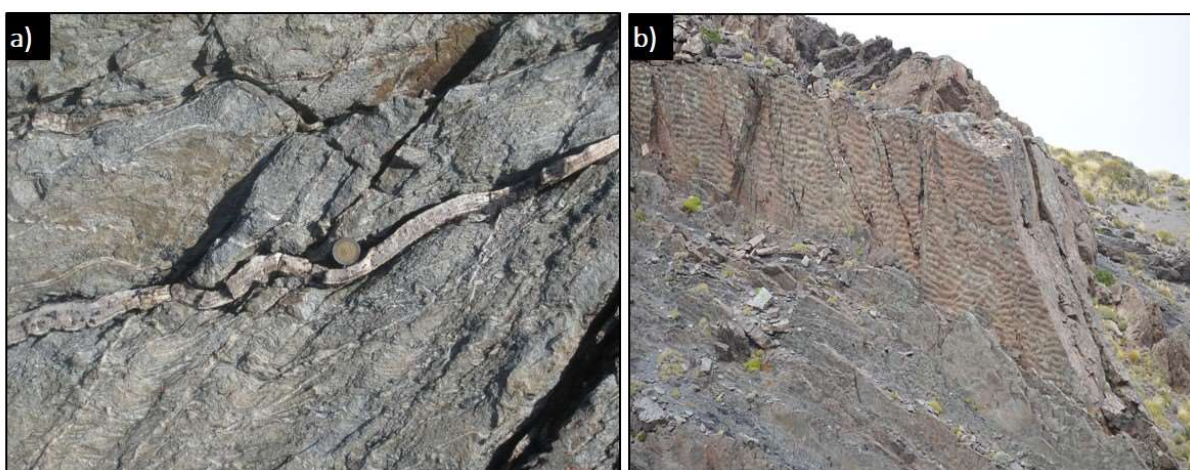
Se compone de rocas metasedimentarias, metaplutónicas y metavolcánicas del Paleozoico a Mesozoico Temprano caracterizado por pizarras, esquistos pelíticos, anfibolitas y ortogneises (Nelson *et al.*, 1980; Dalziel y Brown 1989; Cunningham, 1995; Kohn *et al.*, 1995; Hervé *et al.*, 2010b). Kohn *et al.* (1995), describen un metamorfismo característico en las zonas de biotita, estaurolita, cianita y sillimanita. Se reconocen varias etapas de deformación dentro del complejo, siendo la más antigua y responsable del metamorfismo de Facies anfibolita entre los ~125-75 Ma. (Hervé *et al.*, 1984; Kohn *et al.*, 1993, 1995; Cunningham, 1995; Maloney *et al.*, 2011), seguida de un régimen transtensional frágil-dúctil entre los ~68-50 Ma., y un régimen frágil con fallas de rumbo a partir desde los ~ 50 Ma. (Cunningham, 1995). Por otro lado, el Complejo Metamórfico Darwin registra dos pulsos de enfriamiento y exhumación, el primero muy rápido a los ~90-70 Ma. desde los 550°C a 325°C (producto del colapso extensional de la corteza continental: Dalziel y Brown 1989; Kohn *et al.*, 1993); y un segundo pulso más lento entre los ~60-40 Ma. desde los 250°C a 200°C (Kohn *et al.*, 1995; Barbeau *et al.*, 2009; Gombosi *et al.*, 2009). Por su parte, Cunningham (1995) vincula el primer pulso de alzamiento y exhumación en Cordillera Darwin al colapso de la litosfera oceánica (*slab breakoff*) del supuesto sistema subductivo dirigido hacia el oeste y sur de la cuenca de Rocas Verdes (ver más adelante) y su consecuente rebote isostático. Posteriormente, Klepeis *et al.* (2010), proponen un modelo alternativo para el alzamiento y exhumación del Complejo Metamórfico Darwin, apuntando a bajocorrimientos profundos que permiten exponer bloques de basamento.

2.1.1.2 Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO)

Rocas metamórficas polideformadas de bajo grado afloran de manera discontinua desde Lago General Carrera hasta la zona norte de Última Esperanza, ubicadas al este del actual Batolito Patagónico, agrupadas en el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO): formaciones Lago General Carrera o Río Lácteo (Foto. 2.1a), formadas por cuarcitas, micas esquistos y filitas, con intercalaciones de mármol y metabasaltos, afectadas por metamorfismo de grado medio (Leanza, 1972; Miller, 1976; Thomson y Hervé, 2002; Hervé *et al.*, 2003); el Complejo Staines, formado por metareniscas, metapelitas, y cuarcitas (Forsythe y Allen, 1980); y las formaciones Cochrane o Bahía La Lancha (Foto. 2.1b). compuestas de

metareniscas, filitas y pizarras afectadas por metamorfismo de bajo grado (Riccardi, 1971; Miller, 1976; Giacosa y Márquez, 2002).

La edad máxima de depositación para el protolito del sector este del CMAO ha sido asignado entre el Devónico Tardío–Triásico Temprano (Riccardi, 1971; Augustsson y Bahlburg, 2003, 2008; Hervé *et al.*, 2003; Calderón *et al.*, 2016), siendo afectadas por metamorfismo de bajo grado en el Pérmico superior (Thomson y Hervé, 2002; Hervé *et al.*, 2008). Se ha argumentado que el origen de estos sedimentos sería producto del reciclado de un margen pasivo cratónico (Bell y Suarez, 2000; Faúndez *et al.*, 2002; Augustsson y Bahlburg, 2003; Lacassie, 2003), cuya fuente podría corresponder tanto a Antártica Oriental, África o a la Patagonia. Un origen alternativo para estas metaturbiditas las relaciona con un margen convergente del Devónico-Carbonífero, en ambiente tectónico de antearco (Hervé *et al.*, 2003; Augustsson *et al.*, 2006; Ramos, 2008; Permuy Vidal *et al.*, 2014).



Fotografía 2.1. **a)** Afloramiento de la Formación Río Lácteo, Provincia de Santa Cruz, **b)** Afloramiento de la Formación Bahía La Lancha, Provincia de Santa Cruz.

2.1.1.3 Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF)

Hacia el este del Batolito Patagónico, testigos perforados por ENAP (e YPF: Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Argentina) han reconocido rocas de basamento de edad Cámbrica en diferentes sectores de Tierra del Fuego (Söllner *et al.*, 2000; Pankhurst *et al.*, 2003; Hervé *et al.*, 2010a), donde es denominado como Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego por Hervé *et al.* (2010a). Litológicamente, se compone de gneises y granitoides peraluminosos foliados de biotita, con algunos contenidos de cordierita y granate (Hervé *et al.*, 2010a). Söllner *et al.* (2000), obtuvieron una edad de cristalización de un protolito ígneo de 529 ± 7.5

Ma., mediante el método U-Pb SHRIMP para una muestra analizada al este de Tierra del Fuego en el pozo Gaviota 6 (en la Bahía San Sebastián). Posteriormente, Pankhurst *et al.* (2003) analizan un ortogneis en el mismo pozo dando como resultado una edad de 523 ± 5 Ma., similar a la anterior. Al sur de Tierra del Fuego, en el sector del Lago Mercedes (pozo Lago Mercedes 2), dos muestras recolectadas bajo la base de la Formación Tobífera y analizadas por el método U-Pb SHRIMP indican edades de cristalización de 527.2 ± 2.7 Ma. (LM1: tonalita rica en anfíbola) y 536 ± 2.4 Ma. (LM2: sienogranito) (Mpodozis, 2007). Hervé *et al.* (2010b) analizan edades radiométricas mediante U-Pb SHRIMP provenientes de testigos profundos en Tierra del Fuego (Fig. 2.1), indicando edades de cristalización de un protolito ígneo mayormente cámbrica inferior (523 ± 7 Ma: pozo Águila 2; 522 ± 6 Ma: pozo Gaviota Norte 6; 538 ± 6 Ma: pozo María Emilia 2), con participación de material del Meso y Neoproterozoico (Grenviliano y Brasiliano) para una migmatita en el sector de Monte Aymond.

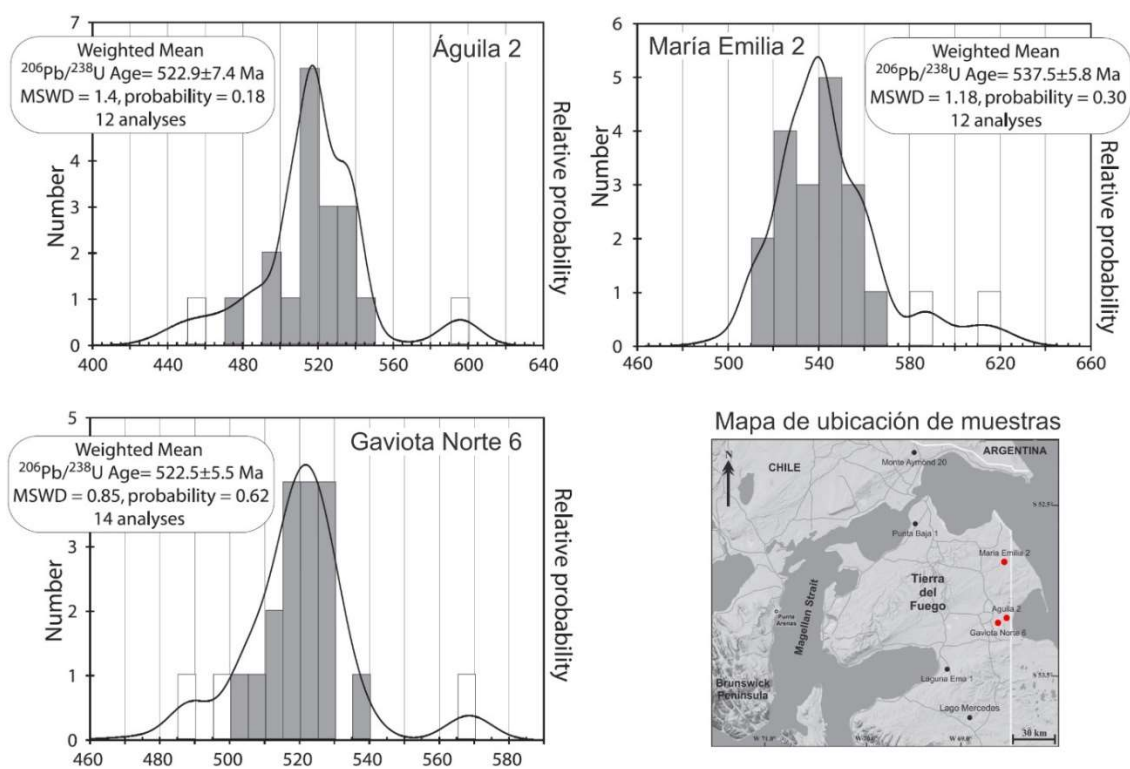


Figura 2.1. Diagramas de probabilidad relativa de tres muestras recolectadas en pozos profundos en las cercanías de Tierra del Fuego en Chile, analizadas mediante U-Pb SHRIMP para el Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF). Modificado de Hervé *et al.*, 2010a.

Según Halpern (1973), el CIMTF es afectado por un evento termal en el Pérmico en gran parte de Tierra del Fuego. Este evento metamórfico es descrito como de alto grado y acompañado de anatexis a los 267 ± 3 Ma. en el sector de Punta Baja en condiciones P-T de 2-

3 kbar y 760°-770°C (Hervé *et al.*, 2010a), así como en la Península Antártica a los 258 ± 3 Ma. (Adie Inlet; Millar *et al.*, 2002). Un segundo evento de metamorfismo Jurásico es reportado por Söllner *et al.* (2000), quienes dataron mediante el método Rb-Sr (isócrona apatita-feldespatos potásico) un ortogneis del pozo Gaviota 6, entregando una edad de 161.6 ± 4.5 Ma., evento termal también identificado por Pankhurst *et al.* (2003) a los 178.4 ± 1.4 Ma. Este evento termal del Jurásico Medio a Tardío sería respuesta al magmatismo generalizado ocurrido durante el quiebre inicial del Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2000). En tanto, mediante el método K-Ar, rocas de edad similar han registrado un evento termal ocurrido al norte del Macizo del Deseado cerca de la localidad de Dos Hermanos, en una anfibolita de 540 ± 20 Ma. (Pezzuchi, 1978; Giacosa *et al.*, 2002).

Secuencias meta-volcánicas de bajo grado pertenecientes a un complejo de supra subducción del Cámbrico inferior, son reconocidas al norte de la Patagonia en la Formación El Jagüelito (al sur de Sierra Grande, en Río Negro, Argentina) (González *et al.*, 2011; 2018). Hacia el sur, rocas de esta edad han sido descritas en circones detríticos de rocas metasedimentarias del Macizo Norpatagónico; mientras, al norte del Macizo de Deseado cerca de la localidad de Dos Hermanos se ha obtenido una edad máxima para el protolito de 565 Ma. en una filita (Pankhurst *et al.*, 2003, 2006). Probablemente, rocas de edad Paleozoico inferior se pueden extender hacia el sur de Tierra del Fuego, constituyendo el basamento sobre las que se depositan la cobertura Mesozoica y Cenozoica de la Cuenca de Magallanes (Pankhurst *et al.*, 2003, Hervé *et al.*, 2008). Esto deja abierta la posibilidad de la existencia de un evento magmático calcoalcalino del Cámbrico que cubrió gran parte de la Patagonia austral y la Antártica oriental (Giacosa *et al.*, 2002; Millar *et al.*, 2002; Söllner *et al.*, 2002; Pankhurst *et al.*, 2003, 2006; Ramos y Naipauer, 2014). En consecuencia, el conjunto de edades U-Pb cámbricas tempranas obtenidas de ortogneises de Tierra del Fuego, podrían agruparse dentro de una provincia magmática común que forma parte de la misma unidad tectono-estratigráfica durante el ciclo orogénico Pampeano registradas en el NW y centro de Argentina (Ramos, 1988; Rapela *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 2003, 2006, Ramos y Naipauer, 2014), y en la Península Antártica (Orogenia Ross en las Montañas Transantárticas: Millar *et al.*, 2002).

2.1.2 Etapa de Rifting

Hacia el Jurásico Temprano, la Patagonia y el oeste de la Península Antártica es cubierta por voluminosos mantos de ignimbritas relacionados con anatexis cortical y extensión,

relacionados a etapas tempranas de ruptura de Gondwana (Fig. 2.2) (Kay *et al.*, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Storey *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 2000; Barker, 2001; Riley *et al.*, 2001). Recientemente, Foley *et al.* (2023) mediante el uso de isótopos de O en fenocristales de cuarzo ($\delta^{18}\text{O}$), sugieren que procesos de fusión parcial de una corteza continental adelgazada son el principal mecanismo formador de estos magmas.

Estas rocas riolíticas (con menor proporción de andesitas a dacitas, y sedimentos de origen lacustre, y fluvio-aluviales localmente) conocidas como Provincia ácida Chon Aike, se agrupan en diferentes gruesas secuencias (Fig. 2.2) (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 2000): formaciones Marifil, Chon Aike, Lonco Trapial, Bajo Pobre y Lemaire, al Complejo El Quemado en Argentina (Caminos *et al.*, 1981; Uliana *et al.*, 1989; Galeazzi, 1998; Olivero y Martinioni, 2001; Guido *et al.*, 2006; Zaffarana *et al.*, 2020; Foley *et al.*, 2023); y a las formaciones Tobífera e Ibáñez en Chile (Thomas, 1949a; Hanson y Wilson, 1991; Wilson, 1991; Moraga, 1996; Suárez *et al.*, 2009).

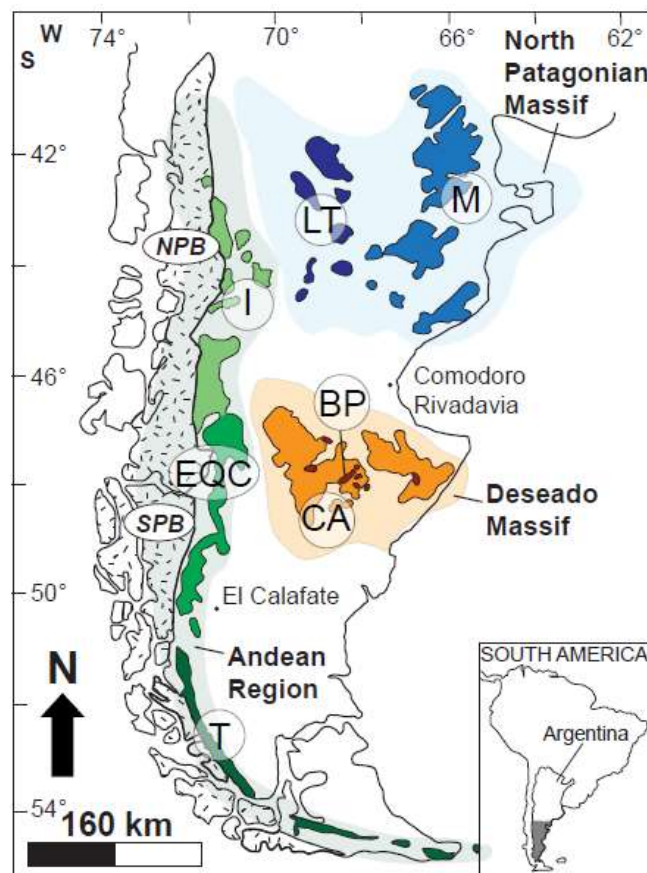


Figura 2.2. Mapa de distribución de la Provincia Silíceá Chon Aike en la Patagonia. Abreviaciones: LT: Formación Lonco Trapial; BP: Formación Bajo Pobre; M: Formación Marifil; CA: Formación Chon Aike; I: Formación Ibáñez; EQC: Complejo El Quemado; T: Formación Tobífera; SPB: Batolito Surpatagónico; NPB: Batolito Norpatagónico. Tomado de Foley *et al.* (2023).

Durante el desarrollo de la Provincia ácida Chon Aike se diferencian tres etapas o eventos volcánicos (Pankhurst *et al.*, 2000, 2003): Evento V1 (~188–178 Ma.), Evento V2 (~172–162 Ma.), y Evento V3 (~157–138 Ma.).

Durante el Jurásico Inferior (V1), al oeste del Batolito Subcordillerano (Gordon y Ort, 1993; Rapela *et al.*, 2005) se desarrolló magmatismo relacionado a fusión cortical, posiblemente asociado a la anomalía térmica del hotspot de Karoo (ca. 179–184 Ma.), representado por la Formación Marifil al este del Macizo Norpatagónico y a la Formación Lonco Trapial hacia el oeste (Fig. 2.2) (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 2000). La edad obtenida por el método U-Pb SHRIMP para la Formación Marifil varía entre 188–178 Ma. (Pankhurst *et al.*, 2000); en tanto, para la Formación Lonco Trapial se ha determinado una edad jurásica inferior en base a consideraciones estratigráficas (De Giusto *et al.*, 1980; Panza, 1995), un rango de edad entre los 191–178 Ma. mediante dataciones método K-Ar roca total cerca de Paso del Sapo (Zaffarana *et al.*, 2018), y una edad de 177.26 ± 0.96 Ma. mediante el método U-Pb en un dique riolítico cerca del área de Gastre (Zaffarana *et al.*, 2020).

En el Jurásico Medio (V2) la actividad magmática se desplaza hacia el sur de la Patagonia, depositando en un régimen tectónico extensional a las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre en el Macizo del Deseado (Fig. 2.2) (Rapela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2000). En tanto, en Tierra del Fuego el evento V2 está representado por la Formación Tobífera, cuya edad de cristalización determinada mediante el método U-Pb es de 171.8 ± 1.2 Ma. en el Canal Morla Vicuña, en la zona de Última Esperanza (Fig. 2.2) (Pankhurst *et al.*, 2000).

Finalmente, las rocas más jóvenes de la Provincia Chon Aike (V3) en el Jurásico Superior, corresponden a el Complejo El Quemado (Provincia de Santa Cruz, Argentina) y la Formación Ibáñez (región de Aysén, Chile), expuestos a lo largo de la Cordillera Patagónica actual entre los 43°–51° de latitud sur (Fig. 2.2) (Ramos, 1988; Pankhurst *et al.*, 2000, 2003). Edades de cristalización U-Pb indican una edad de 154 ± 1.4 Ma para el Complejo El Quemado, en Estancia la Unión (Pankhurst *et al.*, 2000). La edad de la Formación Ibáñez determinada mediante diversos análisis radiométricos (K-Ar, Ar-Ar, U-Pb), fue asignada entre los 158.9 ± 1.5 Ma. y 138.4 ± 1.3 Ma. en la parte este de la región de Aysén (Pankhurst *et al.*, 2000, 2003; Suarez *et al.*, 2009).

El régimen extensional que se estableció en el Jurásico Temprano (Uliana *et al.*, 1989; Storey *et al.*, 1996; Barker, 2001; Ghiglione *et al.*, 2013), favoreció la fragmentación y desarrollo de un conjunto de grábenes y hemigrábenes principalmente asimétricos

desarrollados sobre el basamento Cámbrico, de dirección NNW-SSE (ej. graben Fuego y Gaviota) a NS (ej. graben Manantiales), limitados por zonas de transferencia de orientación NE-SW (Moraga, 1996; Navarrete-Rodríguez, 2006; Ghiglione *et al.*, 2013; Lovecchio *et al.*, 2019) (Fig. 2.3).

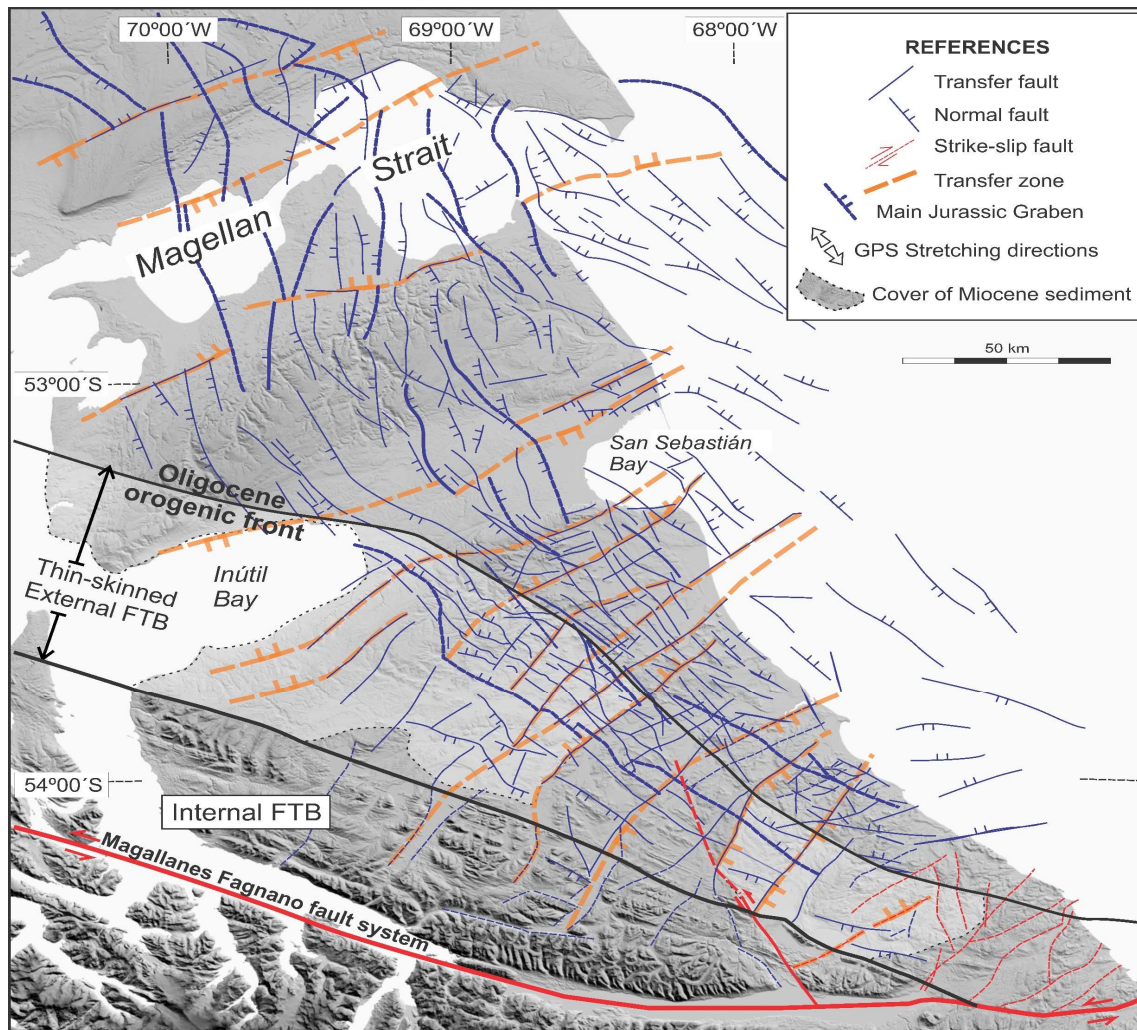


Figura 2.3. Principales grábenes y hemigrábenes Jurásicos desarrolladas en Tierra del Fuego. FTB: fold and thrust belt. Modificado de Ghiglione *et al.* (2013).

Recientemente, Bastias *et al.* (2021) proponen en base a evidencia geoquímica e isotópica, un modelo alternativo a las plumas del manto para explicar el origen de los extensos volúmenes de rocas de la Provincia Chon Aike, apuntando a un segmento de subducción horizontal activa desde el Triásico Superior en la Península Antártica y Patagonia (*south Gondwanian flat-slab*: Navarrete *et al.*, 2019), con la ocurrencia de un *gap* en la actividad magmática entre los ~200–188 Ma. (Mpodozis y Ramos, 2008). Evidencias de esta zona de subducción sería el evento contraccional de la orogenia Chonida (Hervé *et al.*, 2008; Navarrete

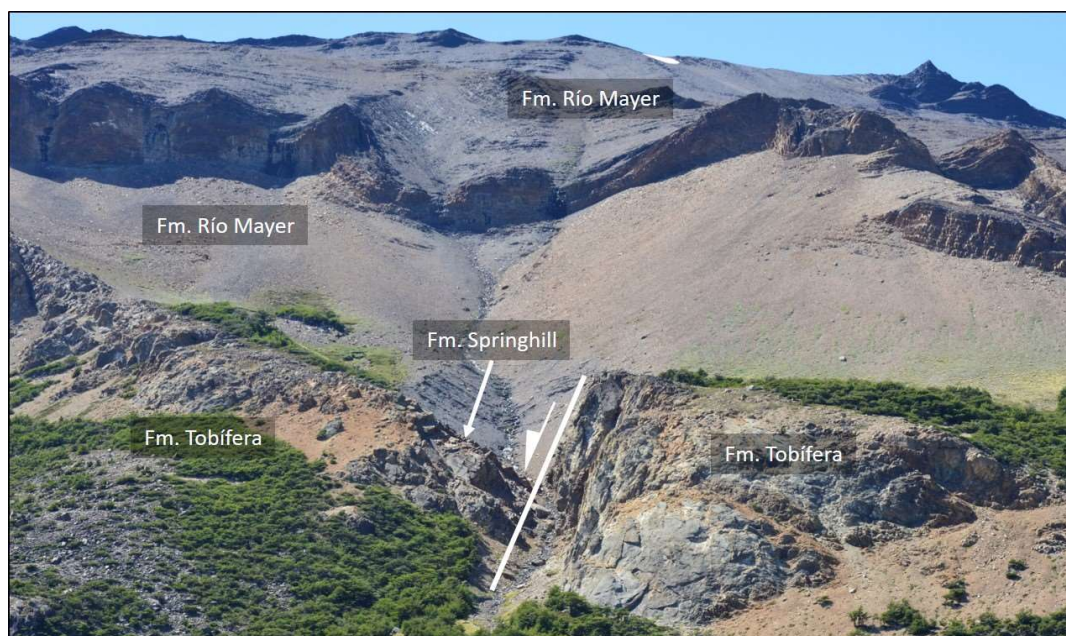
et al., 2019), junto con magmatismo de señal adakítica en el Macizo del Deseado (Formación La Leona: Navarrete *et al.*, 2019). Este sistema subductivo horizontal habría perdurado hasta el Jurásico Superior (~157-145 Ma.), momento en el que losa oceánica habría aumentado su ángulo de subducción (*trenchward migration*) (Bastias *et al.*, 2021), favoreciendo la extensión de la corteza que dio origen a la Cuenca de Rocas Verdes (Stern y De Witt, 2003; Calderón *et al.*, 2007, 2016).

Al culminar la fase extensional se generan remanentes deformados de una cuenca a lo largo del margen cratónico de los Andes Patagónico–Fueguinos, definida como Cuenca de Rocas Verdes (CRV), cuyo origen sería la ruptura de la corteza continental en ambiente de trasarco (Dalziel *et al.*, 1974; Suarez y Petigrew, 1976). La ruptura que da origen a la CRV habría iniciado a los 152-142 Ma. (Stern *et al.*, 1992; Mukasa y Dalziel, 1996; Calderón *et al.*, 2007, 2016), estando conectada hacia el sur con el centro de expansión oceánica del Mar de Weddell en Jurásico Superior Tardío (Biddle *et al.*, 1986; Grunow *et al.*, 1987; Mukasa y Dalziel, 1996; Robbiano *et al.*, 1996). Además, la apertura y ampliación de la CRV habría desplazado hacia el océano el frente volcánico del Batolito Patagónico-Fueguino en el Cretácico Inferior hacia el lado Pacífico, debido al aumento del ángulo de subducción (Miller *et al.*, 1994; González-Guillot, 2016). En tanto, hacia el Jurásico Medio a Superior, modelos paleogeográficos muestran que la Península Antártica se ubicaba al oeste del extremo sur de Sudamérica (Grunow *et al.*, 1987; Jokat *et al.*, 2003; van De Lagemaat *et al.*, 2021), desplazándose en el Cretácico Inferior hacia el sur, restableciendo de este modo el sistema subductivo en el margen sur de la Patagonia (Calderón *et al.*, 2016).

Los remanentes deformados de esta cuenca a lo largo del margen cratónico de los Andes Patagónico-Fueguinos, se disponen como afloramientos de ofiolitas discontinuas entre los 51° y 56° de latitud sur, como: Complejo Sarmiento en Última Esperanza, Tortuga al sur de Tierra del Fuego y la Formación de Larsen Harbour en las Islas Georgias del Sur (Suárez y Pettigrew 1976; Suárez *et al.*, 1985; Stern *et al.*, 1992; Calderón *et al.*, 2016). Sin embargo, la idea de que la Isla Georgia del Sur sea parte de la cuenca de Rocas Verdes permanece en discusión (Eagles, 2010; Eagles y Jokat, 2014; Poblete *et al.*, 2016; Dalziel *et al.*, 2021). Granófiros y diques dacíticos del Complejo Sarmiento, muestran similitud geoquímica con granitoides del Jurásico Superior del Batolito Sur Patagónico (culminación del evento V3), lo que podría indicar etapas tempranas de la actividad del batolito en coincidencia con el inicio de la formación de la CRV en un entorno de supra-subducción (Calderón *et al.*, 2016).

2.1.3 Etapa de Sag Termal

La subsidencia térmica post ruptura cortical que originó la CRV y el Mar de Weddell a partir del Jurásico Superior, permitió una transgresión generalizada en la zona austral de Sudamérica (Wilson, 1981; Biddle *et al.*, 1986; Robbiano *et al.*, 1996). Esta transgresión avanzó hacia el este y norte, depositando en sus etapas iniciales las Facies de areniscas finas a medias cuarzosas y en parte conglomerádicas de la Formación Springhill (Figs. 2.4, 2.5; Foto. 2.2) (Thomas, 1949a,b; Biddle *et al.*, 1986; Schwarz *et al.*, 2011; Richiano *et al.*, 2016), dispuestas en *onlap* sobre secuencias volcánicas del Jurásico (Elgueta, 1996, 2007; Miller *et al.*, 2022). La Formación Springhill posee una distribución areal discontinua a lo largo de la cuenca, abarcando afloramientos desde el norte en la Provincia de Santa Cruz, Seno Última Esperanza, y en subsuperficie de Tierra del Fuego. Hacia el noroeste de la cuenca en Seno Última Esperanza (Punta Sutherland), Cecioni (1954b) reconoce areniscas correlacionables con las unidades de Springhill, designándolas como Formación Sutherland, asignándole una edad tithoniana superior-valanginiana.

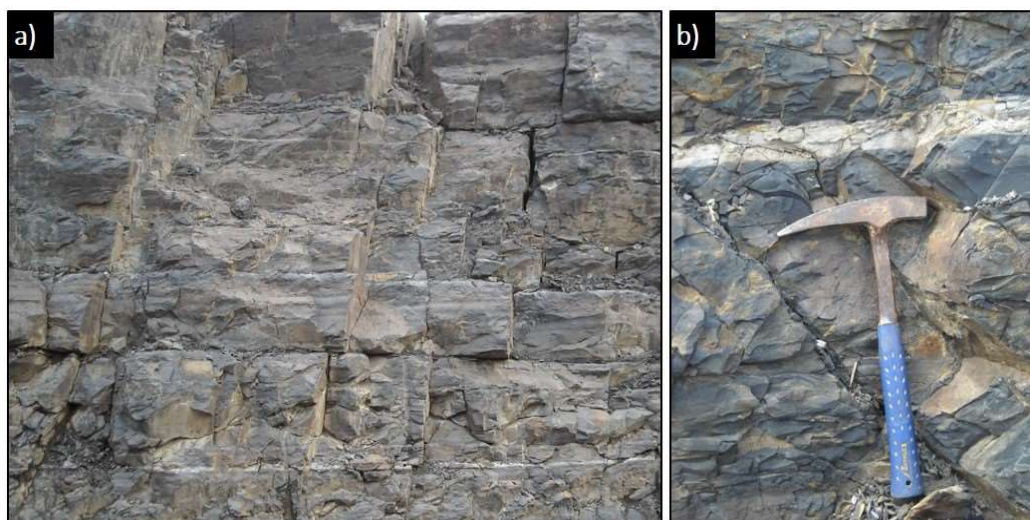


Fotografía 2.2. Afloramiento de la Formación Tobífera, Fms. Springhill y Río Mayer. Nacientes del Río Guanaco, Provincia de Santa Cruz, Argentina.

A este sistema transgresivo basal le suceden gruesas sucesiones pelíticas negras intercaladas con unidades calcáreas en un ambiente marino, con edades comprendidas hasta el Aptiano, que avanzaron al noreste y norte hacia el Macizo del Deseado y el Arco de Río Chico-Dungeness (Thomas, 1949a,b; Katz, 1963; Wilson, 1981; Biddle *et al.*, 1986; Robbiano

et al., 1996), siendo registrada inclusive en la región de Aysén en Chile y los Lagos La Plata-Fontana en Argentina (Suárez y De la Cruz, 1994; Bell y Suárez, 1997; Folguera y Iannizzotto, 2004; Suárez *et al.*, 2009). Esta transgresión ha sido reconocida, además, al este de la Península Antártica entre el Kimmeridgiano a Berriasiano (Hathway, 2000).

Las sucesiones de la Formación Springhill gradan lateral y verticalmente a gruesas secuencias pelíticas negras de ambiente marino, que en la zona de Última Esperanza y el sector de Isla Riesco–Península Brunswick se denomina Formación Erezcano (o Zapata Inferior) (Figs. 2.4, 2.5; Foto. 2.3) (Katz, 1963; Riccardi y Malumián, 1990; Wilson, 1991). En tanto, en subsuperficie de Tierra del Fuego, es reconocida como Formación Estratos con Favrella depositada entre el Valanginiano a Barremiano, y la Formación Lutitas con Ftanitas depositada entre el Barremiano a Albiano (Figs. 2.4, 2.5) (Mordojovich, 1951).



Fotografía 2.3. a) Afloramiento de la Formación Zapata, sector Río Rincón-Río Bellotas, zona de Última Esperanza. b) Nivel cinerítico intercalado en las pelitas negras de la Formación Zapata, zona de Última Esperanza, Chile.

Mientras, en subsuelo al noreste de Tierra del Fuego, se deposita la Formación Inoceramus inferior, o su equivalente la Formación Palermo Aike (miembro inferior) o Pampa Rincón (Fig. 2.4) (Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1998; Peroni *et al.*, 2002). Hacia el norte en la zona de Santa Cruz, entre los Lagos Viedma y Argentino, el equivalente temporal de estas formaciones corresponde a la Formación Río Mayer depositada entre el Barriasiano (Río Guanaco) a Barremiano (Figs. 2.4, 2.5; Fotos. 2.2, 2.4) (Kraemer y Riccardi, 1997; Richiano *et al.*, 2012, 2015).

En Tierra del Fuego en Chile, estas Facies de pelitas negras están representadas por las Formación Río Jackson depositada en el Hauteriviano a Aptiano (Cortés y Valenzuela, 1960; Álvarez-Marrón *et al.*, 1993), y a la Formación Beauvoir en Tierra del Fuego Argentina, al norte del Canal Beagle (Figs. 2.4, 2.5) (Álvarez-Marrón *et al.*, 1993; Galeazzi; 1998; Olivero y Martinioni, 2001; Olivero y Malumián, 2008), depositadas en un ambiente de plataforma externa que se profundiza hacia el sur. Mientras, en el depocentro septentrional de la cuenca en el área de Santa Cruz, se registró sedimentación de plataforma en el Hauteriviano (Kraemer y Riccardi, 1997; Rodríguez *et al.*, 2008; Richiano *et al.*, 2012; Miller *et al.*, 2022), con aportes clásticos y continentalización hacia el Aptiano (sistemas progradacionales deltaicos y fluviales de las formaciones Río Belgrano/Río Tarde y Apeleg: Macellari, 1998; Arbe, 2002; Rodríguez *et al.*, 2008), relacionados con pulsos de levantamiento tectónico temprano (Ghiglione *et al.*, 2014).



Fotografía 2.4. Afloramiento de la Formación Río Mayer, en Río de Las Vueltas, Provincia de Santa Cruz, Argentina.

En el subsuelo de Magallanes se deposita la unidad carbonática de la Formación Margas (según nomenclatura ENAP, Figs. 2.4, 2.5) o Formación Creta Dura de edad aptiana a albiana, y hacia el techo, las arcillolitas y areniscas con intercalaciones calcáreas de la Formación Lutitas Gris Verdosas de edad cenomaniana-turoniana (?) (Thomas, 1949a; Mordojovich, 1951; González, 1965).

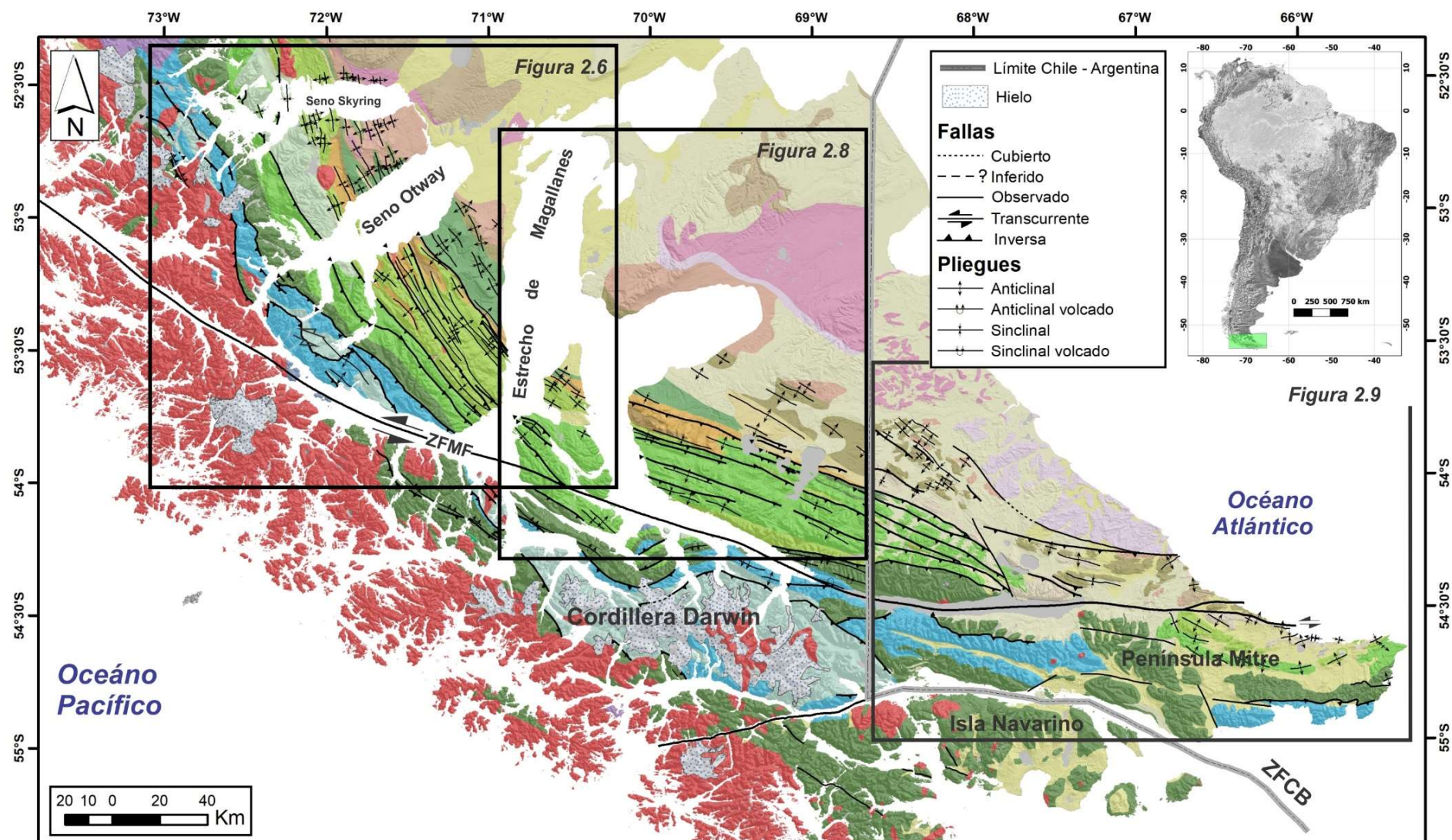


Figura 2.5. Mapa geológico de la cuenca de Magallanes (Austral). Compilado de: Betka *et al.*, 2015; Céspedes, 1957; Mella, 2001; Mpodozis y Rojas, 2006; Olivero y Malumíán, 2008; Pinto *et al.*, 2018; Rojas y Mpodozis, 2006; SERNAGEOMIN, 2003; Sáez, 2017; Velásquez, 2016. Abreviaciones: ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; ZFCB: zona de falla Canal Beagle. (Ver leyenda en siguiente página).

Mientras, durante el Aptiano a Coniaciano continuaba la acumulación de Facies pelíticas marinas en la Plataforma Springhill, hacia el norte en el Macizo del Deseado, se instauró un sistema progradante que avanzó hacia el sur-suroeste, denominada Formación Piedra Clavada o Kachaike (Fig. 2.4) (Riccardi y Rolleri, 1980; Nullo *et al.*, 1981). La Formación Piedra Clavada representa sistemas depositacionales fluvio-deltaicos con importantes aportes volcánicos, cuya porción pelítica aumenta en dirección al sur (Poiré *et al.*, 2002, 2017). La edad para la parte superior de la formación, determinada a partir de dataciones U-Pb en circones en niveles de tobas intercaladas, es de 101.6 ± 0.9 Ma. y de 99 ± 2.8 Ma. (Poiré *et al.*, 2017).

La transición hacia la etapa de Foreland se relaciona tanto a un aumento en la tasa de convergencia entre la placa Sudamericana y Pacífica, así como un aumento en la tasa de expansión en el Océano Atlántico y el Mar de Weddell (Bartolini y Larson, 2001; Somoza y Zaffarana, 2008; Ghiglione *et al.*, 2014), lo que daría inicio a deformación compresiva culminando con el cierre de la CRV (Fildani *et al.*, 2003; Klepeis *et al.*, 2010; McAtamney *et al.*, 2011; Calderón *et al.*, 2016). Conjuntamente, en el Cretácico Inferior Tardío, la Península Antártica continua su desplazamiento desde el oeste de la Patagonia hacia el sur (DiVenere *et al.*, 1996; van De Lagemaat *et al.*, 2021). El cierre de la CRV habría comenzado en el Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano) culminando cerca de los 80 Ma. a los 52° de latitud sur (Calderón *et al.*, 2013, 2016), y a los ~86 Ma. en Cordillera Darwin (Klepeis *et al.*, 2010), involucrando deformación cortical, inversión tectónica, y metamorfismo a lo largo del margen occidental de Sudamérica (Calderón *et al.*, 2013; Ghiglione *et al.*, 2013; Zeffass *et al.*, 2017). Klepeis *et al.* (2010), proponen un modelo de inversión de cuenca mediante bajocorrimientos (*underthrusting*), mientras la subducción del margen proto-Pacífico bajo América del Sur se encontraba activo. Se ha propuesto que este cierre se relaciona con subducción dirigida hacia el oeste (actual sur) en el Cretácico Superior (Olivero y Martinioni, 2001; Mpodozis y Rojas, 2006), sin embargo, recientes contribuciones en base a evidencia geoquímica, indican un sistema subductivo que dirigido hacia el norte-noreste como responsable del cierre e inversión de la cuenca (González-Guillot, 2016; Velásquez *et al.*, 2023).

El progresivo aumento de carga tectónica sobre el margen Sudamericano implicó el desarrollo de inversión tectónica y apilamiento, los que favorecieron la generación de espacio de acomodación en el depocentro de antepaís, marcando el inicio del régimen tectónico compresivo (Biddle *et al.*, 1986; Mella, 2001; Mpodozis *et al.*, 2011; Ghiglione *et al.*, 2013; Torres Carbonell *et al.*, 2014; Zeffass *et al.*, 2017; Torres Carbonell y Olivero, 2019).

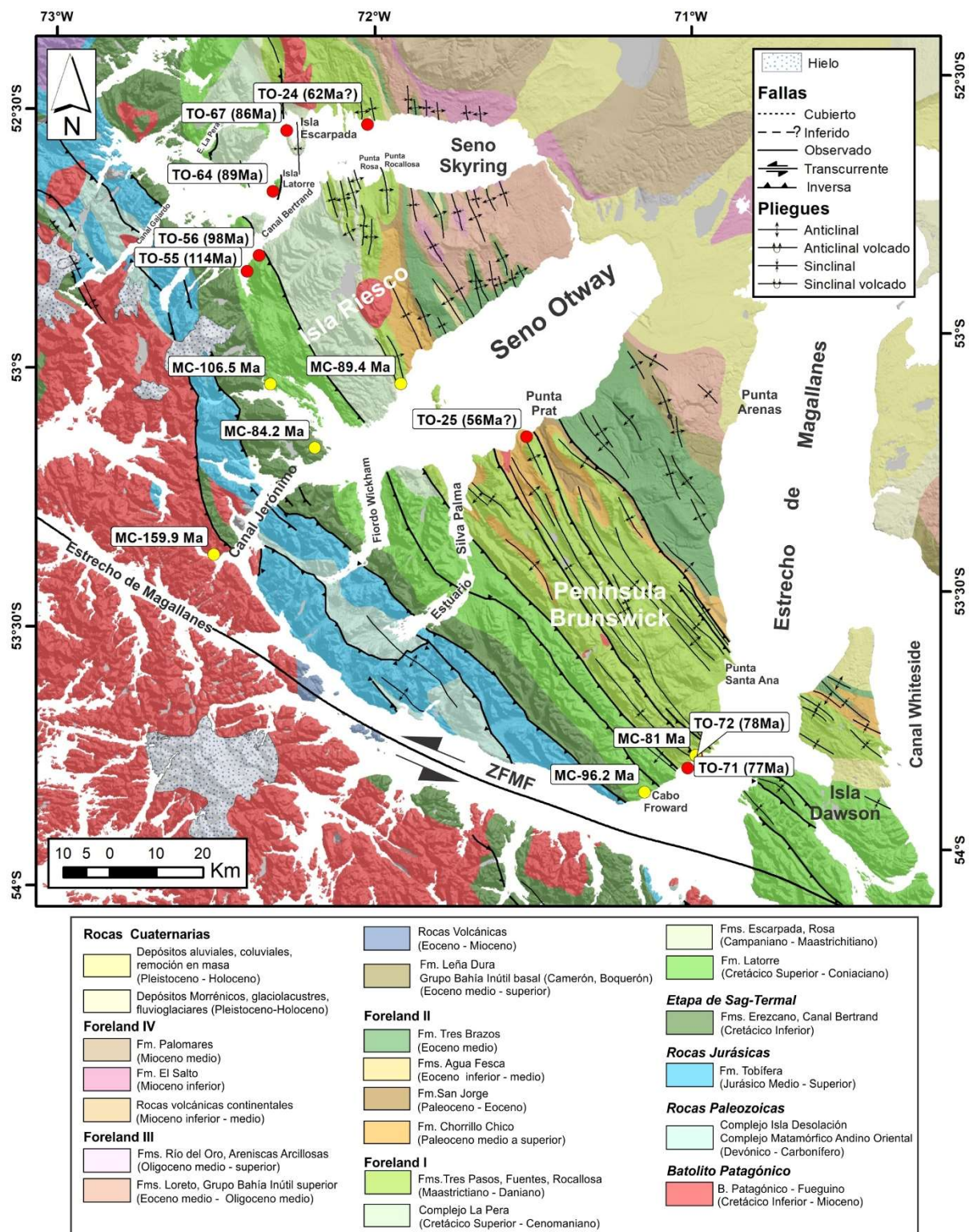


Figura 2.6. Mapa geológico del área entre Isla Riesco y Península Brunswick, Chile. ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano. Círculos rojos representan edades U-Pb tomadas del Proyecto Otway-Tranquilo (Álvarez *et al.*, 2006); Círculos amarillos representan edades U-Pb tomadas de McAtamney *et al.* (2011). Modificado de Mella (2001) y SERNAGEOMIN (2003).

El sistema de subducción desarrollado a lo largo del margen occidental de América del Sur, entre 40° y 56° de latitud sur, generó un arco magmático de características calcoalcalinas

que se compone de rocas que varían entre granitos y gabros, principalmente, denominado Batolito Patagónico (BP) (e.j. Suárez, 1978; Stern y Stroup, 1982; Bruce *et al.*, 1991; Hervé *et al.*, 2007; Suárez *et al.*, 2009; González-Guillot, 2016). El BP registra actividad volcánica asociada a subducción hace 165 Ma., desde el Jurásico Tardío, al oeste de la CRV (Bruce *et al.*, 1991; Hervé *et al.*, 2007; González-Guillot, 2016), con un máximo de actividad entre 110–90 Ma. (Hervé, 2005; Hervé *et al.*, 2007).

El Batolito Sur Patagónico (BSP: entre los 48°–52° de latitud sur) ha registrado actividad episódica entre el Jurásico Superior al Neógeno, con un eje de actividad magmática que se ha mantenido relativamente fijo durante su evolución (Bruce *et al.*, 1991; Martin *et al.*, 2001; Hervé *et al.*, 2007; González-Guillot, 2016). Dataciones U-Pb reportadas por Martin *et al.* (2001), entregan un rango edades entre 151–149 Ma. (en los fiordos Eyre y Europa); mientras, Bruce *et al.* (1991) indican edades entre 149–142 Ma. mediante dataciones Ar-Ar y U-Pb (en el fiordo Baker a los 48°). Al sur del Lago General Carrera en Chile, Suárez y De La Cruz (2001), indican un rango entre 143–151 Ma. para intrusivos satélites en el sector occidental del batolito mediante dataciones K-Ar. De este modo, el episodio volcánico V3 de la Provincia Chon Aike, convive temporalmente con la actividad magmática inicial del Batolito Patagónico (Rapela *et al.*, 2005; Hervé *et al.*, 2007).

Para el segmento austral denominado Batolito Patagónico-Fueguino (BPF: entre los 52°–56° de latitud sur) (Figs. 2.5, 2.6), en Cordillera Darwin se reconocen granitos tipo S del Jurásico Superior, con edades comprendidas entre los 164–153 Ma. (Mukasa y Dalziel, 1996; Klepeis *et al.*, 2010), considerados como equivalente plutónico del volcanismo que originó a la Formación Tobífera (Hervé *et al.*, 1981, 2007). En la zona de Canal Beagle, al sur de Tierra del Fuego, se identifica un Conjunto Gábrico para los cuales Hervé *et al.* (1984), determinan una edad entre 141–103 Ma. por el método K-Ar.

Entre el Jurásico Superior a Cretácico Inferior, se registran evidencias de un arco al sur del Canal Beagle en la Formación Hardy (Suárez y Pettigrew 1976; Suárez *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 1994; González-Guillot, 2016), la que se caracteriza por ser de carácter volcanoclástico con intercalaciones de riolitas y lavas basálticas de afinidad calcoalcalina, que engranar hacia el norte con la Formación Yaghán de carácter volcanoclástico (Figs. 2.4, 2.5) (Kranck, 1932; Dott *et al.*, 1977; Suárez *et al.*, 1985). Evidencias de este magmatismo se reconocen en los abundantes clastos resedimentados de composición volcánica presentes en la Formación Yaghán (Estratos de Tekenika; Dott *et al.*, 1977; Winn y Dott, 1979) (Figs. 2.4, 2.5). La

Formación Yaghán se disponen sobre el Complejo Tortuga al sur del Canal Beagle (Kranck, 1932; Suárez y Pettigrew, 1976; Dott *et al.*, 1977; Stern, 1980; Suárez *et al.*, 1985) y en discordancia sobre unidades del Jurásico Medio en Tierra del Fuego (Dott *et al.*, 1977; Caminos *et al.*, 1981; Olivero y Martinioni, 2001). Tanto la Formación Yaghán como el Complejo Tortuga están intruidos por el conjunto de tonalitas y granodioritas del Grupo Beagle, para el que se ha determinado mediante diferentes métodos (K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar y U-Pb), edades comprendidas entre los 117–74 Ma. (Hervé *et al.*, 1984; Kohn *et al.*, 1985; Klepeis *et al.*, 2010; McAtamney *et al.*, 2011).

A diferencia del Batolito Sur Patagónico, el segmento austral del Batolito Patagónico-Fueguino evidencia desplazamiento del frente volcánico a través del tiempo (Hervé *et al.*, 1984; González-Guillot, 2016; Velásquez *et al.*, 2023). Este sistema subductivo aumento su inclinación en el Cretácico Temprano favoreciendo la extensión (*trench rollback*), mientras, a finales del Cretácico se produce una somerización en la subducción con el consiguiente desplazamiento del frente volcánico hacia el cratón (Stern y De Witt, 2003; González-Guillot, 2016; Velásquez *et al.*, 2023).

2.2 ETAPA DE FORELAND: CRETÁCICO SUPERIOR – CENOZOICO

La transición hacia la etapa de foreland está marcada en el Aptiano-Albiano por un cambio en la geometría de la cuenca, promovido por el aumento en la velocidad de expansión oceánica y subducción en el borde occidental de la CRV (Galeazzi, 1998; Mpodozis *et al.*, 2011). La progresiva carga tectónica y flexión cortical producto del apilamiento de material en el margen pacífico de Sudamérica a partir del Cretácico Superior (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Mella, 2001, Gallardo *et al.*, 2019), es evidenciada por el desarrollo de cuatro sucesivos estadios de Foreland: foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano), foreland II (Paleoceno inferior a medio - Eoceno medio), foreland III (Eoceno medio a superior - Oligoceno) y foreland IV (Mioceno inferior-Neógeno) (Fig. 2.7).

En relación a la terminología de “estadios de foreland” utilizada en este trabajo, se siguió la definición informal de Mpodozis *et al.* (2011), relacionada a las etapas orogénicas que se desarrollan en la cuenca entre el Cretácico Superior a Neógeno. En estos estadios el frente orogénico migró en dirección norte-noreste (Moraga *et al.*, 2004; Mella *et al.*, 2007; Mpodozis *et al.*, 2011; Gallardo, 2014; Betka *et al.*, 2015).

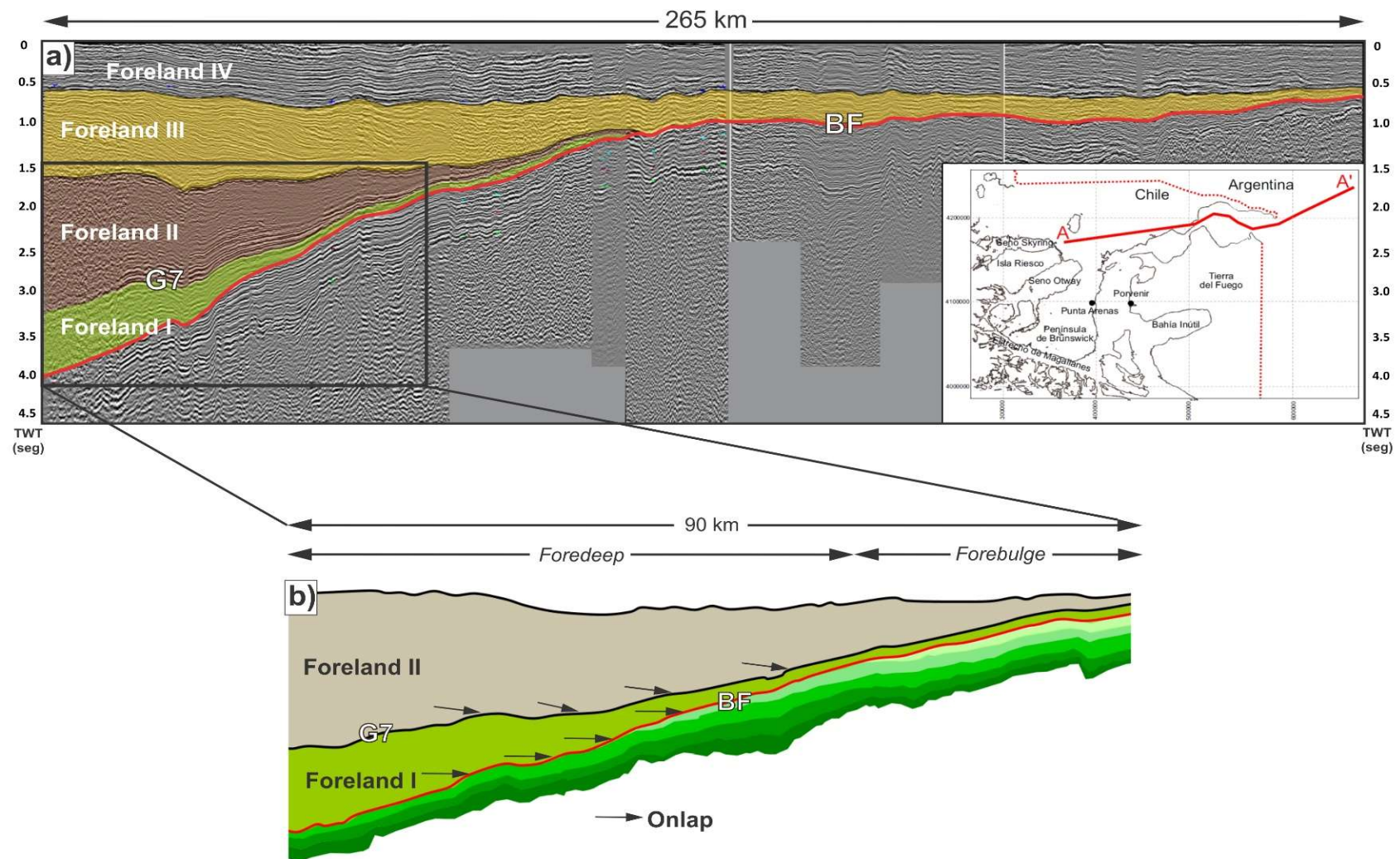


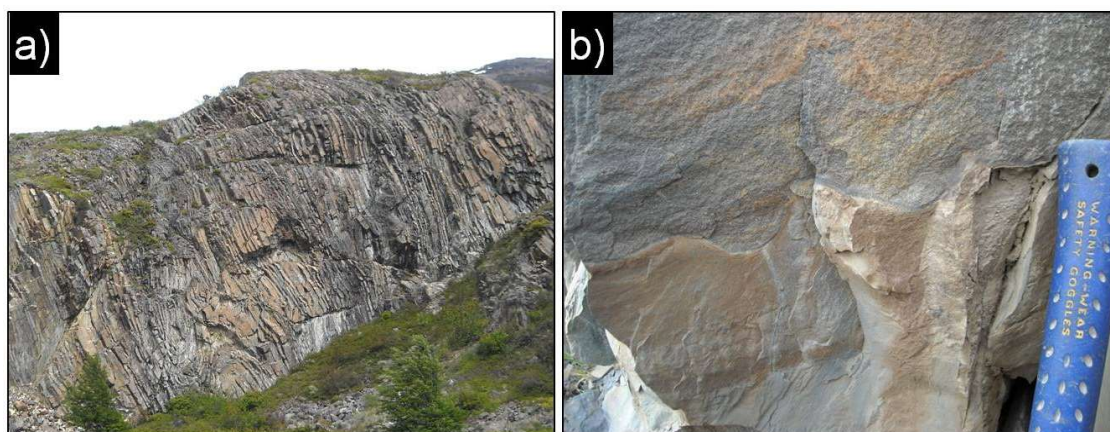
Figura 2.7. a) Línea sísmica A-A' mostrando las principales etapas evolutivas de foreland ocurridas en la cuenca de Magallanes (Austral). En **b)** se presenta la línea interpretada mostrando la configuración de *onlap* del Cretácico Superior sobre las sucesiones de previas de Sag Termal; y *onlap* Paleógenos sobre sucesiones de foreland I. Notar la geometría en forma de cuña de las etapas de foreland I y II. Abreviaciones: TWT: tiempo de tránsito en segundos; BF: Basal Foreland, Cretácico Superior; G7: límite Mesozoico – Cenozoico. Modificado de Gallardo, 2014 (después de Mella *et al.* 2010).

En base a información sísmica de subsuelo y geológica de superficie es posible distinguir la migración de los sucesivos depocentros en dirección al este y norte (Álvarez-Marrón *et al.*, 1993; Kraemer, 2003; Ghiglione y Ramos, 2005; Rojas y Mpodozis, 2006; Gallardo, 2014). Hacia el Neógeno, el fallamiento desarrollado durante el Jurásico es reactivado generando el Estrecho de Magallanes (Diraison *et al.*, 1997, 2000) y la segmentación de la faja plegada y corrida Fueguina (Ghiglione *et al.*, 2013).

2.2.1 Estadio de Foreland I: Coniaciano (?) – Maastrichtiano

La etapa inicial del foreland se caracteriza por marcada subsidencia debido a carga tectónica lo que favorece la entrada de sedimentos detríticos hacia la cuenca provenientes de la erosión de la proto-Cordillera cretácica (Mella, 2001), los que se depositan formando una cuña que se engrosa hacia el oeste, representando un evento progradacional mayor con desarrollo de complejos de talud y abanicos turbidíticos de baja y alta densidad (Katz, 1963; Cortés, 1964; Wilson, 1991; McAtamney *et al.*, 2011).

En la zona de Última Esperanza se deposita la Formación Punta Barrosa de carácter turbidítico (Foto. 2.5) (Katz, 1963; Cortés, 1964; Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2003) que consiste en areniscas depositadas por corrientes de alta energía desde el N-NW al S-SE.

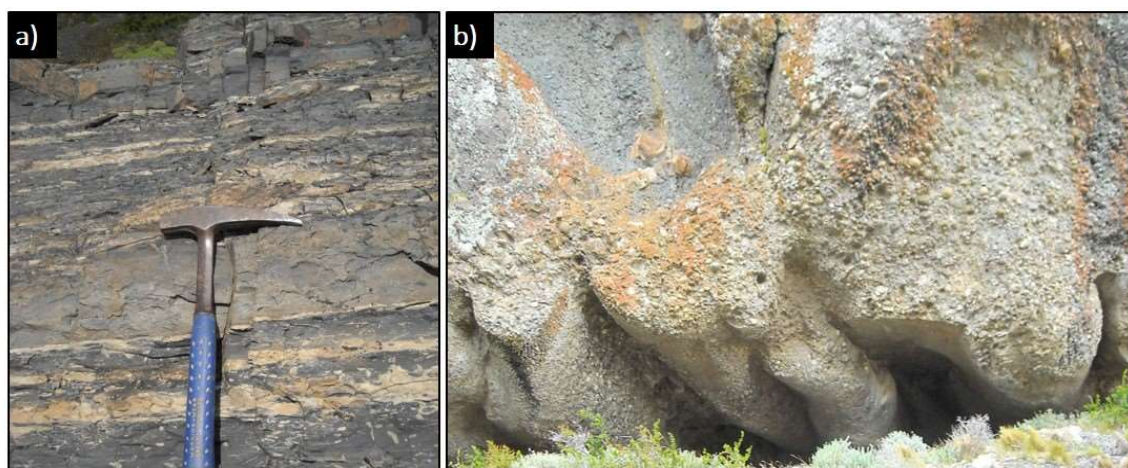


Fotografía 2.5. a) Afloramiento de la Formación Punta Barrosa, cercanías del Glaciar Grey, zona de Última Esperanza. b) Estructuras de carga en la Formación Punta Barrosa, zona de Última Esperanza.

Las sucesiones de la Formación Punta Barrosa corresponden a los primeros depositados acumulados durante la etapa compresiva, registrando en su base una edad de 92.23 ± 0.71 Ma. (Fildani *et al.*, 2003), y 100 ± 1 Ma. para la transición Zapata-Punta Barrosa

en un nivel de ceniza volcánica en la zona de Última Esperanza (Fosdick *et al.*, 2011), ambas edades obtenidas mediante el método U-Pb.

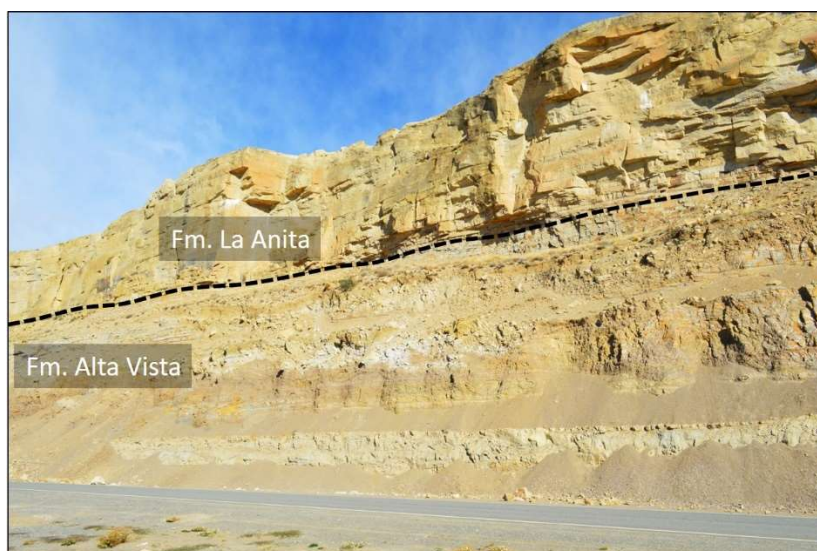
Sobre la Formación Punta Barrosa se disponen concordantes las lutitas hemipelágicas y areniscas turbidíticas de la Formación Cerro Toro (Katz, 1963; Harambour y Soffia, 1988a; Wilson, 1991) (Fig. 2.4; Foto. 2.6a), dentro de los cuales se intercalan los Conglomerados Lago Sofía (Fig. 2.4; Foto. 2.6b) (Katz, 1963; Cortés, 1964; Wilson, 1991), que representarían una asociación de Facies relleno de canal acumulados en la parte interna del abanico submarino, alimentando desde el norte (Cortés, 1964; Winn y Dott, 1979; Wilson, 1991) como desde el oeste (Sohn *et al.*, 2002; Choe *et al.*, 2004; Beaubouef, 2005).



Fotografía 2.6. a) Formación Cerro Toro, zona de Última Esperanza. b) Conglomerados Lago Sofía, canales alimentadores en la base de las capas, zona de Última Esperanza.

En el sector noreste de la cuenca en la Provincia de Santa Cruz en Argentina, las condiciones de sedimentación varían de Facies marino someras a continentales, al contrario de las Facies profundas registradas en el depocentro Cretácico al sur de la cuenca (Kraemer y Riccardi, 1997; Nullo *et al.*, 1999; Varela *et al.*, 2012; Varela, 2015; Ghiglione *et al.*, 2021). En el sector del Lago Viedma y Lago Argentino, se depositan las formaciones Cerro Toro (Mpodozis *et al.*, 2011) y Alta Vista (Foto. 2.7) (Kraemer y Riccardi, 1997; Nullo *et al.*, 1999) de edad Santoniano-Campaniano (Fig. 2.4). La Formación Cerro Toro, al norte del Lago Argentino, engrana hacia el este con las areniscas arcillosas y conglomerados deltaicos de la Formación Mata Amarilla en su parte superior (Nullo *et al.*, 1981; Varela *et al.*, 2012), para la cual Varela *et al.* (2012) asignan una edad de 96.23 ± 0.71 Ma. mediante el método U-Pb.

Este sistema progradante avanzó en dirección al SW, en condiciones depositacionales marina somera en su base a continentales en el techo (Maceralli, 1998; Varela *et al.*, 2012). Hacia Lago Belgrano y Lago Cardiel, la Formación Mata Amarilla engrana con fangolitas tobas rojizas continentales de la Formación Cardiel, de edad coniaciana a maastrichtiana (Russo y Flores, 1972; Riccardi y Rolleri, 1980; Andreis *et al.*, 2007).



Fotografía 2.7. Formación Alta Vista y La Anita, en Río Leona, Provincia de Santa Cruz.

Hacia el suroeste de la cuenca, en el área Isla Riesco-Península Brunswick, las formaciones Latorre, Escarpada y Fuentes (Figs. 2.4, 2.5) (Castelli *et al.*, 1992, 1993; Mpodozis *et al.*, 2011), se relacionan genéticamente a las formaciones Punta Barrosa, Cerro Toro y Conglomerados Lago Sofía, depositadas en Última Esperanza (Thomas, 1949a; Katz, 1963; Wilson, 1991; Sohn *et al.*, 2002; Romans *et al.*, 2009a,b).

La Formación Latorre corresponde a una serie turbidítica de areniscas glauconíticas medias a finas, con clastos de rocas volcánicas, metamórficas (pizarras negras) y limolitas, para la cual se estima un espesor de hasta 500 m (Céspedes, 1960; Covacevich, 1991; Castelli *et al.*, 1992; Cañon, 2000; Álvarez *et al.*, 2006). Se le asigna una edad máxima de depositación de 89 Ma. en Isla Latorre en base a circones detríticos (TO-64; Álvarez *et al.*, 2006; Figs. 2.4, 2.6). Por su parte, McAtamney *et al.*, (2011) asignan una edad U-Pb de 89.4 Ma. para el techo de la formación en Seno Otway (MC-89.4 Ma., McAtamney *et al.*, 2011; Fig. 2.6) confirmando la edad anterior. En tanto, la base de la Formación Latorre al sur de Península Brunswick se reconoce a los 96.2 Ma. mediante el método U-Pb (MC-96.2 Ma., Fig. 2.6) (McAtamney *et al.*, 2011).

En Isla Latorre se observan gruesos conglomerados y areniscas gruesas canalizados de base erosiva por sobre la Formación Latorre denominada Formación Escarpada (de hasta 800 m de espesor en Isla Escarpada), similares a los Conglomerados Lago Sofía en Última Esperanza, los que presentan dirección de paleocorrientes provenientes del W y SW en Isla Escarpada (Covacevich, 1991; Castelli *et al.*, 1992, 1993). Edades U-Pb indican una edad máxima de depositación de 86 Ma. en la costa norte de Seno Skyring para la Formación Escarpada (TO-67; Álvarez *et al.*, 2006) (Fig. 2.6), y de 77 Ma. al sur de Península Brunswick (TO-71; Álvarez *et al.*, 2006) (Fig. 2.6). Mientras, McAtamney *et al.*, (2011) asignan una edad de 81.0 Ma. para la base de la formación mediante el mismo método U-Pb en Península Brunswick (MC-81 Ma., Fig. 2.6).

Por su parte, la Formación Fuentes depositada entre el Campaniano inferior al Maastrichtiano inferior (Figs. 2.4, 2.6) (Lashen y Charrier, 1972; Hünicken *et al.*, 1980; Covacevich, 1991; Castelli *et al.*, 1993), corresponde a areniscas glauconíticas, limolitas y margas depositadas en un ambiente de plataforma somera muy subsidente, con un registro de hasta 2800 m de espesor en la costa este de Península Brunswick (Charrier y Lashen, 1969; Castelli *et al.*, 1992; Cañon, 2000).

Mientras, hacia el área de plataforma en dirección al este, el subsuelo de Tierra del Fuego, el inicio de la cuenca de antepaís se evidencia en la sedimentación de arcillolitas y lutitas con intercalaciones de areniscas finas y calcáreas de la Formación Lutitas Arenosas, la que es depositada en un ambiente de plataforma media a externa (Mordojovich, 1951; Hauser, 1964, Biddle *et al.*, 1986) (Fig. 2.4). En la costa atlántica del lado argentino, la Formación Lutitas Arenosas se correlaciona con la sección superior de la Formación Arroyo Alfa y con la Formación Cabeza de León (Fig. 2.4), compuesta de arcillolitas y limolitas con presencia de niveles de areniscas finas (Flores *et al.*, 1973).

Estas Facies están representadas en el área del Lago Blanco y Lynch, Tierra del Fuego en Chile, por turbidíticas densas en la base a diluidas al techo de la Formación Cerro Matrero de edad Coniaciano al Campaniano (Álvarez-Marrón *et al.*, 1993; McAtamney *et al.*, 2011), con direcciones de paleocorrientes dirigidas al NE (Harambour *et al.*, 1989) (Figs. 2.4, 2.8).

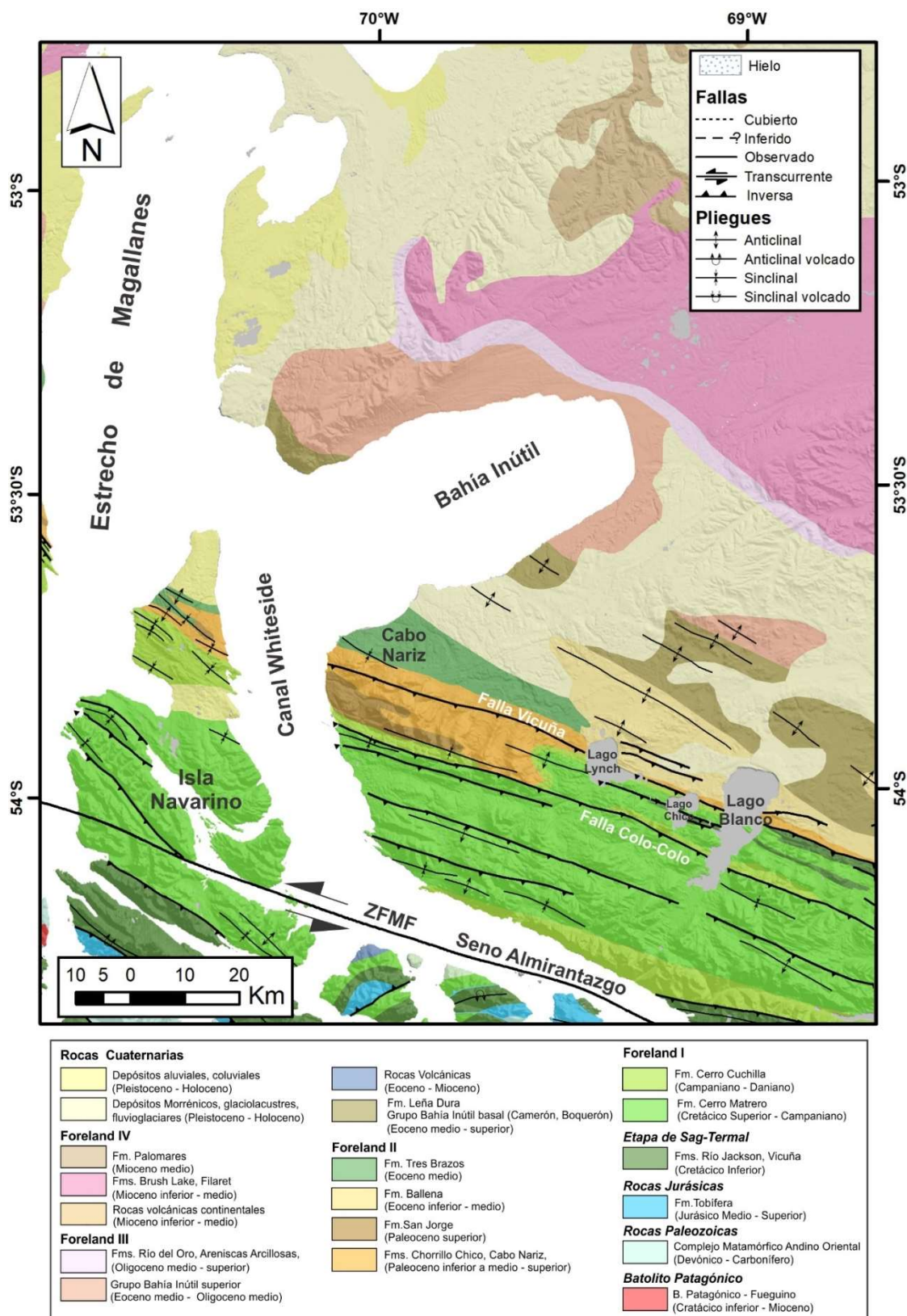


Figura 2.8. Mapa geológico de la parte sur de Tierra del Fuego Chilena. ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano. Modificado de Céspedes, 1957; Rojas y Mpodozis, 2006; Sáez, 2017; SERNAGEOMIN, 2003).

Hacia el norte de la anterior, se depositan limolitas arcillosas de la Formación Río García (Cortés y Valenzuela, 1960; Álvarez-Marrón *et al.*, 1993), en un ambiente de plataforma

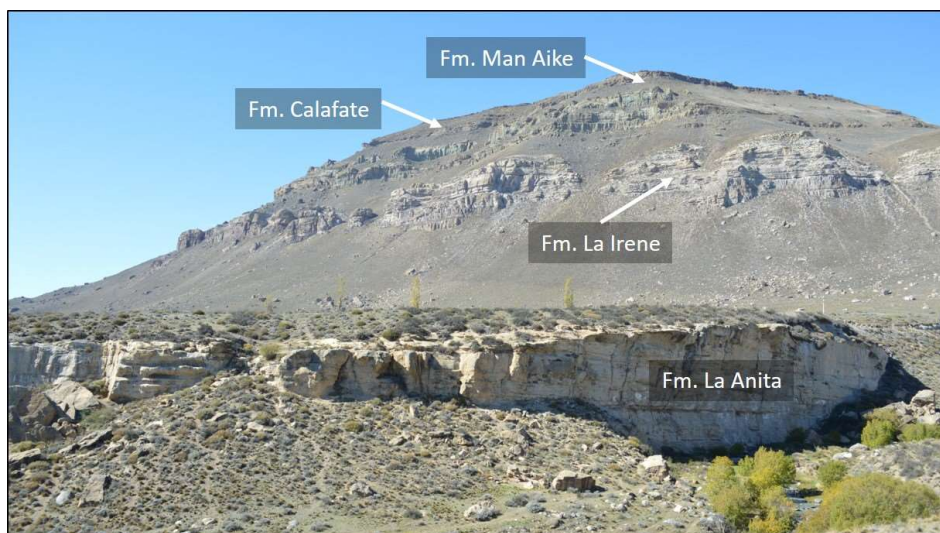
externa (Figs. 2.4, 2.5). McAtamney *et al.* (2011) definen el inicio de la depositación turbidítica de foreland en los niveles superiores de la Formación La Paciencia en Tierra del Fuego, indicando en base al método U-Pb una edad de 88-89 Ma.

En el Campaniano a Maastrichtiano inferior, la cuenca registra un periodo de aparente colmatación y desarrollo de sistemas deltaicos y de talud (Mella, 2001; Romans *et al.*, 2011). Este ciclo regresivo está representado por un complejo progradante que avanzó desde el norte hacia el sur, cuya expresión más septentrional está en la Provincia de Santa Cruz corresponde a las formaciones Cerro Fortaleza, La Anita, y Chorrillo (Fig. 2.4; Fotos. 2.7–2.9a).

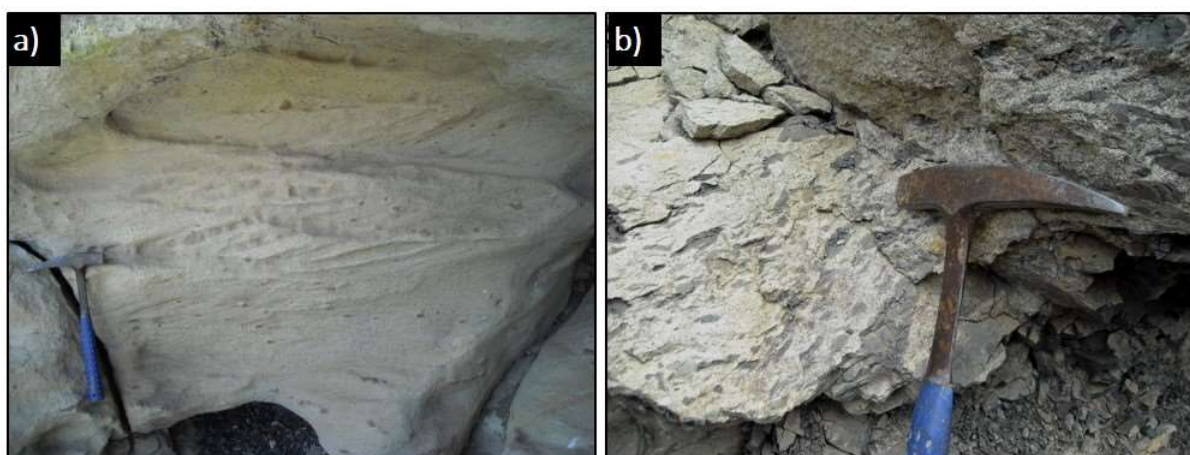
La Formación Cerro Fortaleza consta de Facies clásticas finas depositadas en un ambiente de planicie aluvial, que gradan hacia el sur a depósitos marino litorales a deltaicos de la Formación La Anita (Macellari *et al.*, 1989; Macellari, 1998; Kraemer y Riccardi, 1997; Nullo *et al.*, 1999). En la zona de Calafate, conglomerados y areniscas de la Formación Chorrillo son depositadas en un ambiente marino litoral a deltaico de alta energía (Leanza, 1972; Kraemer y Riccardi, 1997; Nullo *et al.*, 1999). En el sector de Río Turbio, el equivalente de este sistema progradante son las areniscas y conglomerados de la Formación Cerro Cazador (Feruglio, 1938; Malumián *et al.*, 2000), depositada en un ambiente de frente de delta proveniente desde el norte; y en Última Esperanza en Chile, a las areniscas y limolitas de la Formación Tres Pasos (Fig. 2.4; Foto. 2.9b) (Katz, 1963; Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2003; Shultz y Hubbard, 2005) la que es interpretada como un sistema progradacional de talud (Romans *et al.*, 2009b; Hubbard *et al.*, 2010).

Mientras, en la costa atlántica Argentina, entre el Campaniano superior al Maastrichtiano inferior, se deposita una sucesión de arcillolitas, areniscas y conglomerados de carácter turbidítica proveniente desde el sur, denominada Formación Bahía Thetis (Figs. 2.4, 2.9) (Olivero *et al.*, 2003; Olivero y Malumián 2008).

Hacia el Maastrichtiano, en Última Esperanza se deposita en concordancia la Formación Dorotea (Fig. 2.4), compuesta esencialmente de areniscas arcillosas en parte glauconíticas, escasos conglomerados (~1000 m de espesor) depositados en un ambiente marino somero a deltaico (Katz, 1963; Harambour y Soffia, 1988a; Wilson, 1991; Covault *et al.*, 2009; Romans *et al.*, 2011).



Fotografía 2.8. Afloramiento de las formaciones del Cretácico Superior (Campaniano) a Eoceno en Cerro Calafate, Provincia de Santa Cruz.



Fotografía 2.9. a) Afloramiento de la Formación La Anita mostrando areniscas con estratificación cruzada, sector Sierra Baguales, en la zona de Última Esperanza. **b)** Sección inferior de la Formación Tres Pasos con clastos arcillosos basales, zona de Última Esperanza.

Para la Formación Dorotea estudios bioestratigráficos y U-Pb indican una edad comprendida entre los 72 a 65 Ma. (Macellari *et al.*, 1989; Romans *et al.*, 2010a,b; Schwartz *et al.*, 2017). Fue asignada al Campaniano-Maastrichtiano (71 ± 1.2 Ma.) mediante dataciones U-Pb realizadas por Gutiérrez *et al.* (2013) en Sierra Baguales, en tanto, Fosdick *et al.* (2015) entregan edades de 61.9 ± 0.3 Ma. a Selandiano para la Formación Dorotea en las cercanías de Cerro Castillo. Al este, en la zona de Río Turbio, la formación es dividida en una sección basal con areniscas carbonáticas y glauconíticas de carácter transgresivo y condiciones de depositación marino litoral denominada Formación Monte Chico (~150–400 m de espesor) del Maastrichtiano-Paleoceno inferior (Malumián *et al.*, 2000; Povilauskas, 2011), extendiéndose

hacia el Lago Argentino donde se denomina Formación Calafate, de similar edad y litología (Foto. 2.8) (Macellari *et al.*, 1989; Nullo *et al.*, 1981; Malumián *et al.*, 2000); y una sección superior regresiva (~500 m de espesor) compuesta de areniscas finas a conglomerados, niveles de coquinas y mantos de carbón del Paleoceno inferior a medio, denominada Formación Dorotea (Feruglio, 1938; Malumián *et al.*, 2000).

En la zona de Seno Skyring y Península Brunswick, sucesiones del Maastrichtiano se identifican bajo el nombre de Formación Rocallosa (Figs. 2.4, 2.5) (Charrier y Lahsen, 1969; Castelli *et al.*, 1993; Mella, 2001), constituidas de areniscas conglomerádicas, areniscas glauconíticas y margas depositadas en ambiente de plataforma somera, con espesores que varían entre 300-600 m en la costa norte de Isla Riesco (Castelli *et al.*, 1992; Mella, 2001). Dataciones U-Pb en circones detríticos en areniscas de la Formación Rocallosa en la costa norte de Seno Skyring (Punta Eulogio) entregan una edad máxima de depositación de 62 Ma. (?) (TO-24; Álvarez *et al.*, 2006; Fig. 2.6), en tanto, estudios bioestratigráficos en la costa norte de Seno Skyring (Punta Eulogio) la asignan entre el Campaniano superior a Maastrichtiano (Covacevich, 1991). Hacia el centro-oeste de Tierra del Fuego, sobre la Formación Río García se disponen en concordancia areniscas finas y limolitas de la Formación Cerro Cuchilla (Figs. 2.4, 2.8) (Cortés y Valenzuela, 1960; Harambour *et al.*, 1989; Álvarez-Marrón *et al.*, 1993), la que representaría un abanico turbidítico progradante hacia el norte durante el Maastrichtiano superior (Sánchez *et al.*, 2010).

En la costa atlántica de Tierra del Fuego, rocas del Maastrichtiano pueden ser reconocidas en la Formación Policarpo (Figs. 2.4, 2.9) (Olivero *et al.*, 2003), caracterizada por areniscas arcillosas, areniscas tobáceas y limolitas, dispuestas en discordancia angular sobre rocas de la Formación Bahía Thetis (Olivero y Malumián, 2008). Al sur de Tierra del Fuego, en la zona de Cabo Nariz y Bahía Inútil, se reconocen las sucesiones turbidíticas (~1500 m de espesor) de la Formación Cabo Nariz, para las que se describen Facies basales mayormente limoarcillosas, y Facies superiores de areniscas y areniscas conglomerádicas, interpretadas como un abanico submarino que prograda hacia el norte, cuya edad es asignada al Paleoceno medio a superior en base al contenido fosilífero y dataciones U-Pb (Fig. 2.8) (Sánchez *et al.*, 2010).

2.2.2 Estadío de Foreland II: Paleoceno inferior a medio – Eoceno medio

A nivel regional, entre el Cretácico Superior – Paleógeno Inferior (72-48 Ma) la placa Phoenix (Aluk) subductaba bajo gran parte del margen chileno con dirección ESE-WNW, a una tasa de convergencia >10 cm/año, mientras la dorsal que separaba las placas Farallon–Phoenix se desplazaba hacia el sur (Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella, 2012).

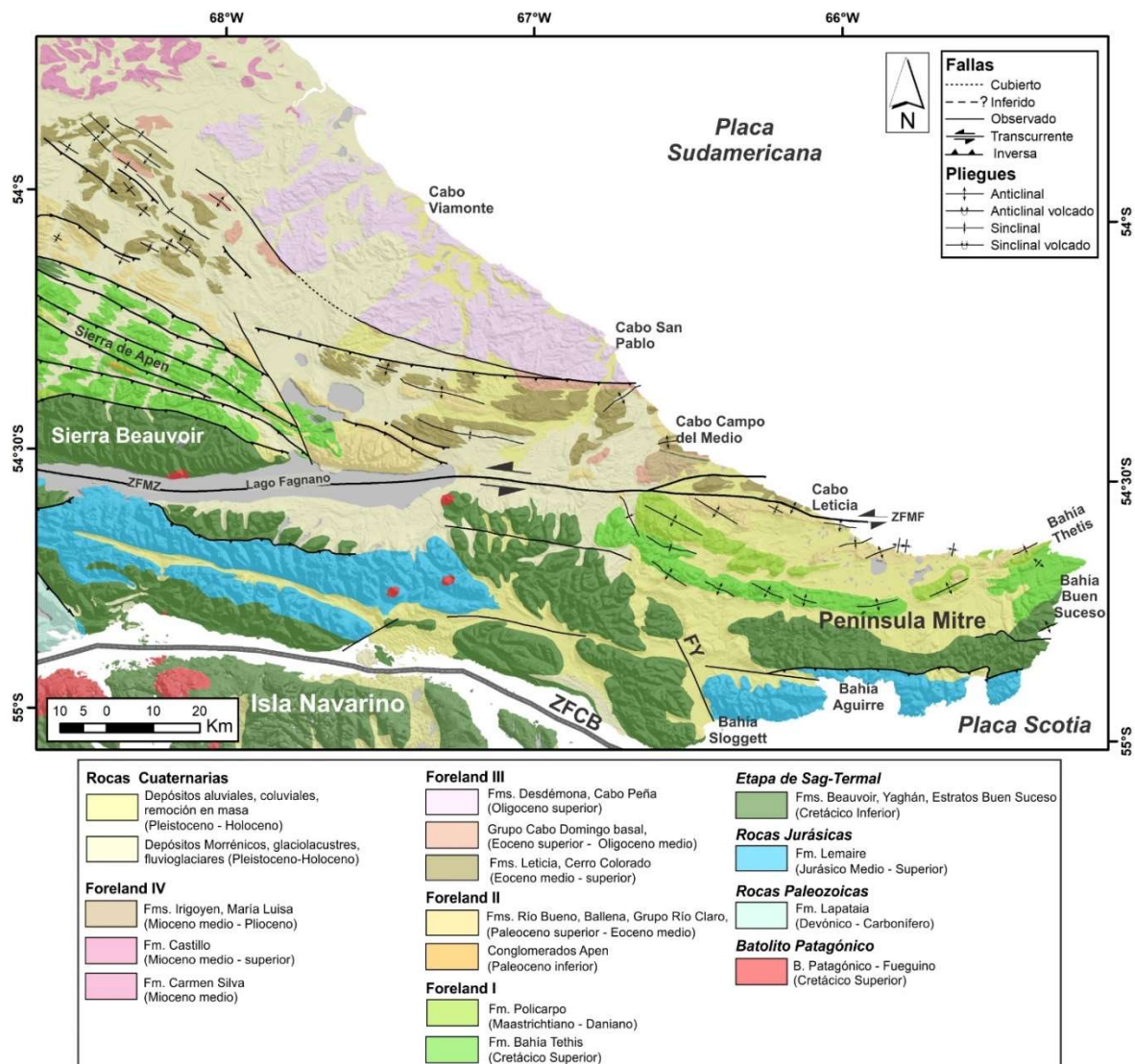


Figura 2.9. Mapa geológico del área de Tierra del Fuego Argentina y parte norte de Tierra del Fuego Chilena. ZFMF: zona de falla Magallanes-Fagnano; ZFCB: zona de falla Canal Beagle; FY: falla Yehuín. Modificado de SERNAGEOMIN, 2003; Olivero y Malumián, 2008.

A inicios del Paleoceno se registra una migración del frente de deformación desde el sur de Tierra de Fuego hacia el norte y este (Prieto y Moraga, 1990; Olivero *et al.*, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006; Torres Carbonell *et al.*, 2014; Betka *et al.*, 2015), evidenciada en una discordancia angular en las unidades sedimentarias paleocenas (Ghiglione y Ramos, 2005).

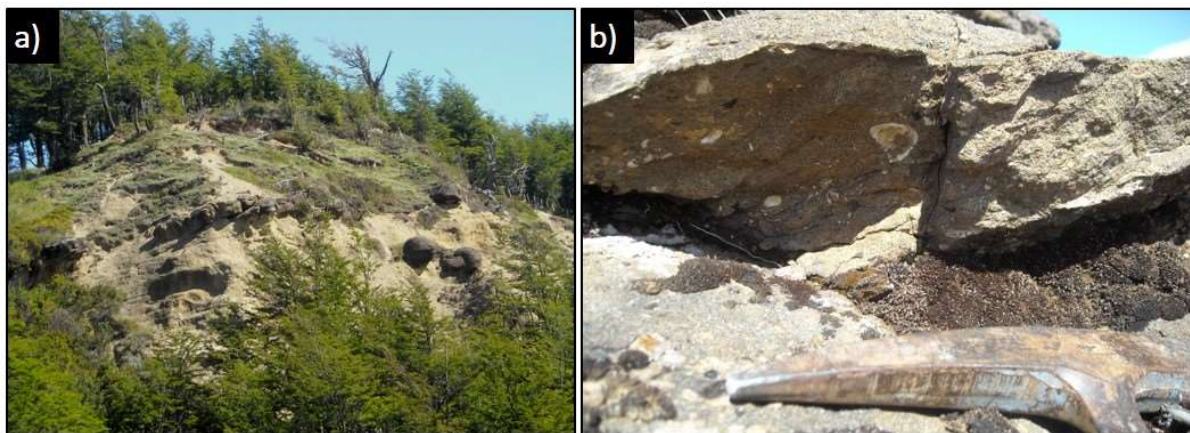
Esta discordancia se podría atribuir al rápido alzamiento y consecuente enfriamiento del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin cerca de los 65 Ma. (Kohn *et al.*, 1995; Barbeau *et al.*, 2009; Gombosi *et al.*, 2009).

Datos paleomagnéticos indican rotación antihoraria de los Andes Australes a partir del Cretácico Superior – Paleógeno, lo que dio origen al denominado “Oroclino Patagónico” (Carey, 1958; Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham, 1995) o al recientemente llamado “Arco Patagónico” (Poblete *et al.*, 2014; Maffione *et al.*, 2015; Rapalini *et al.*, 2015). Esta rotación aparentemente creciente de norte a sur, alcanza en Tierra del Fuego valores de hasta 90° en el sector externo del oroclino, y se habría ocurrido a partir de los ~90 Ma. (Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991; Kraemer, 2003). Los mecanismos impulsores para la formación del oroclino han sido relacionados con un régimen transpresional entre el extremo sur de Sudamérica y la Península Antártica, junto con el cierre de la cuenca de Rocas Vedas (Cunningham *et al.*, 1991; Barker, 2001; Kraemer, 2003; Maffione, 2016). El registro de rotaciones en los Andes Patagónico-Fueguinos no es menor a los ~50 Ma. (Maffione, 2016), lo que implica que el desarrollo de la faja plegada y corrida Fueguina convive con la flexión oroclinal durante el Cretácico Superior a Paleoceno, al menos.

La progresiva migración de la cuenca de foreland en dirección al cratón, genera carga renovada y creación de espacio de acomodación, quedando registrada en Península Brunswick e Isla Riesco con la depositación de una potente secuencia transgresiva marino a marino somera conocida en la base como Formación Chorrillo Chico (Thomas, 1949a) (Figs. 2.4–2.6, 2.8). Esta unidad se constituye de arcillolitas, limolitas y areniscas finas con niveles de glauconita y concreciones calcáreas, las que alcanzan entre los 300-400 m en la costa norte de Isla Riesco (Thomas, 1949a; Charrier y Lahsen, 1969; Mella, 2001; Rivera *et al.*, 2020). Hervé *et al.* (2004) entregan una edad máxima de depositación máxima de 58 ± 2.2 Ma. para la formación, en una muestra recolectada en Seno Otway (Punta Prat). Sin embargo, esta edad podría corresponder a la base de la unidad compuesta de lutitas, areniscas arcillosas y limolitas, con niveles de glauconita y concreciones calcáreas, depositadas sobre la Formación Chorrillo Chico y denominada Formación San Jorge (Von Goetsche y Huca, 1953) (Fig. 2.4). Mediante datos de afloramientos, Von Goetsche y Huca (1953) diferencian las formaciones Chorrillo Chico y San Jorge en base a contenido fosilífero y competencia de sus Facies. Pinto *et al.* (2018), mediante dataciones U-Pb asignan edades Paleoceno inferior a medio para la Formación Chorrillo Chico, destacando además un hiato entre el Selandiano inferior al

Thanetiano en el registro Paleoceno. Se evidencia de esta manera la existencia de un hiatus depositacional para el Paleoceno inferior en Península Brunswick - Isla Riesco y Tierra del Fuego (Hauser, 1964; Hervé *et al.*, 2004; Pinto *et al.*, 2018) y desde el Paleoceno al Eoceno medio en Última Esperanza (Biddle *et al.*, 1986; Malumián *et al.*, 2000; Hervé *et al.*, 2004; George *et al.*, 2019; Fosdick *et al.*, 2020; Horton, 2022). En Subsuelo de Tierra del Fuego, en Argentina, durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior se acumula la unidad informal denominada “Senoniano” (Miller *et al.*, 2022).

En el Eoceno inferior a medio, se disponen concordantemente arcillolitas y limolitas intercaladas con areniscas finas de la Formación Agua Fresca (~2300 m de potencia) (Decat y Pomeyrol, 1931; Von Goetsche y Huca, 1953; Charrier y Lashen, 1969; Natland *et al.*, 1974); y areniscas finas a medias, con intercalaciones de areniscas calcáreas y limolitas de la Formación Tres Brazos (~1300 m de potencia) (Fig. 2.4; Foto. 2.10) (Decat y Pomeyrol, 1931; Thomas, 1949a; Natland *et al.*, 1974), depositadas ambas formaciones en un ambiente de plataforma externa a media poco profunda (Mella, 2001).



Fotografía 2.10. a) Afloramiento de la Formación Tres Brazos en Río Tres Brazos, Sur de Punta Arenas. b) areniscas conglomerádicas portadoras de fauna, Sur de Punta Arenas en Península Brunswick.

En subsuelo de Tierra del Fuego, luego de un hiato que abarca gran parte del Paleoceno se reconoce la Formación Zona Glauconítica (Fig. 2.4) (~70-100 m de potencia), compuesta de areniscas finas, limolitas y arcillolitas grises, intercalación de horizontes calcáreos, glauconita y abundante microfauna (foraminíferos bentónicos) plataformales (Hauser, 1964; González, 1965; Biddle *et al.*, 1986). Equivalentes de la Zona Glauconítica en subsuelo de Tierra del Fuego en Argentina, corresponde a las areniscas de la sucesión denominada informalmente Glauconítico B (Fig. 2.4), y a las margas de la unidad informal denominada Formación Margosa

Media, depositadas durante el Eoceno medio (Fig. 2.4) (Robbiano *et al.*, 1996; Malumián, 2002). En el área de Vicuña en Tierra del Fuego, se reconocen similares formaciones a las descritas para el Eoceno inferior a medio en Península Brunswick e Isla Riesco. Sobre la Formación Cerro Cuchilla se disponen las formaciones Chorrillo Chico, Agua Fresca y Tres Brazos (Fig. 2.4) (Decat y Pomeyrol 1931; Prieto y Moraga, 1990; Álvarez-Marrón *et al.*, 1993).

Estas últimas sucesiones se extienden hacia el sur de Tierra del Fuego donde engranan lateralmente con la Formación Ballena (Figs. 2.4, 2.8, 2.9) (Barwick *et al.*, 1951; Prieto y Moraga, 1990), descritas como arcillolitas, areniscas con estratificación cruzada y conglomerados hacia el techo, interpretadas como una cuña de progradación hacia el norte con Facies de frente de delta y desarrollo de canales distributarios. Esta cuña habría sido alimentada desde el sur con productos de la erosión del orogeno Patagónico-Fueguino en alzamiento durante el Eoceno medio a superior (Prieto y Moraga, 1990; Ghiglione *et al.*, 2002; Rojas y Mpodozis, 2006).

Al este de Tierra del Fuego el registro sedimentario Paleoceno es más completo, depositándose en discordancia angular sobre la Formación Policarpo conglomerados basales y areniscas de grano grueso de la Formación Tres Amigos del Paleoceno superior (Figs. 2.4, 2.9) (Olivero *et al.*, 2002; Ghiglione y Ramos, 2005; Olivero y Malumián, 2008). Estas Facies de grano grueso pueden ser correlacionadas con los conglomerados de Sierra de Apen (Fig. 2.4, 2.9) en la costa norte del Lago Fagnano, representando un sistema de abanico submarino (Olivero y Malumián, 2008).

Desde el Paleoceno superior al Eoceno inferior, se deposita en la costa atlántica de Tierra del Fuego el Grupo Río Claro (Figs. 2.4, 2.9) (formaciones Cabo Leticia, La Barca, Punta Noguera, Cerro Ruperto y Punta Torcida: Malumián y Caramés, 2002; Olivero *et al.*, 2002; Ghiglione y Ramos, 2005; Olivero y Malumián, 2008; Olivero *et al.*, 2020). Este grupo se compone de Facies de grano grueso a fino, con intercalaciones de carbón y glauconita, que representarían una secuencia regresiva con desarrollo de un sistema turbidítico relativamente profundo en la base y depósitos de plataforma somera al techo (Formación Cerro Ruperto) (Olivero y Malumián, 2008). Dataciones U-Pb en circón detrítico entregan una edad luteniana inferior (46.3 ± 0.4 Ma.) para la Formación Punta Torcida (Olivero *et al.*, 2020).

Sobre el Grupo Río Claro, se dispone en Grupo la Despedida, compuesto de areniscas glauconíticas, lutitas y limolitas que varían entre ambientes marino someros y estaurinos (Figs. 2.4, 2.9) (formaciones Leticia y Cerro Colorado: Olivero y Malumián, 1999; Olivero y

Martinioni, 2001; Ghiglione y Ramos, 2005), cubriendo en discordancia angular a la Formación Punta Torcida. Para la Formación Leticia se asigna una edad bartoniana (39.6 ± 0.82 Ma. y 41.9 ± 0.71 Ma.) en base a dataciones U-Pb en circón detrítico (Olivero *et al.*, 2020).

2.2.3 Estadio de Foreland III: Eoceno medio a superior – Oligoceno

Entre el Eoceno medio a Oligoceno, la placa Farallón subductaba en la parte norte de la Patagonia con una dirección de convergencia oblicua NE–SW a velocidad constante de 6 cm/yr; mientras, hacia el sur, la placa Phoenix (Aluk) subductaba bajo la Patagonia sur con dirección ESE–WNW y una tasa de convergencia >10 cm/año (Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella, 2012). Se ha propuesto, que el paso de este segmento de dorsal oceánica podría ser responsable tanto de la deformación compresiva ocurrida entre los $\sim 48^\circ$ – 52° de latitud sur, como del volcanismo basáltico de intraplaca del evento “Basalto Posadas”, ocurrido en la Provincia de Santa Cruz durante el Eoceno (Ramos y Kay, 1992; Kraemer *et al.*, 2002, Ramos, 2002). Mientras, en el extremo sur de la Patagonia, en el Eoceno medio a superior se inicia la apertura del Paso de Drake y del Mar de Scotia, que conlleva a la separación definitiva de Sudamérica y la Península Antártica (Barker, 2001; Eagles *et al.*, 2005; Eagles, 2016; Ghiglione *et al.*, 2008; 2016).

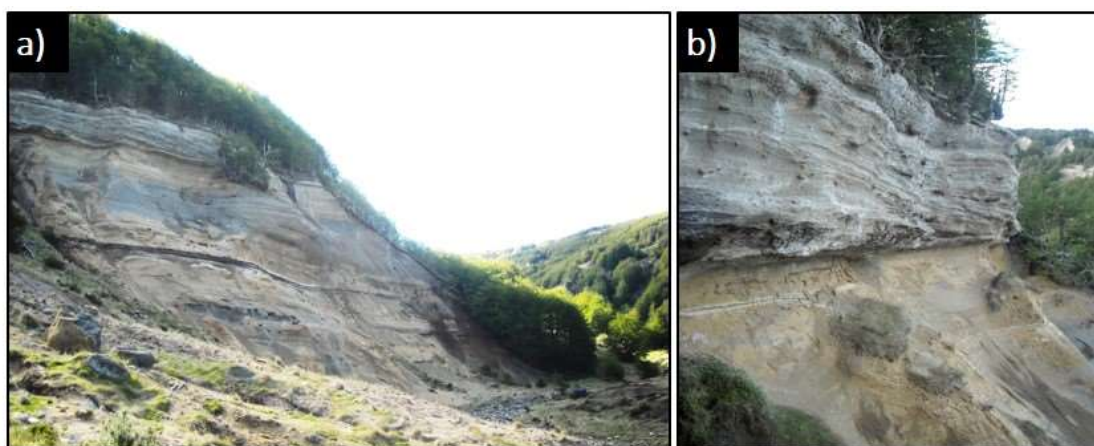
Desde el Eoceno medio la cuenca experimenta una reactivación por flexura asociada a la generación de nuevo relieve orogénico, favoreciendo el desarrollo de sistemas progradantes en dirección al norte y noreste (Mella, 2001; Malumián, 2002; Mpodozis *et al.*, 2011; Gallardo, 2014). De este modo, la cuenca adquiere una forma de cuña asimétrica que se engrosa al oeste y sur (Mella *et al.*, 2010; Gallardo, 2014). Este conjunto progradacional se ve reflejado por reflectores sísmicos marcadamente inclinados hacia el este, con aportes clásticos desde el oeste y suroeste (Mpodozis *et al.*, 2011; Gallardo, 2014). Hacia los 30 Ma., en Tierra del Fuego Argentina se produce una drástica profundización del medio sedimentario marcado por abundante fauna planctónica y bentónica (Malumián *et al.*, 2013).

El registro estratigráfico del inicio de esta etapa de foreland III se reconoce en subsuelo de Tierra del Fuego en la sección arcillosa basal del Eoceno medio a superior del Grupo Bahía Inútil (Figs. 2.4, 2.8) (formaciones Camerón y Boquerón: Keidel y Hemmer, 1931; Barwick, 1955; Céspedes, 1957), el que se correlaciona hacia el oeste con la Formación Leña Dura, compuesta de arcillolitas glauconíticas con intercalaciones calcáreas (~ 2500 m de espesor) (Figs. 2.4, 2.8) (Decat y Pomeyrol, 1931; Barwick, 1955). En ámbito de subsuelo hacia el este,

se identifica con una sucesión informal denominada Formación Glauconítico A (Rodríguez *et al.*, 2008). Estudios señalan un ambiente depositacional de talud y piso de cuenca para la Formación Leña Dura, o sección arcillosa inferior del foreland III (Malumián *et al.*, 2013; Sáez, 2017).

Estas sucesiones del Eoceno medio a superior comprenden un sistema progradante mayor, que en el área de Península Brunswick e Isla Riesco representan Facies de plataforma y frente de talud asignadas a la Formación Loreto como expresión occidental (Figs. 2.4, 2.5; Foto. 2.11) (Keidel y Hemmer, 1931; Gallardo, 2014), constituida de areniscas gruesas a finas, areniscas calcáreas, limolitas y arcillolitas en parte carbonosas, delgados bancos de carbón y tobas hacia el techo (Thomas, 1949a; Otero *et al.*, 2012; Gallardo, 2014). La edad para la Formación Loreto es asignada al Eoceno medio-superior a Oligoceno (?) (Natland *et al.*, 1974; Cañon y Ernst, 1975; Otero *et al.*, 2012; Malumián *et al.*, 2013).

Hacia el depocentro norte de la cuenca, en la zona de Río Turbio, se reconocen arcillolitas, areniscas finas a gruesas, conglomerados, mantos de carbón y restos vegetales de edad Eoceno medio a superior de la Formación Río Turbio (Leanza, 1972; Malumián y Caramés, 1997), depositada en un ambiente marino somero a estuarino/litoral. Fosdick *et al.* (2015) asignan edades comprendidas entre los 47.1 ± 2.7 Ma. y los 26.6 ± 0.2 Ma. para la depositación de la formación (Eoceno medio a Oligoceno superior) expuesta en Cancha Carrera. En la zona al norte del Lago Argentino, la Formación Río Turbio inferior es comparable con la Formación Man-Aike, conformada por areniscas gruesas con intercalaciones de conglomerados, portadores de abundante fauna (Fig. 2.4; Foto. 2.8) (Furque, 1973; Robbiano *et al.*, 1996; Malumián *et al.*, 2000).



Fotografía 2.11. a) Afloramiento de la Formación Loreto, localidad tipo en el sector Río las minas en Península Brunswick. b) Niveles de coquina en afloramiento de la Formación Loreto, sector Río las minas en Península Brunswick.

Rocas de la misma edad son reconocidas hacia la zona de Sierra Baguales, al norte de Torres del Paine en Chile, como Formación Río Baguales (Fig. 2.4), compuesta de una secuencia de lutitas, areniscas y conglomerados con presencia de moluscos fósiles (Le Roux *et al.*, 2010; Bostelmann *et al.*, 2013), para la cual Le Roux *et al.* (2012) asignaron una edad de 40.48 ± 0.37 Ma. en base a dataciones en circones detríticos.

En el sector central y oriental de la cuenca, unidades similares a la Formación Loreto son conocidas como Grupo Bahía Inútil superior (formaciones Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo) (Figs. 2.4, 2.8) (Keidel y Hemmer, 1931; Barwick, 1955, 1949). Este Grupo de formaciones se compone de arcillolitas, limolitas y areniscas asociadas a Facies de talud (Cañon, 1968), de edad Eoceno a Oligoceno en base a nanofósiles, y es cubierta por la Formación Areniscas Arcillosas (~100–400 m de espesor) (Figs. 2.4, 2.8) (Céspedes, 1957; González, 1965; Cañon y Ernst, 1975). En el ámbito del subsuelo, la Formación Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951) se reconoce como una sucesión de areniscas arcillosas con intercalaciones calcáreas, cuya asociación de foraminíferos indican una edad al Oligoceno a Mioceno Inferior (González, 1965), depositadas en un ambiente de plataforma somera (Mella, 2001). Rocas de similar edad se reconocen al sureste de la Provincia de Santa Cruz como Formación Magallanes Superior (Robbiano *et al.*, 1996). En tanto, en subsuelo de Tierra del Fuego en territorio argentino, se depositaba la unidad informal Formación Margosa Superior (Fig. 2.4) (Robbiano *et al.*, 1996; Peroni *et al.*, 2002).

Al este de Tierra del Fuego, rocas de edad oligocena son reconocidas en la parte frontal de la faja plegada y corrida fueguina, como la sección inferior del Grupo Cabo Domingo (Fig. 2.4) (Codignotto y Malumián, 1981; Olivero y Malumián, 2008). Este grupo se compone de limoarcillolitas, areniscas y conglomerados, interpretadas como parte de un sistema depositacional marino profundo (Olivero y Malumián, 2008).

2.2.4 Estadio de Foreland IV: Mioceno inferior – Neógeno

En el Cenozoico superior (26-0 Ma), la ruptura de la placa Farallon y la formación de la placa de Nazca, la que subducta bajo la mayor parte del margen chileno ocurre con una dirección dominante ENE–WSW a una velocidad de convergencia de >10 cm/año entre los 25-20 Ma, seguido de una desaceleración constante durante los últimos 10 Ma (Somoza y Ghidella, 2012). En tanto, al sur de la Patagonia la placa Antártica subducta bajo la Placa Scotia

con una dirección ~E–W a ~2 cm/año, disminuyendo hasta ~1 cm/año hacia el sur (DeMets *et al.*, 1990).

Los depósitos asociados a esta fase están representados por extensas secuencias transgresivas provenientes del este, de la denominada transgresión “Patagoniana”, que evolucionan simultáneamente hacia el oeste con sistemas fluviales, cubriendo, además, gran parte de la Provincia de Santa Cruz (Furque y Camacho, 1972; Natland *et al.*, 1974; Malumián *et al.*, 1999; Cuitiño *et al.*, 2012, 2015). Estas secuencias se disponen de manera subhorizontal sobre los depósitos de foreland III sin evidencias de progradación evidente al oeste del área de trabajo. Sin embargo, al este de Tierra del Fuego se reconoce como un sistema progradante hacia el oriente (Ponce *et al.*, 2008; Torres Carbonell *et al.*, 2009; este trabajo). El alzamiento del Mioceno inferior del orogeno Patagónico-Fueguino pudo haber estado controlado por profundas fallas de basamento, de alto ángulo, que generaron un acortamiento menor en el orogeno (Thomson *et al.*, 2001; Fosdick *et al.*, 2011), razón por la cual la sedimentación se realizó en áreas de mínima pendiente y escasa subsidencia por flexura (Mella, 2001; Mpodozis *et al.*, 2011).

Hacia el este de Tierra del Fuego, este evento transgresivo es registrado con la depositación de las areniscas, calizas y limolitas en ambiente de plataforma somera de la Formación Brush Lake (Figs. 2.4, 2.8) (Barwick, 1955) del Mioceno medio (Natland *et al.*, 1974), la cual engrana hacia el oeste con la sección inferior de la Formación el Salto (Figs. 2.4, 2.5) (González, 1965), compuesta de areniscas, conglomerados e intercalaciones de arcillolitas depositados en un ambiente de planicie aluvial (Mella, 2001). Sobre la Formación Brush Lake se deposita de manera concordante la Formación Filaret (Figs. 2.4, 2.8) (Cortés y Céspedes, 1955; Mella, 2001) caracterizada por areniscas, areniscas conglomerádicas, mantos de carbón y niveles de coquina depositados en un ambiente de plataforma somera (Mella, 2001), de edad Mioceno medio a superior (Cortés, 1963), y que engrana hacia el oeste con los niveles superiores de la Formación El Salto.

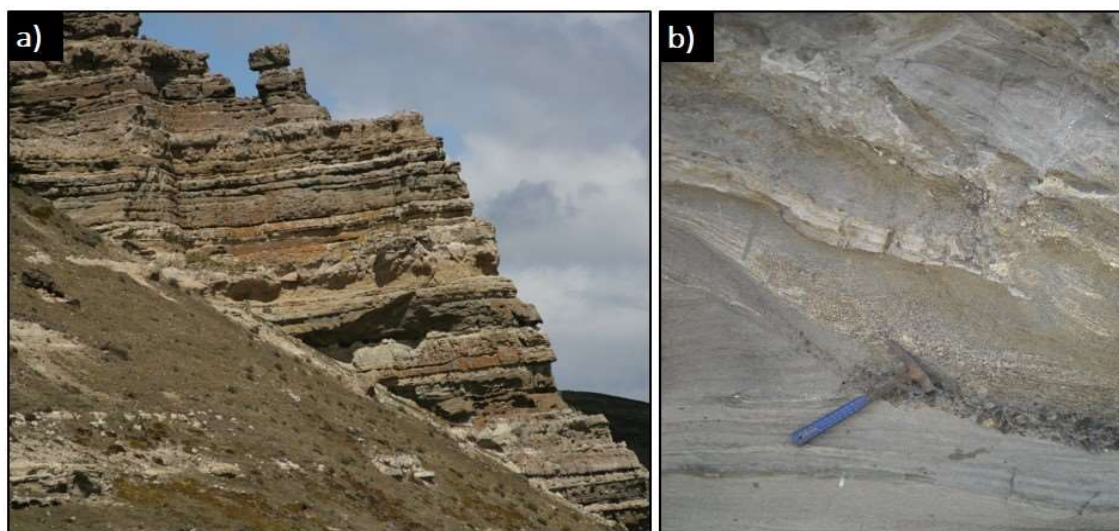
En la zona de Santa Cruz, cubriendo en discordancia a la Formación Man-Aike, la Formación Río Leona asignada al Oligoceno superior en base a contenido palinológico (Fig. 2.4) (Marensi *et al.*, 2005; Barreda *et al.*, 2009), se compone de areniscas, lutitas carbonáticas y conglomerados fluviales. Fosdick *et al.* (2011) le asignan una edad de 21.7 ± 0.3 Ma. en base a dataciones U-Pb en niveles de ceniza volcánica recolectada en Cancha Carrera. Por sobre la Formación Río Leona, la Formación Estancia 25 de Mayo (Fig. 2.4) (Ex Formación Centinela de

Furque y Camacho, 1972), consta de un miembro inferior de ambiente marino somero denominado Miembro Quien Sabe, y un miembro superior de ambiente estuarino dominado por mareas, separados ambos miembros por una discontinuidad (Cuitiño y Scasso, 2010). Cuitiño *et al.* (2012), realizan dataciones U-Pb en niveles piroclásticos en la base de la formación, registrando una edad de 19.14 ± 0.5 Ma.

En el sector este de Tierra del Fuego, rocas de esta edad están representadas en la sección superior del Grupo Cabo Domingo superior del Mioceno medio a superior (Figs. 2.4, 2.9) (Codignotto y Malumián, 1981; Olivero y Malumián, 2008), que comprenden sedimentos de ambiente marino somero en la base a sedimentos de ambiente deltaico a fluvial al techo. Hacia el sureste, se reconocen sucesiones de conglomerados y areniscas de las formaciones Puesto San José y Malengueña (Torres Carbonell *et al.*, 2009).

Los depósitos fluviales de las formaciones el Salto y Filaret en el sector chileno de Tierra del Fuego se encuentran cubiertas por la Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931; González, 1953) (Figs. 2.4, 2.8; Foto. 2.12). Estas sucesiones de origen volcánico de edad Mioceno superior a Plioceno inferior, constan de Facies volcánicas y volcanoclásticas de ambiente continental (González, 1953). Posteriormente, Velázquez (2016) y Velázquez *et al.* (2018) reconocen las asociaciones de la Formación Palomares al norte y este de Seno Skyring como tobas de cristales, tobas vítreas y líticas; tobas de ceniza fina, blancas con abundantes pómez y brechas monomíticas negras. En tanto en Tierra del Fuego, identifica tobas de ceniza blanca intercaladas por niveles arenosos y areniscas bioturbadas. Velázquez (2016) asigna una edad burdigaliana para la formación en Cordillera Vidal y cercanías de Río Rubens.

Facies de esta edad son reconocidas en la Provincia de Santa Cruz como Formación Santa Cruz (Fig. 2.4) (Furque y Camacho, 1972; Furque, 1973), y descritas como areniscas y conglomerados de origen fluvial con numerosas intercalaciones de tobas de caída, cuya edad fluctúa entre los 21–15 Ma. (Marshall *et al.*, 1977). Bostelmann *et al.* (2013) entregan una edad máxima de depositación para Formación Santa Cruz en Sierra Baguales de 18.23 ± 0.26 por Ma. por el método U-Pb en circones detríticos, coincidente con edades obtenidas por el mismo método por Cuitiño *et al.*, (2012) a los 18.85 ± 0.3 Ma. en la base de la formación, y por Fosdick *et al.* (2011) a los 18.1 ± 0.4 Ma. datadas en un nivel de ceniza volcánica.



Fotografía 2.12. a) Afloramiento de la Formación Palomares, zona de Las Nieves- Río San José, Última Esperanza. **b)** Facies de areniscas gruesas y conglomerados de la Formación Palomares, zona de Ultima Esperanza.

En Sierra Baguales, por sobre las rocas de la Formación Palomares se disponen rocas basálticas del Plateau de las Vizcachas (Muñoz, 2010). Estos basaltos presentan inclusiones ultramáficas, y se encuentran interestratificados con depósitos glaciares y fluviales (Muñoz, 2010). Este volcanismo de trasarco sería producto de la formación de una ventana astenosférica generada por la subducción de la Dorsal de Chile bajo la placa Sudamericana (Ramos y Kay, 1992; Gorring *et al.*, 1997; Ramos, 2005; Guillaume *et al.*, 2009). Edades radiométricas K-Ar en roca total obtenidas el Cerro Fraile, al sur del Lago Argentino, indican edades entre 2.05 ± 0.1 Ma. y 1.03 ± 0.05 Ma. (Fleck *et al.*, 1972). Posteriores dataciones realizadas por el mismo método indican edades Plioceno-Pleistoceno para estos flujos (Mejia *et al.*, 2004; Singer *et al.*, 2004).

CAPITULO 3

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE POZOS Y ASPECTOS DEPOSITACIONALES

Para el estudio en detalle del relleno sedimentario del depocentro sur de la cuenca de Magallanes se elaboraron nueve correlaciones estratigráficas regionales de variada orientación: NW-SE, N-S y W-E (Fig. 3.1), construidas a partir de columnas estratigráficas de pozo (cutting), registros geofísicos de perforación, y edades radiométricas K-Ar y U-Pb SHRIMP. Inicialmente, el sector se dividió para su descripción en cuatro áreas sobre la base de su posición relativa con la faja plegada y corrida: Isla Riesco-Península Brunswick, Tranquilo, Dorado-Riquelme, Dungeness (sector oriental del Estrecho de Magallanes) y Tierra del Fuego (Fig. 3.1).

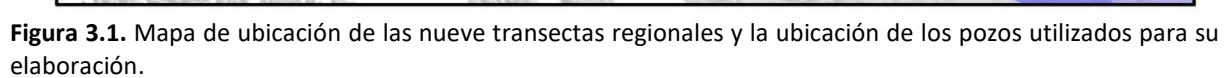
Con el objetivo de caracterizar y describir las sucesiones en el área de estudio, se tomará como guía las etapas tectono-estratigráficas descritas en el capítulo precedente. Durante el análisis de la información, se reconoció el Basamento Metamórfico y tres unidades tectono-estratigráficas sobre el mismo: Rifting, Sag Termal y Foreland (I a IV). Cada una de estas unidades presentan un patrón de distribución de Facies y de sedimentación característica que se describe a continuación.

3.1 ETAPA DE RIFTING: JURÁSICO MEDIO – SUPERIOR

Al sur de los 44° de latitud, las sucesiones piroclásticas, volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Tobífera y sus equivalentes (Lemaire y Complejo El Quemado) se disponen en disconformidad por encima del Basamento Metamórfico, conformando depocentros sinextensionales invertidos tectónicamente (Pankhurst *et al.*, 2000; Kraemer, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006). El ambiente de depósito es mayormente continental, con excepción de la zona de Última Esperanza y sur de Tierra del Fuego donde existía un ambiente marino (Hanson y Wilson, 1991).

3.1.1 Formación Tobífera (Jurásico Medio – Superior)

En la zona de estudio, la sucesión de synrift es reconocida mayormente en subsuelo mediante perfiles sísmicos y registros de pozo a diferente profundidad. En datos geofísicos de pozo la formación se observa como curvas aserradas con fuertes máximos en los registros gamma ray (GR) y de resistividad (ResD) (Fig. 3.2a). En el pozo Chañarcillo 35 al norte de Tierra



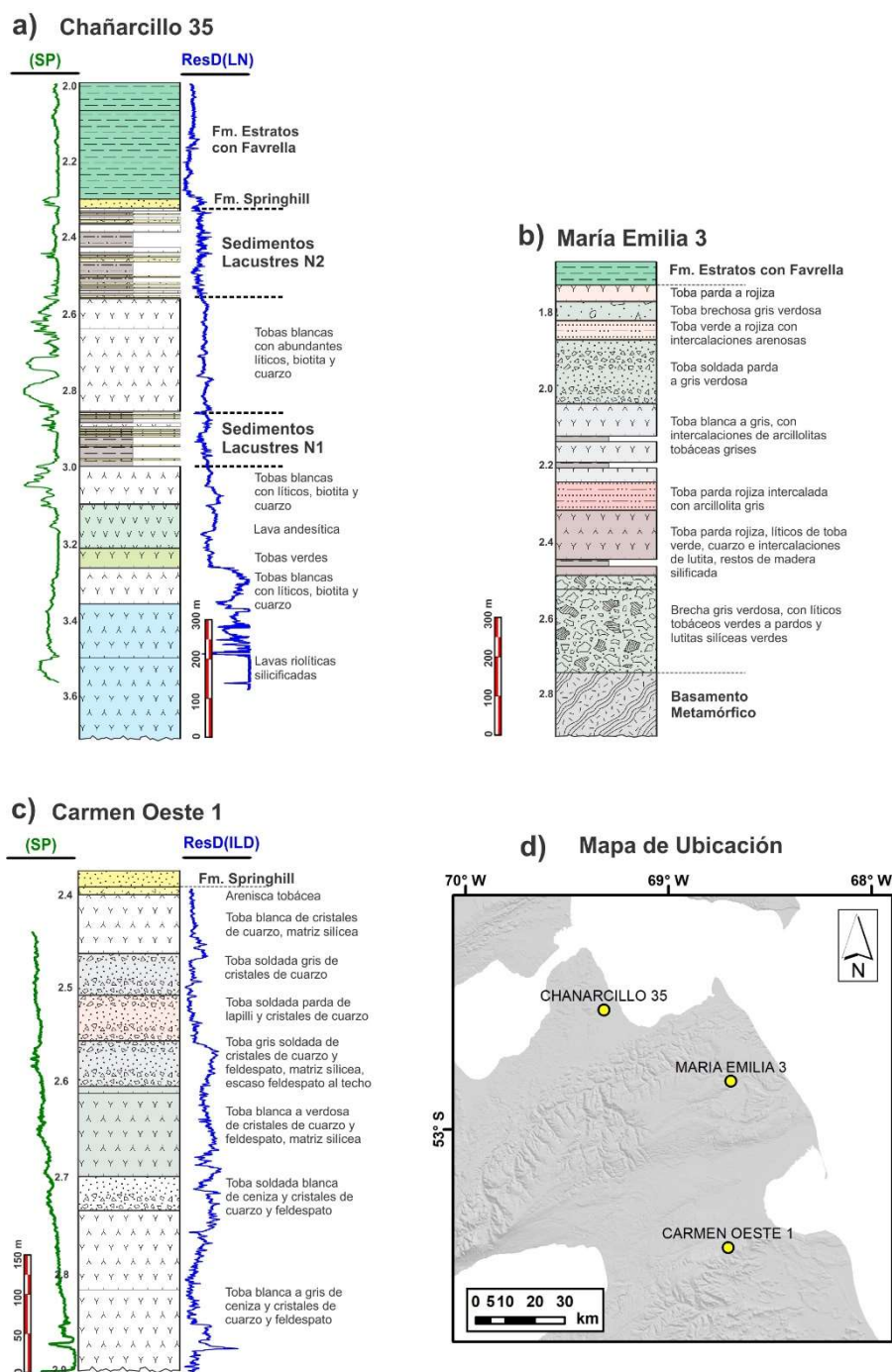
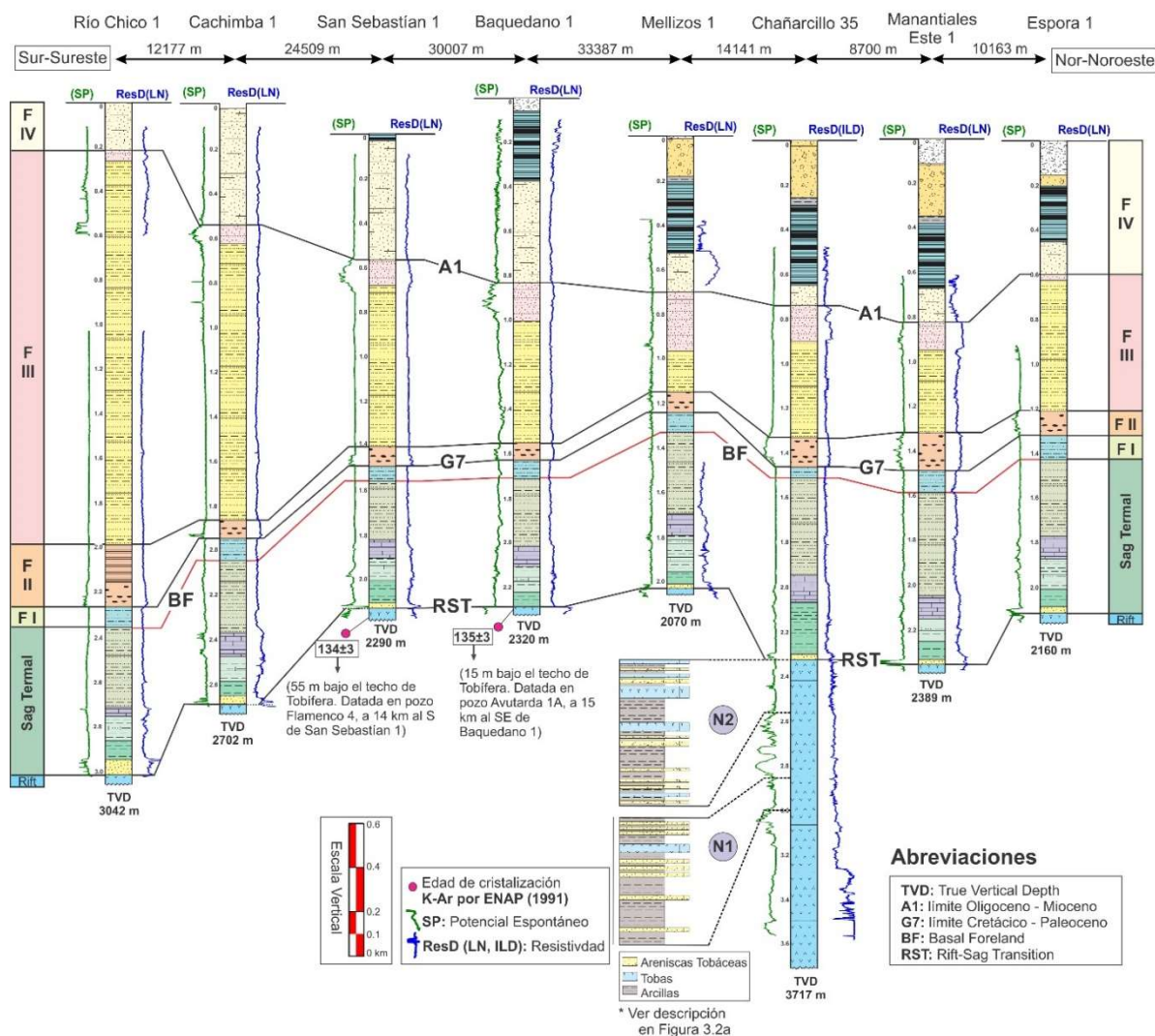


Figura 3.2. Facies descritas en base a registros de pozos para la Formación Tobífera. **a)** Pozo Chañarcillo 35, al norte de Tierra del Fuego. **b)** Pozo María Emilia 3, al noroeste de Tierra del Fuego. **c)** Pozo Carmen Oeste 1, al sur de Tierra del Fuego. Descripción de pozos realizadas por ENAP. **d)** Ubicación de pozos. Abreviaciones: ResD: resistividad profunda; SP: potencial espontáneo.

La transición hacia los sedimentos transgresivos de la Formación Springhill se manifiesta en el cambio de sucesiones netamente volcánicas hacia Facies clásticas arenosas. Moraga (1996) describe en los niveles superiores de la Formación Tobífera interestratificaciones de lutitas grises oscuras a pardas, y areniscas tobáceas de origen fluvial

y lacustre. Al norte de Tierra del Fuego, en el pozo Chañarcillo 35, la base de la sucesión volcánica reconoce lavas riolíticas silicificadas, seguidas de tobas blancas a verdes con fragmentos líticos, biotita y cuarzo, e intercalaciones de lavas andesíticas. Niveles interestratificados de sedimentos lacustres se reconocen en la sección media y superior de la formación. El nivel inferior N1 alcanza los 170 m de espesor y se identifica como lutitas grises oscuras, limolitas y areniscas tobáceas en la base, a bancos de areniscas tobáceas y cenizas, lutitas grises oscuras y tobáceas laminadas hacia el techo; en tanto, la sección lacustre superior N2 en transición hacia la Formación Springhill alcanza los 230 m y se identifica como lutitas pardas y grises oscuras con bancos de areniscas tobáceas y niveles de tobas en la base, a lutitas grises oscuras, niveles gruesos de tobas de hasta 25 m, y bancos de areniscas tobáceas al techo (Figs. 3.2a, 3.3). Esta transición en ocasiones se reconoce como un nivel superior brechoso gris verdoso de hasta 20 m de espesor (Fig. 3.2b) (en los pozos María Emilia 3, Carmen 1, Paraguaya 1, Posesión XE-1, Vania 1); como un banco de 5 a 10 m de espesor de tobas arenosas medias a gruesas gris claro, con líticos y cuarzo y escaso cemento calcáreo (Fig. 3.2c) (en los pozos Carmen Oeste 1, Lynch Este 1, Punta Piedra 1, Río Chico 1); o un nivel de lutitas pardas a grises ceroides de 7 m de espesor (en los pozos Manantiales Este 1, Gaviota 1); o bien como un conglomerado formado por clastos tobáceos de hasta 2 m por sobre la Formación Tobífera (Golondrina 1).

Estudios faunísticos realizados al sur de Seno Almirantazgo por Katz (1959), indican un rango comprendido entre el Tithoniano-Berriasiano para sedimentos intercalados al tope de la Formación Tobífera. Pankhurst *et al.*, (2000) informan mediante el método U-Pb una edad de cristalización para una muestra recolectada en la Bahía San Sebastián en el pozo Gaviota 6 (a los 2518 m b.n.m) de 178.4 ± 1.4 Ma. Hacia el noroeste, en el Canal Morla Vicuña en la zona de Última Esperanza, una muestra analizada por el mismo método entrega una edad de 171.8 ± 1.2 Ma. (Pankhurst *et al.*, 2000).



Leyenda Litológica

Foreland IV (Mioceno-Neógeno)	Foreland III (Eoceno medio a tardío-Oligoceno)	Foreland II (Paleoceno inferior a medio-Eoceno medio)	Foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano)	Fm. Estratos con Favrella
Fluvio-Glacial	Fm. Loreto	Fm. Tres Brazos	Fm. Lutitas Arenosas	Fm. Springhill
Fm. Palomares	Fm. Areniscas Arcillosas	Fm. Ballena	Fase de Sag Termal	Fase de Rifting
Arcilla Marina	Grupo Bahía Inútil	Fm. Agua Fresca	Fm. Lutitas Gris Verdosas	Fm. Tobífera
Fm. Filaret	Fm. Leña Dura	Zona Glauconítica	Fm. Margas	Basamento
Fm. El Salto		Fm. Chorrillo Chico	Fm. Lutitas con Ftanitas.	Complejo ígneo y metamórfico de Tierra del Fuego (TFIMC)
Fm. Brush Lake				

Figura 3.3. Correlación estratigráfica regional sureste-noroeste entre los pozos Río Chico 1 y Espora 1 en Tierra del Fuego. Notar niveles lacustres N1 y N2 en la parte superior de la secuencia volcánica jurásica en el pozo Chañarillo 35. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada.

En tanto, dataciones K-Ar realizadas por ENAP (1991, inédito) en pozos profundos en el extremo este de la cuenca, entre Bahía Inútil y San Sebastián, entregan las siguientes edades para la parte alta de la Formación Tobífera: 135 ± 3 Ma. en el Pozo Avutarda 1 (15 m bajo techo Tobífera) y 134 ± 3 Ma. en el Pozo Flamenco 4 (55 m bajo techo Tobífera), ambas en roca total riolita; 150 ± 5 Ma. en Pozo Carmen 7 (45 m bajo techo Tobífera) obtenida en riolita

y biotita; y 170 ± 5 Ma. en el Pozo Cisne 4 (15 m bajo techo Tobífera), en roca total andesita (Figs. 3.3, 3.4). En dirección al este, en la cuenca de las Malvinas, Lovecchio *et al.* (2019) informan una edad de 169.6 ± 2 Ma. para una toba cercana al techo de la Serie Tobífera, mediante el método U-Pb en circón.

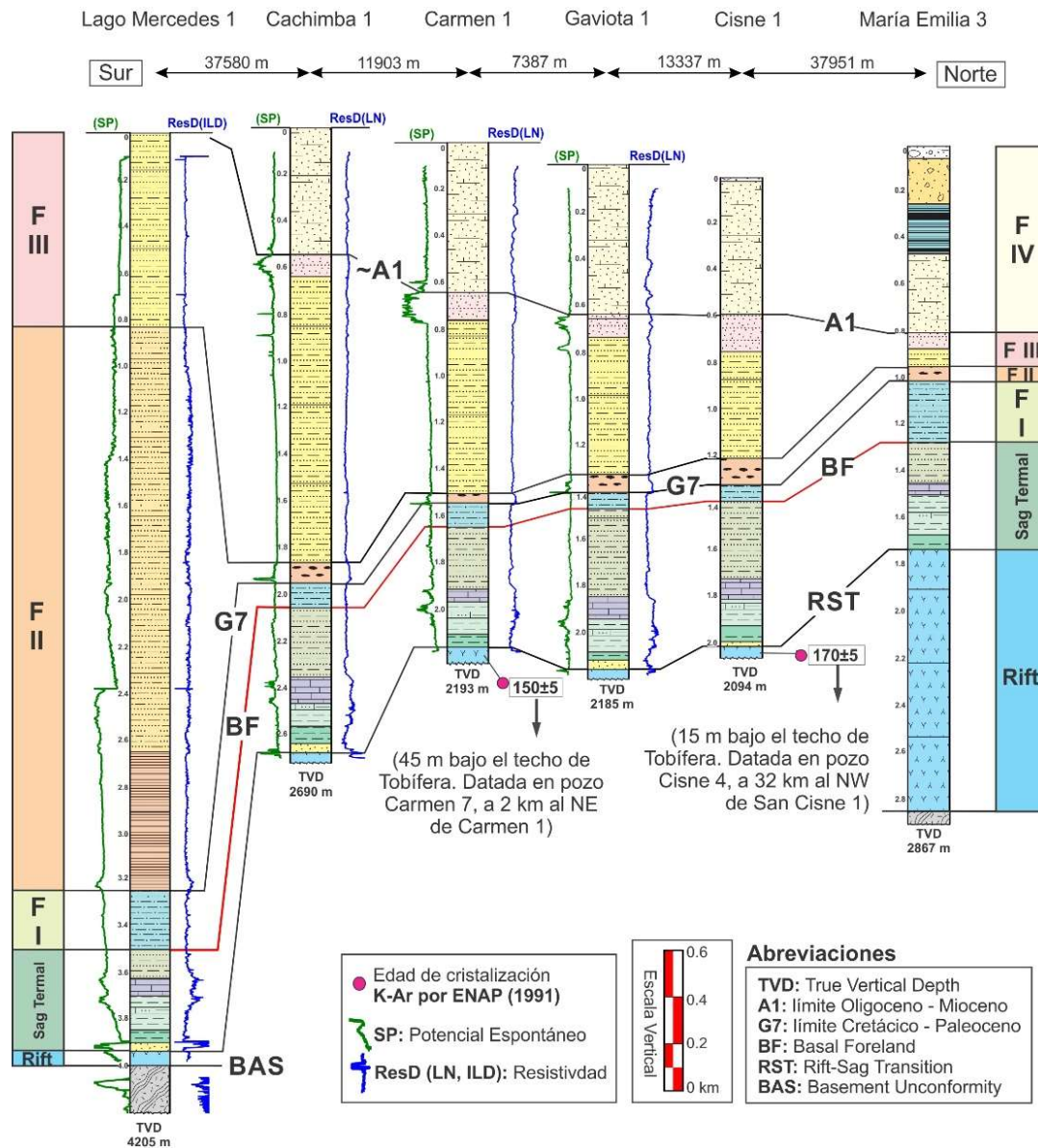


Figura 3.4. Correlación estratigráfica regional sur-norte entre los pozos Lago Mercedes 1 y María Emilia 3 en Tierra del Fuego. Notar que ambos extremos de la sección reconocen el Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF) al fondo del pozo. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

El espesor de la Formación Tobífera en subsuperficie es variable, lo que es esperable debido a su geometría de synrift rellenando grábenes y hemigrábenes (Capítulo 4). El espesor total tan solo pudo ser medido con exactitud en los siguientes pozos que la atraviesan

totalmente, en el sector oriental de Tierra del Fuego: Lago Mercedes 1 con 60 m, Águila 2 con 750 m y María Emilia 3 con 1050 m (Fig. 3.4). El mayor espesor se registra en el pozo Chañarcillo 35 con 1392 m (Fig. 3.3), donde no se llegó a la base de la unidad, siendo posible estimar un espesor variable de al menos ~1400 m de potencia.

3.2 ESTAPA DE SAG TERMAL: THITONIANO – CRETÁCICO INFERIOR

El progresivo y continuo hundimiento termal que sufrió la cuenca, permitió la depositación de sedimentos clásticos de naturaleza transgresiva a partir del Cretácico Temprano, constituyendo la diacrónica Formación Springhill los primeros depósitos cretácicos de la cuenca, seguida de un grueso paquete de sucesiones marinas en ambientes de plataforma. Hacia el este en Tierra del Fuego, estos depósitos pelíticos corresponden a las formaciones Estratos con Favrella, Lutitas con Ftanitas, Margas y Lutitas Gris Verdosas, diferenciadas en base a su contenido fósil y cambios litológicos menores (Mordojovich, 1951; Cecioni, 1954a; Biddle *et al.*, 1986).

3.2.1 Formación Springhill (Berriasiano – Aptiano)

Se ha identificado en el sector noreste de Tierra del Fuego (área de anomalía Magallanes) como Facies arenosas clásticas de ambientes marino subtidal, ambientes de playa/barrera acrecionados alrededor de altos topográficos y trasbarrera (Elgueta, 1996). Schwarz *et al.* (2011) reconocen en el sector este de Tierra del Fuego un patrón de apilamiento marcadamente retrogradacional para la depositación de la formación, con sistemas depositacionales fluviales basales y ambientes costeros tipo estuario dominado por mareas y olas, los que son transgredidos por sedimentos típicos de ambiente marino.

Hacia el área centro-sur de Tierra del Fuego (sector de Lago Mercedes), Elgueta (2007) señala que los primeros sedimentos labrados sobre la Formación Tobífera corresponden a la incisión de sistemas fluvio-aluviales de areniscas cuarcíferas en parte arcillosas medias a gruesas intercaladas con arcillolitas, las que se depositan en zonas deprimidas al interior de los grábenes y hemigrábenes; depósitos transicionales tipo estuarino, compuestos de sedimentos finos con alto contenido de materia orgánica e intercalaciones de areniscas cuarzosas; seguidos de sedimentación marina retrogradante con limolitas en parte glauconíticas, limolitas arenosas y areniscas cuarzosas hacia el techo. Álvarez *et al.* (2009), realizan un estudio estratigráfico y paleoambiental de la Formación Springhill en el área norte

de la Isla de Tierra del Fuego, reconociendo cuatro secuencias depositacionales limitadas temporalmente entre el Berriasiano y Aptiano, con sedimentos basales fluviales a estuarios, de plataforma nerítica y frente de playa (pozos Estero Wilson 1, Lago Mercedes 1 a 3). Identifican, además, en la secuencia basal tanto control tectónico como eustásico en la creación de espacio de acomodación, pudiendo ser esta secuencia incluida en la etapa del synrift precedente.

La edad de la Formación Springhill tiene un carácter marcadamente diacrónico debido al avance del sistema depositacional transgresivo hacia el norte-noreste. En la Provincia de Santa Cruz, esta megasecuencia se extiende entre el Valanginiano a Aptiano, edad determinada en base a asociaciones fosilíferas (Rodríguez *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2022). Estudios palinológicos en la porción norte de la formación al oeste de Lago Pueyrredón indican una edad hauteriviana temprana a barremiana temprana (Ottone y Aguirre-Urreta, 2000) y una edad berriasiana para la sección superior marina en Lago San Martín (Riccardi, 1988). Hacia el este de Tierra del Fuego, en sector argentino, en subsuperficie se registra el Valanginiano inferior a Hauteriviano para el tramo superior marino de la formación (Archangelsky y Archangelsky, 2004). En tanto, en Tierra del Fuego de Chile, la depositación de la Formación Springhill ocurre entre el Thitoniano a Hauteriviano en base a contenido fosilífero (Natland *et al.*, 1974). En la cuenca de las Malvinas, la transgresión avanzó hacia el oeste en dirección al arco de Río Chico-Dungeness desde el Oxfordiano al Hauteriviano (Galeazzi, 1998). En tanto, en el *offshore* de Tierra del Fuego, Bell Fano *et al.* (2005) indican que la edad de la Formación Springhill se extiende entre el Berriasiano al Cenomaniano Temprano.

En perfiles de pozo se reconoce el paso de las volcanitas precedentes a las areniscas de Springhill como un máximo en las curvas geofísicas. En tanto, hacia el techo de formación se reconoce una continua línea (*baseline* de arcillas) en los registros eléctricos (densidad, resistividad y potencial espontáneo) indicando el paso a las lutitas que marcan la base de la Formación Estratos con Favrella.

La distribución de espesores se ve localmente controlada por el desarrollo de fallas jurásicas de dirección NW-SE y N-S que definen zonas deprimidas y elevadas, reconociendo en las zonas más bajas topográficamente los mayores espesores, pudiendo estar ausente en los paleoaltos (Elgueta, 2007). Los estratos de la formación presentan variable espesor, fluctuando entre los 3 y 140 m, con una potencia promedio 30 m, con desarrollo de los

mayores espesores al sur de Tierra del Fuego, asociados a sub-cuencas jurásicas. El mayor espesor reconocido en pozos, es coincide con la posición del asimétrico graben Fueguino-Central ubicado en el sector de Lago Mercedes (Fig. 1.6) (Kirkpatrick, 1990; Elgueta, 2007), específicamente en el pozo Estero Wilson 1 con 140 m. A partir del graben Fueguino, inmediatamente al este de Bahía Inútil, su potencia disminuye al norte (pozos Cachimba, Carmen, Josefina) y hacia el sureste (pozos Esmeralda, Lago Mercedes) (Figs. 3.3, 3.4).

3.2.2 Formación Estratos con Favrella (Valanginiano – Barremiano)

Cubre a la Formación Springhill transicionalmente o se encuentra en paraconcordancia sobre la Formación Tobífera en paleoaltos. Hacia el oeste, la Formación Springhill engrana lateralmente con la Estratos con Favrella, presentando buena continuidad lateral. Corresponde a un sello regional de los sistemas petroleros pre-Cretácicos en la cuenca y a la vez roca madre para los hidrocarburos de Magallanes. La Formación Estratos con Favrella corresponde a Facies transgresivas marinas de ambientes de plataforma, y constan de lutitas laminadas grises oscuras a grises verdosas hemipelágicas, glauconíticas, con delgados lentes de areniscas y calizas, ricas en ammonites (*Favrella steinmanni*) y foraminíferos (Cecioni, 1954a; Katz, 1963; Biddle *et al.*, 1986).

En registros geofísicos la formación se observa como una línea base continua de lutitas. Al norte de la cuenca en el pozo Gregorio 1 (Fig. 3.5), la Formación Estratos con Favrella consta de 20 m de lutitas grises oscuras a pardas, algo calcáreas; seguidas de 40 m de limolitas arenosas grises oscuras, glauconíticas, con intercalaciones de lutitas grises oscuras; 20 m de limolitas grises oscuras a verdosas, levemente calcáreas y glauconíticas; 175 m de limoarcillolitas grises oscuras a pardas con intercalaciones de niveles calcáreos; y 40 m de lutitas grises oscuras a pardas, pirita diseminada y escaso cuarzo, levemente calcáreas. En el pozo Dorado Sur 1A (Fig. 3.5), se reconoce una sucesión basal de 25 m areniscas arcillosas grises a claras, muy glauconíticas con intercalaciones de lutitas; seguida 30 m de lutitas grises con abundante glauconita y escaso cuarzo, matriz arcillosa; 80 m de lutitas grises oscuro algo calcáreas, levemente glauconíticas y con pirita diseminada; 25 m de lutitas grises oscuras con intercalaciones de caliza parda; 60 m de lutitas grises limosas con intercalaciones de caliza; y 10 m de limolitas grises levemente glauconíticas.

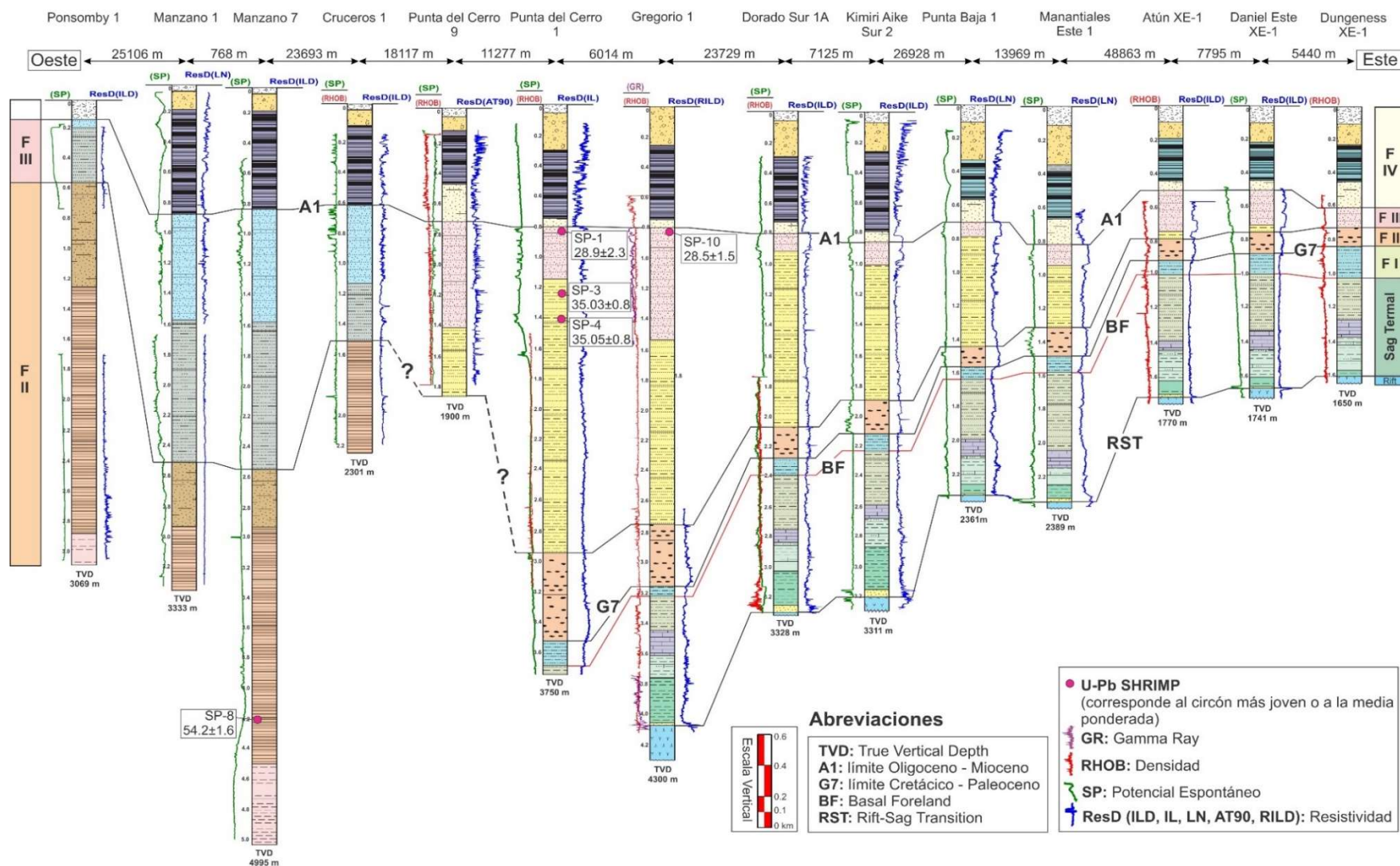


Figura 3.5. Correlación estratigráfica regional oeste-este entre los pozos Ponsomby 1 y Dungeness XE-1 desde el oeste de Isla Riesco hasta el área de Dungeness. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

En Tierra del Fuego se le asigna una edad Hauteriviano a Barremiano a la Formación Estratos con Favrella (Cecioni, 1954a), mientras que al oeste en Seno Otway se reconoce una edad Berriasiano a Aptiano para el miembro inferior de la Formación Erezcano, su equivalente temporal, en base al contenido faunístico (Covacevich, 1987).

El espesor de la Formación Estratos con Favrella varía entre 13 y 293 m, con un promedio de 90 m de potencia. Alcanza los mayores espesores en el sector centro-norte de la cuenca, en la zona de Dorado sur (Dorado sur 1A: 230 m) y Gregorio (Gregorio 1: 293 m). En general, se reconoce una leve disminución de espesores hacia el este y noreste (Fig. 3.5).

3.2.3 Formación Lutitas con Ftanitas (Barremiano – Albiano)

Dispuesta concordantemente sobre los depósitos de Estratos con Favrella en Tierra del Fuego se encuentra la Formación Lutitas con Ftanitas. Presenta una distribución areal continua, sin evidenciar mayores variaciones de espesor en las secciones estratigráficas regionales. La Formación Lutitas con Ftanitas se compone de lutitas grises a pardas silíceas, con abundante fauna de radiolarios, depositadas en un ambiente de plataforma media a externa (González, 1965; Natland *et al.*, 1974).

Las lutitas silíceas grises de la Formación Lutitas con Ftanitas se reconocen en los registros geofísicos como una línea base continua de lutitas. Las Facies registradas en pozo Cachimba 1, ubicado al sureste de Tierra del Fuego (Fig. 3.1), reconocen una sección basal de 20 m de arcillolitas limosas a grises verdosa y glauconíticas; seguidas de 10 m de lutitas gris verdosas glauconíticas, intercaladas con niveles calcáreos; y 75 m de arcillolitas silíceas pardas a grises al techo de la formación. En tanto, al norte de la zona de Dorado-Riquelme, en el pozo Vania 1 (Fig. 3.6), se reconocen 50 m basales de arcillolitas grises a grises verdosas, en parte limosas, intercaladas con calizas, presencia de radiolarios y pirita diseminada; y 120 m de lutitas grises a pardas silicificadas, con presencia de radiolarios y pirita diseminada.

En base a asociaciones faunísticas la edad para la Formación Lutitas con Ftanitas se estima barremiana (zonación de dinoflagelados: Natland *et al.*, 1974) a aptiana (radiolarios y foraminíferos bentónicos: González, 1965). Los espesores de la formación varían entre los 195 m (pozo Dungeness XE-1 Fig. 3.5) y los 105 m (pozo Cachimba 1; Fig. 3.4), con un promedio de 136 m.

3.2.4 Formación Margas (Aptiano – Albiano)

Sobre las sucesiones arcillosas previas se deposita de manera concordante un evento carbonático compuesto por margas y lutitas calcáreas fosilíferas denominado Margas o Creta Dura (Thomas, 1949a; Mordojovich, 1951) identificado principalmente el sector de Tierra del Fuego.

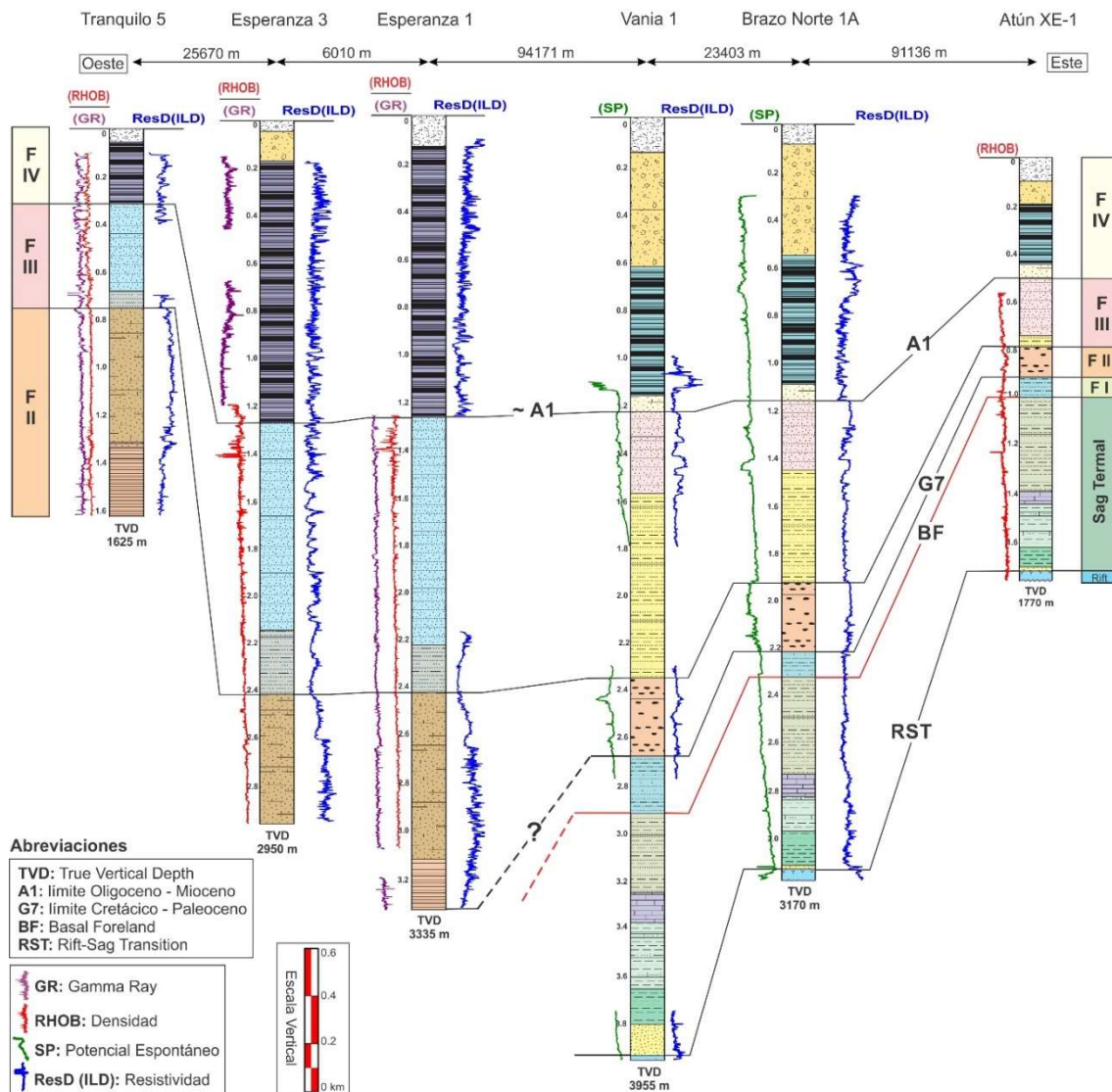


Figura 3.6. Correlación estratigráfica regional oeste-este entre los pozos Tranquilo 5 y Atún XE-1. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

El paquete calcáreo de la Formación Margas o Creta Dura se identifica en registros geofísicos como un máximo en las curvas de resistividad. Composicionalmente, registra en el pozo Gregorio 1 (Fig. 3.5), 115 m basales de calizas grises claras a grises pardas, con intercalaciones de lutitas grises calcáreas; seguida de 55 m de lutitas calcáreas con intercalaciones de niveles calcáreos. En el pozo Río Chico 1 (Fig. 3.3), se reconocen margas

grises blancas a verdosas, con intercalaciones de lutitas calcáreas gris verdosas, presencia de pirita diseminada, y contenido de macrofósiles y foraminíferos.

Para la Formación Margas se asignó una edad aptiana a albiana (Cecioni, 1954a). La formación varía su espesor entre los 170 m (pozo Gregorio 1; Fig. 3.5) y los 30 m (pozo Río Chico 1, Fig. 3.3), con un promedio de 98 m.

3.2.5 Formación Lutitas Gris Verdosas (Cenomaniano – Turoniano)

La Formación Lutitas Gris Verdosas se compone de arcillolitas grises a grises verdosas con intercalaciones calcáreas fosilíferas, depositadas en un ambiente de plataforma externa (Castelli *et al.*, 1992, 1993).

En subsuelo, la Formación Lutitas Gris Verdosas se identifica como una línea continua de lutitas con algunos máximos calcáreos en las curvas de resistividad. Las Facies reconocidas para la formación en el pozo Punta Piedra 1, al noroeste de Tierra del Fuego (Fig. 3.7), constan en su base de 10 m de arcillolitas grises claras a verdosas, muy calcáreas; seguidas de 210 m de arcillolitas grises a grises verdosas, con zonas y niveles calcáreos, abundantes foraminíferos y macrofósiles; y en la parte superior 250 m de arcillolitas grises a verdosas, con intercalaciones de limolitas en la base y glauconita. En tanto, en el pozo Esmeralda 1 al sur de Tierra del Fuego (Fig. 3.7), se identifican 120 m de lutitas grises verdosas a limolitas pardas, algo calcáreas.

En base al contenido faunístico se establece que la Formación Lutitas Gris Verdosas fue depositada entre el Albiano a Santoniano (?) (González, 1965). En Tierra del Fuego, el espesor de la formación alcanza los 470 m al noroeste (pozo Punta Piedra 1; Fig. 3.7) y los 120 m al sur (pozo Esmeralda 1; Fig. 3.7), con un promedio de 345 m de espesor.

3.3 ETAPA DE FORELAND: CRETÁCICO SUPERIOR – NEÓGENO

A partir del Cretácico Tardío el crecimiento del orogeno andino desde el suroeste instauró subsidencia por carga y flexión del margen pacifico de la cuenca (Biddle *et al.*, 1986; Harambour *et al.*, 1988; Mella, 2001), definiendo una faja plagada y corrida de dirección NNW-SSE y plegando el relleno sedimentario (Ghiglione *et al.*, 2010; Mpodozis *et al.*, 2011).

3.3.1 Estadio de Foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano)

El inicio de la depositación de foreland está marcada por la Formación Lutitas Arenosas hacia el este de la cuenca. Las arcillolitas a limolitas de la Formación Lutitas Arenosas se reconocen en las curvas de perfil eléctrico como una línea de lutitas con abundantes máximos de resistividad (ResD) y densidad (RHOB), producto de las intercalaciones arenosas y calcáreas. En tanto, los registros de curvas resistivas y de densidad, y potencial espontáneo registran un máximo al techo de la Formación Lutitas Arenosas, conocido según nomenclatura ENAP como horizonte sísmico G7 (Figs. 3.3–3.7).

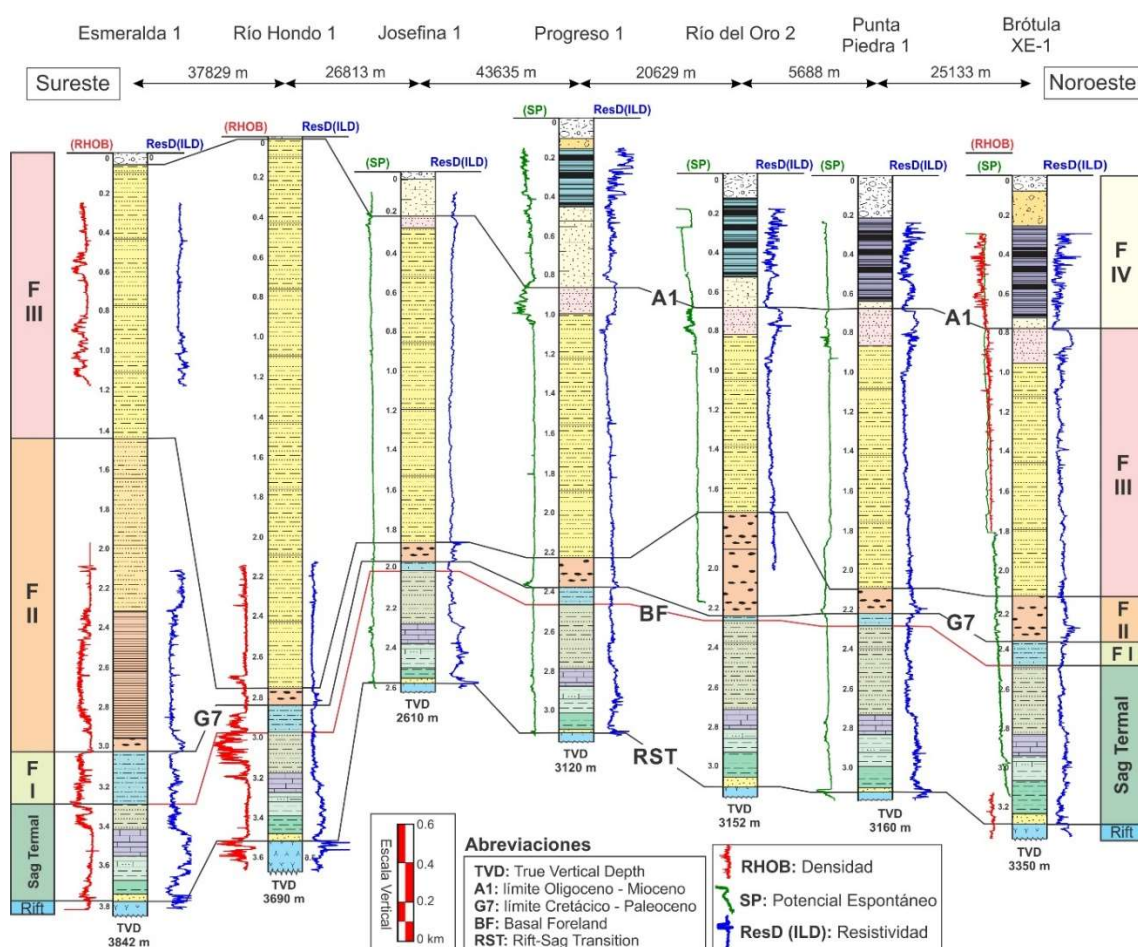


Figura 3.7. Correlación estratigráfica regional sureste-noroeste entre los pozos Esmeralda 1 y Brótula XE-1. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

3.3.1.1 Formaciones Lutitas Arenosas (Coniaciano (?) – Maastrichtiano)

En dirección al este, en un ambiente de plataforma media a externa, la Formación Lutitas Arenosas sobreyace en aparente concordancia a la Formación Lutitas Gris Verdosas;

en tanto, es cubierta mediante una discordancia erosiva por la Formación Zona Glauconítica (Mordojovich, 1951; Hauser, 1964).

El registro sedimentológico para la Formación Lutitas Arenosas en Tierra del Fuego, reconoce en el pozo María Emilia 3 (Fig. 3.4), una sucesión de 270 m de lutitas grises con abundantes restos de macro y microfauna (*Inoceramus*), intercalación de niveles calcáreos y niveles arenosos en la sección media. En el pozo Lynch Este 1 (pozo no desplegado en estas correlaciones), se identifican 47 m de limoarcillolitas grises a pardas, zonas calcáreas, niveles de calizas en la base, en la parte media intercalaciones de 2-3 m de areniscas grises a verdes y limoarcillolitas arenosas al techo; en tanto, en el pozo Josefina 1 (Fig. 3.7) se registran 38 m de limoarcillolitas grises con escasa glauconítica, niveles de areniscas fina e intercalaciones calcáreas. Hacia el sector de Tranquilo, en el pozo Esmeralda 1 (Fig. 3.7) consta de 266 m de limolitas arenosas interestratificadas con arcillolitas grises verdosas a pardas y zonas calcáreas hacia el techo; hacia el este en el pozo Brazo Norte 1A (Fig. 3.6), se reconocen 50 m de arcillolitas grises a verdosas fosilíferas, arenosas en la base; 7 m de arenisca fina; y 48 m de lutitas grises a verdosas con intercalaciones de limolitas y limoarcillolitas arenosas en la base.

En base a microfauna se asigna una edad campaniana a maastrichtiana para la Formación Lutitas Arenosas (González, 1965; Natland *et al.*, 1974). En tanto, para las unidades basales de foreland I hacia occidente, de naturaleza predominantemente turbidíticas, se asigna a la Formación Latorre una edad coniaciana en base a macrofauna (i.e Estratos de Barcarcel) (Covacevich, 1991; Castelli *et al.*, 1992) y por el método U-Pb una edad máxima de depositación de 89 Ma. (muestra TO-64, Álvarez *et al.*, 2006; Fig. 2.6), y de 89.4 Ma. para el techo de la Formación al norte de Seno Otway (MC-89.4 Ma.; Fig. 2.6) (McAtamney *et al.*, 2011). La sucesión que se apoya sobre la Formación Latorre denominada Formación Escarpada registra una edad máxima de depositación de 86 Ma. (muestra TO-67, Álvarez *et al.*, 2006; Fig. 2.6), en la costa norte de Seno Skyring, de 77 Ma. al sur de Península Brunswick (muestra TO-71, Álvarez *et al.*, 2006; Fig. 2.6), y de 81 Ma. en una muestra próxima a la anterior (MC-81 Ma; Fig. 2.6) (McAtamney *et al.*, 2011). Estas edades son coincidentes con el contenido fósil de edad santoniana atribuida a la Formación Latorre (Covacevich, 1991; Castelli *et al.*, 1993).

En base al análisis de las columnas estratigráficas regionales se reconoce que la Formación Lutitas Arenosas tiene un espesor promedio de 92 m. Los mayores espesores se reconocen en el sector este en Dungeness y noreste de Tierra del Fuego, cercano al límite chileno-argentino, en los pozos María Emilia 3 con 270 m, Esmeralda 1 con 266 m y Sultana 4

con 254 m (Figs. 3.4, 3.7); en tanto, las mínimas potencias se alcanzan en Chañarcillo 1 con 30 m, Josefina 1 con 38 m (Fig. 3.7), China Creek 1 con 42 m, y Lynch 1 con 45 m. De acuerdo a las interpretaciones sísmicas el espesor total de la formación aumenta drásticamente hacia el oeste en Península Skyring y el norte del área de Tranquilo (Formación Latorre).

3.3.2 Estadio de Foreland II (Paleoceno inferior a medio – Eoceno medio)

Las sucesiones basales de foreland II corresponden a las formaciones Chorrillo Chico y San Jorge depositadas al centro-oeste de la zona de estudio en un ambiente de plataforma externa (Thomas, 1949a; García *et al.*, 1953; Von Goetsche y Huca, 1953; Charrier y Lashen, 1969); y en la zona este y sur de la cuenca, corresponden a sucesiones transgresivas depositadas sobre una plataforma marina epicontinental (Hauser, 1964; Biddle *et al.*, 1986), dispuesta en discordancia erosiva sobre la Formación Lutitas Arenosas. A partir del Eoceno, entre Seno Skyring-Península Brunswick se depositaron las formaciones Agua Fresca y Tres Brazos (Malumián *et al.*, 2013). Hacia sureste, estas últimas engranan lateralmente con el sistema progradante al norte (en Tierra del Fuego) de la Formación Ballena, mientras continua la deposición de la Zona Glauconítica en ambiente de plataforma (Barwick *et al.*, 1951; Prieto y Moraga, 1990).

3.3.2.1 Formaciones Chorrillo Chico y San Jorge (Paleoceno inferior – superior)

El registro sedimentario de la Formación Chorrillo Chico se identificó mediante registros de pozos al centro-oeste del área de estudio. En el pozo Ponsomby 1 (Fig. 3.5), se reconocen 50 m de arcillolitas grises a pardas, con intercalaciones de limoarcillolitas, zonas limosas algo calcáreas y pirita diseminada, seguida de 120 m de arcillolitas grises a pardas, intercalaciones de areniscas finas a medias y pirita diseminada; en el pozo Manzano 7 (Fig. 3.5), la sucesión consta de 125 m basales de arcillolitas grises oscuras con intercalaciones de areniscas finas a medias y glauconíticas, seguidas de 360 m de arcillolitas grises oscuras en parte calcáreas, con niveles calcáreos interestratificados. En tanto, en el pozo El Salto 1 (Fig. 3.8), consta de 175 m de areniscas finas a medias arcillosas grises a verdosas con presencia de glauconita, e intercalaciones de arcillolitas grises; seguidas de 85 m de arcillolitas grises y pardas, con zonas glauconíticas, intercalada con areniscas arcillosas verdosas y abundante pirita diseminada.

En Península Brunswick (área Canelos y Prat al norte, y fundo San Jorge al sur de la Península), sobre la Formación Chorrillo Chico descansa la Formación San Jorge (o zona sin Elphidium), que se compone de arcillolitas y areniscas oscuras (menos competentes que las limolitas al techo de la Formación Chorrillo Chico), muy glauconíticas, con grandes concreciones calcáreas en la base de la formación (Von Goetsche y Huca, 1953).

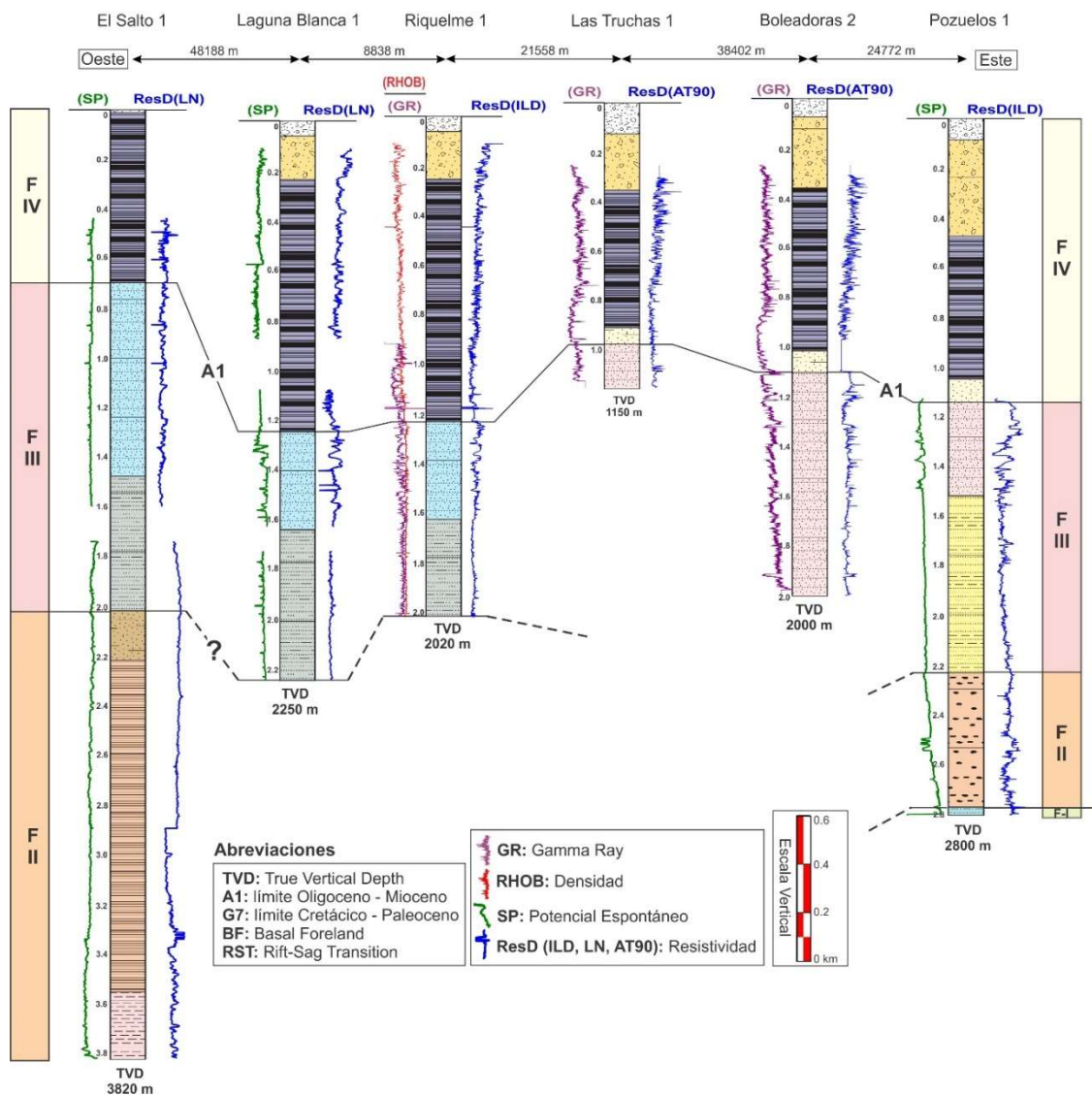


Figura 3.8. Correlación estratigráfica regional oeste-este entre los pozos El Salto 1 y Pozuelos 1, desde el noroeste de Seno Skyring hasta el área central de Dorado-Riquelme. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

La edad de la Formación Chorrillo Chico se asigna al Paleoceno en base a microfauna de foraminíferos bentónicos (Natland *et al.*, 1964). El piso de la formación fue posteriormente precisado mediante dataciones U-Pb en circones detríticos a los 58 ± 2.2 Ma. en una muestra

recolectada en Punta Prat, Seno Otway (Hervé *et al.*, 2004). Esta edad puede ser ratificada mediante una datación por el mismo método en Punta Prat, entregando una edad de 56 Ma. (?) (muestra TO-25; Álvarez *et al.*, 2006; Fig. 2.6). Recientes aportes mediante dataciones U-Pb realizados en Punta Prat (Península Brunswick) por Pinto *et al.* (2018), indican edades Paleoceno inferior a medio para la Formación Chorrillo Chico, destacando además un hiato entre el Selandiano inferior al Thanetiano en el registro Paleoceno.

En registros de pozos no se alcanza a reconocer la base de la formación, sin embargo, el espesor medido alcanza a lo menos los 485 m en el pozo Manzano 7 (Fig. 3.5) y 260 m en el pozo El Salto 1 (Fig. 3.8).

3.3.2.2 Formaciones Zona Glauconítica y Ballena (Eoceno inferior – medio)

La Formación Zona Glauconítica se compone de areniscas finas, limolitas y arcillolitas grises, con intercalación de horizontes calcáreos, glauconita y abundante microfauna (foraminíferos bentónicos) (Hauser, 1964; Biddle *et al.*, 1986). En base a microfauna se atribuye para la Zona Glauconítica una edad maastrichtiana a eocena inferior (Hauser, 1964) y paleocena a eocena inferior (González, 1965).

El paso granulométrico desde la Formación Lutitas Arenosas hacia las areniscas glauconíticas (Zona Glauconítica) y a las areniscas de la Formación Ballena, se reconoce como curvas con altos valores en las curvas de potencial espontáneo (SP), resistivas (ResD) y densidad (RHOB) desde las Facies arcillosas finas infrayacentes. La formación es reconocida en el sector de Tranquilo al noreste de la cuenca, en el pozo Vania 1 (Fig. 3.6), con una base de 130 m de arcillolitas arenosas medias grises a verdosas en parte glauconíticas, intercalaciones de caliza en la base y pirita diseminada, presencia de foraminíferos; seguidas de 100 m de arcillolitas grises a pardas glauconíticas, con zonas y niveles calcáreos; 97 m de areniscas finas a muy finas grises a verdosas en parte glauconíticas, e intercalaciones de arcillolitas grises. En el pozo Pozuelos 1 (Fig. 3.8), al norte del área Dorado-Riquelme, la formación registra 10 m basales de lava basáltica vesicular; seguida de 65 m de arcillolitas grises, intercalaciones de limolitas a areniscas muy finas glauconíticas, y niveles de caliza parda; 15 m de areniscas finas grises a verdosas en parte arcillosas y glauconíticas; 40 m de arcillolitas grises, con intercalaciones de limolitas arenosas glauconíticas, niveles calcáreos pardos, y un nivel de lava basáltica de 5 m al techo; 115 m de arcillolitas grises glauconíticas, con intercalaciones de limolitas a arcillolitas calcáreas, niveles de areniscas finas grises a claras

glaucónicas; 50 m de areniscas grises muy finas calcáreas, con intercalaciones de arcillolitas grises y limolitas grises glauconíticas; 270 m de arcillolitas grises en parte calcáreas, levemente glauconíticas. En el pozo Río del Oro 1 (Fig. 3.9), al noroeste de Tierra del Fuego, la sección basal se compone de 10 m de areniscas finas a limolitas arcillosas glauconíticas; 60 m de arcillolitas arenosas grises a pardas glauconíticas intercaladas con limolitas arenosas grises; 80 m de limolitas glauconíticas grises a oscuras con abundante pirita diseminada en la base y niveles calcáreos; 235 m de arcillolitas grises algo limosas y glauconíticas con abundantes intercalaciones de niveles calcáreos hacia el techo.

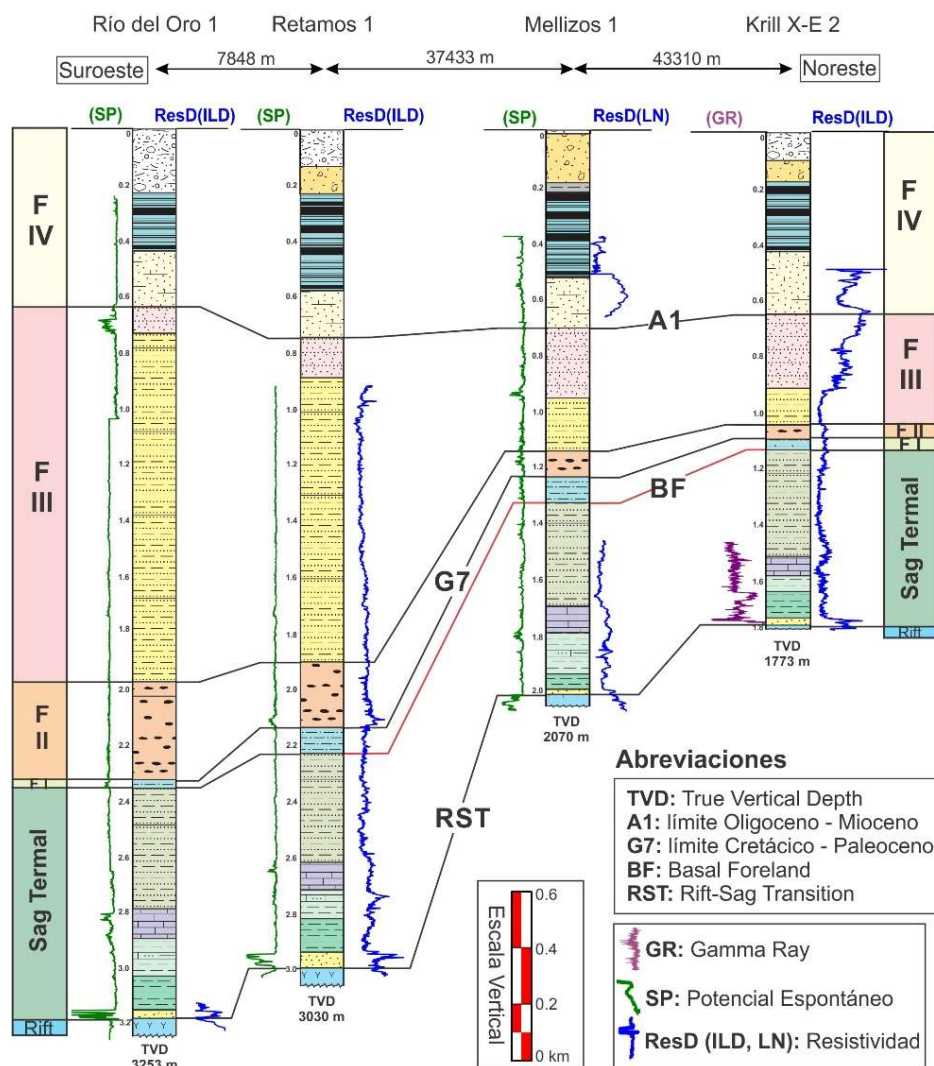


Figura 3.9. Correlación estratigráfica regional suroeste-noreste entre los pozos Río del Oro 1 y Krill XE-2, Tierra del Fuego. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

Al norte del sector de Dorado Riquelme, en el pozo Pozuelos 1 la formación registra 565 m de espesor (Fig. 3.8); en tanto, hacia el sur se reconocen 418 m en el pozo Gregorio 1 y

198 m en el pozo Dorado Sur 1A (Fig. 3.5). Al noroeste de Tierra del Fuego, los espesores alcanzan en el pozo Fueguino 1 los 190 m y en Manantiales Este 1 los 162 m (Figs. 3.5, 3.10), adelgazándose hacia el este en los pozos Daniel XE-1 y Daniel Este XE-1 a 130 m, Rio Chico 1 con 115 m, Catalina 1 con 68 m y María Emilia 3 con 50 m (Figs. 3.3–3.5, 3.10).

En tanto, la Formación Ballena se compone de conglomerados, areniscas gruesas a finas, limolitas con restos vegetales, con estratificación cruzada y ondulitas, depositados en la parte frontal de un abanico deltaico proveniente desde el norte que se someriza hacia el techo. La edad de la Formación Ballena ha sido asignada al Eoceno inferior a medio mediante estudios de foraminíferos (Kniker, 1950; Hromic, 1950; Severin, 1952). En subsuelo, al sur de Tierra del Fuego, la Formación Ballena consta en el pozo Lago Mercedes 1 (Fig. 3.4) de 285 m de areniscas finas a muy finas basales con escasa matriz arcillosa, en parte glauconíticas y calcáreas, e intercaladas con arcillolitas grises a pardas; 185 m de areniscas de grano medio, matriz arcillosa abundante, con escaso cemento calcáreo; 350 m de areniscas de medio a muy grueso, en parte glauconíticas, intercalaciones de areniscas finas y niveles de limolitas pardas de 10-15 m; 55 de limolitas grises, con cemento calcáreo, e intercaladas con areniscas muy finas; 755 m de areniscas de grano medio a muy gruesa en la base, glauconíticas, matriz arcillosa y niveles calcáreos, intercalaciones de limolitas grises y areniscas muy finas; 190 m de areniscas de grano medio a fino, matriz arcillosa y cemento calcáreo en partes, alternadas con limolitas grises a verdosas.

La Formación Ballena en tanto, posee al sur de Tierra del Fuego un espesor máximo de 1820 m en el pozo Lago Mercedes 1, en el pozo Esmeralda 1 presenta 875 m, y 850 m en el pozo Carretas 1 y 1A (Figs. 3.4, 3.7).

3.3.2.3 Formaciones Agua Fresca y Tres Brazos (Eoceno inferior – medio)

Hacia el oeste, la Formación Agua Fresca comprende una sucesión arcillosa intercaladas con areniscas finas hacia el techo y concreciones calcáreas, depositadas en un ambiente de plataforma somera (Decat y Pomeyrol, 1931). En base a su contenido faunístico, Von Goetsche y Huca (1953) dividen la formación en un miembro inferior denominada “Zona de *Elphidium lauritaensis*” y uno superior llamado “Zona de *Elphidium chilenum*”.

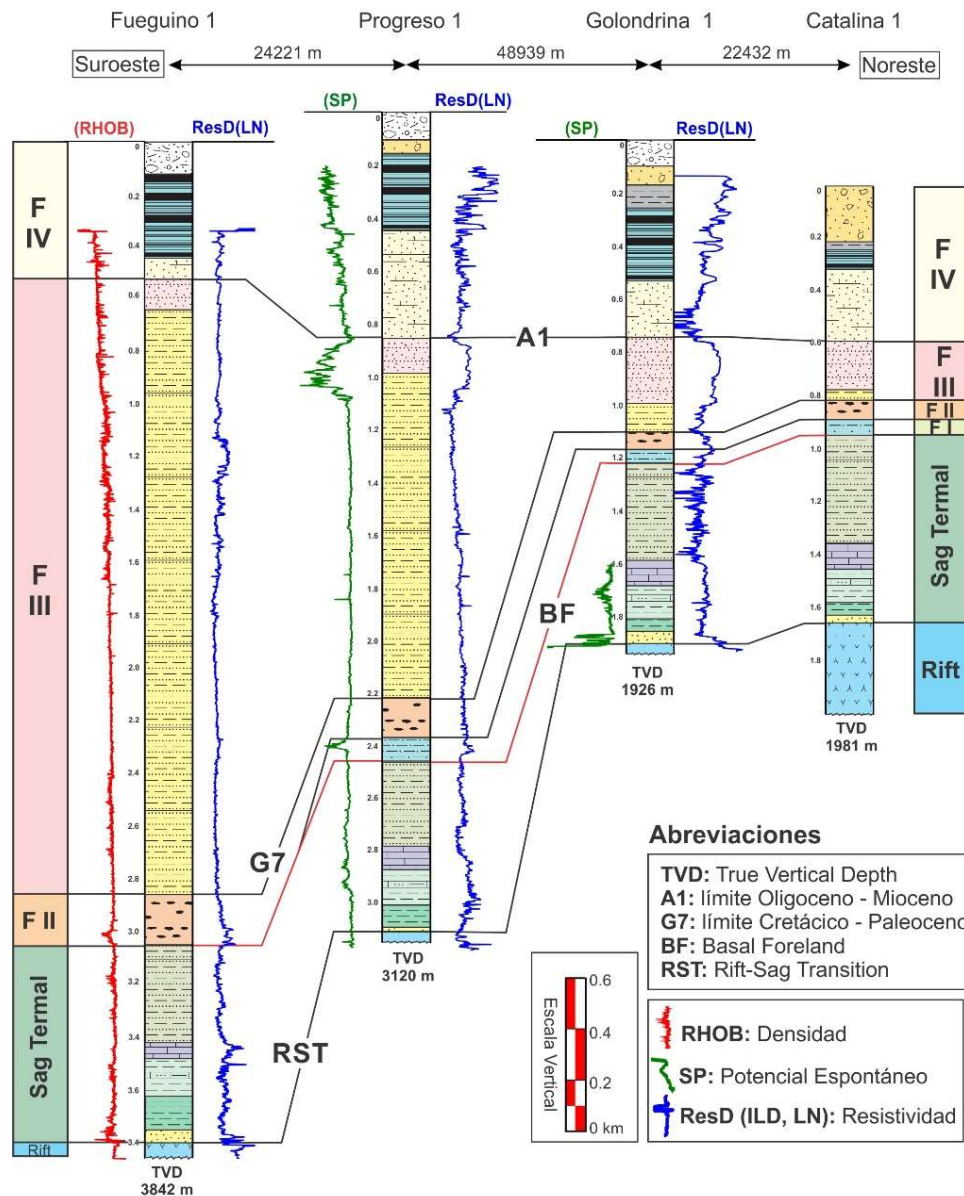


Figura 3.10. Correlación estratigráfica regional suroeste-noreste entre los pozos Fueguino 1 y Catalina 1, Tierra del Fuego. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

La litología de la Formación Agua Fresca es descrita al norte de la cuenca en Dorado-Riquelme, en el pozo Manzano 7 (Fig. 3.5), como: 145 m de arcillolitas grises oscuras, intercalada con bancos de areniscas finas de matriz arcillosa; seguido de 370 m de arcillolitas grises intercaladas con niveles de areniscas finas arcillosas; 315 m de areniscas finas arcillosas a arcillolitas glauconíticas en parte calcáreas; 750 m de arcillolitas grises con algunas zonas limosas, e intercalaciones de caliza gris a parda. En tanto, al sur de Tierra del Fuego, en el pozo Esmeralda 1 (Fig. 3.7), se reconocen 645 m de arcillolitas grises parcialmente arenosas, intercaladas con limolitas y niveles calcáreos, con escasa glauconítica.

Charrier y Lashen (1969) asignan para la Formación Agua Fresca una edad paleocena inferior a eocena en base a microfauna, y Todd y Kniker (1952) en base a microfauna de foraminíferos (*Elphidium* sp.) determinan una edad eocena. Por su parte, Malumián *et al.* (2013) identifican para la formación un foraminífero que limita el Paleoceno-Eoceno (*Globanomalina australiformis* sp.), limitando a la formación a ser más joven que el Paleoceno.

Dataciones de edad U-Pb SHRIMP realizadas en el pozo Manzano 7 (Figs. 3.5, 3.11a), recolectada a los 4198.2 m de profundidad en el sector oeste del área Dorado-Riquelme (muestra SP-8), entregan una edad de máxima depositación (MDA) de 54.2 ± 1.6 Ma., y un grano más joven de edad 53.1 ± 1.2 Ma., determinando una edad máxima de depositación Eoceno inferior para la sección inferior de la Formación Agua Fresca. Esta edad es coincidente con la edad bioestratigráfica asignada para la formación.

A pesar que en subsuperficie los pozos no siempre logran alcanzar la base de la Formación Agua Fresca, mediante el registro sísmico se deduce que disminuye paulatinamente su espesor al este y sur. La formación registra al este de Isla Riesco, en el pozo Ponsomby 1 un espesor de 1640 m (Fig. 3.5); al noroeste de Seno Skyring en el pozo El Salto 1 posee 1334 m de potencia (Fig. 3.8), y hacia el este en el pozo Manzano 7 consta de 1580 m (Fig. 3.5). En tanto al sur de Tierra del Fuego, en el pozo Esmeralda 1 alcanza un espesor de 645 m, 547 m en el pozo Carretas 1 y 1A, y 594 m en el pozo Lago Mercedes 1 (Figs. 3.4, 3.7, 3.12).

La Formación Tres Brazos se compone de areniscas finas a medias glauconíticas, limolitas, y concreciones arenosas de gran tamaño depositadas en un ambiente de plataforma media a interna (Thomas, 1949a; Mella, 2001). Cañon y Ernst (1975) asignan una edad eocena media en base a foraminíferos bentónicos para la Formación Tres Brazos. En tanto, Natland *et al.* (1974), le asignan una edad eocena superior. Recientes estudios faunísticos limitan la depositación de la Formación Tres Brazos entre los 43.7 y 39 Ma. (Malumián *et al.*, 2013). A su vez, las formaciones Agua Fresca y Tres Brazos están separadas por un hiato depositacional de más de 3 Ma. hacia el este de la zona de estudio (Malumián *et al.*, 2013). Recientemente, Bijl *et al.* (2021) asignan una edad entre 59 y 49 Ma. en base a dinoflagelados.

En el área dorado Riquelme, la formación es identificada en el pozo El Salto 1 (Fig. 3.8), donde se compone de 195 m de arcillolitas grises a verdosas glauconíticas, en parte limosas, con presencia de microfauna. En el pozo Ponsomby 1, la formación registra 685 m totales (Fig. 3.5), con 290 m basales de arcillolitas grises a claras glauconíticas, en parte limosas, restos de

carbón escaso y presencia de microfauna; 75 m de areniscas muy finas grises a pardas y glauconíticas, intercaladas con arcillolitas grises; 245 m de arcillolitas grises a claras glauconíticas, intercalada con limolitas y presencia de microfauna; y hacia el techo 75 m de arcillolitas grises intercaladas con areniscas finas arcillosas, glauconíticas y en parte calcáreas.

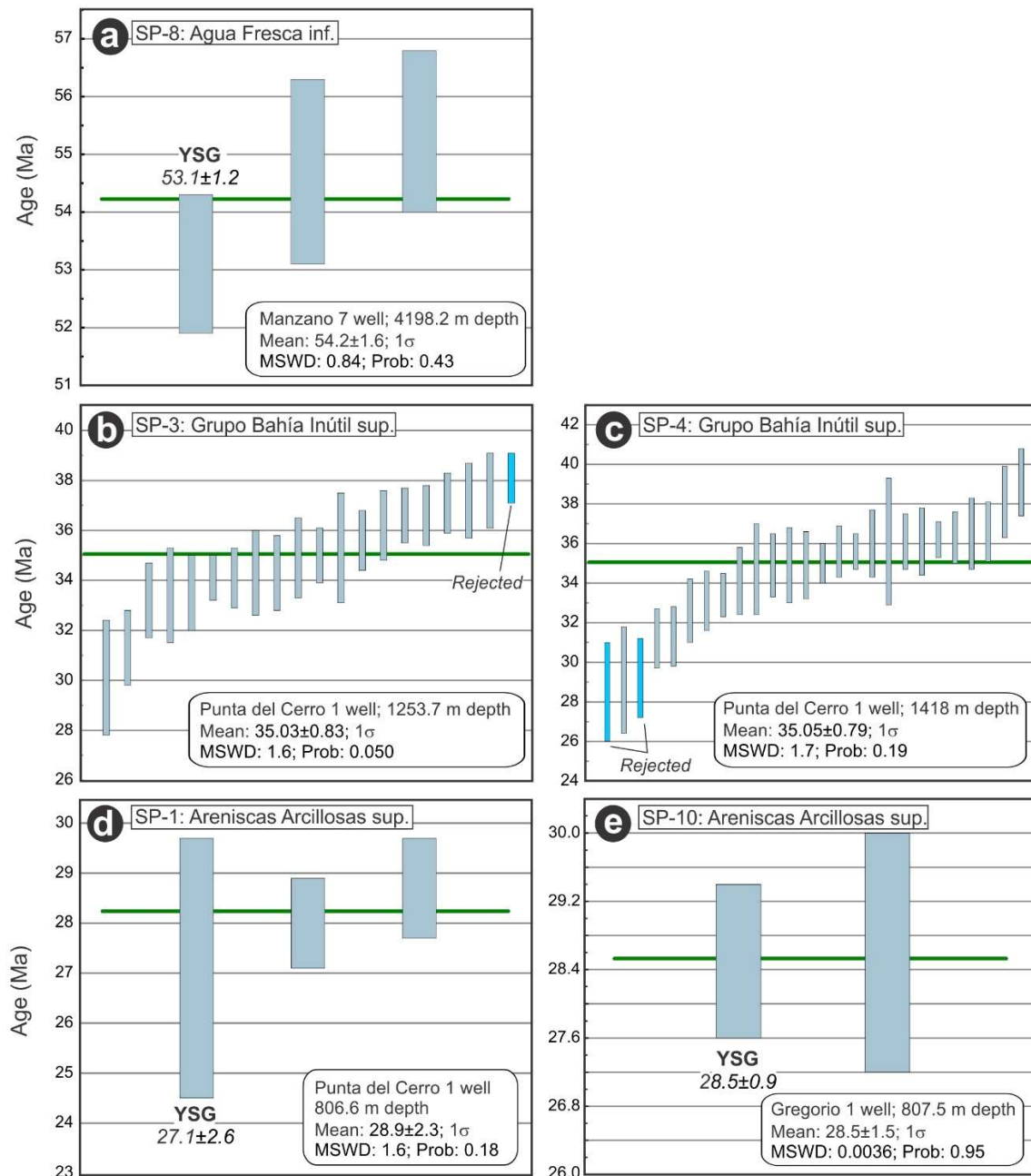


Figura 3.11. Resultados de las edades de máxima deposición (MDA) determinadas a partir del agrupamiento de las poblaciones de circones detríticos U-Pb analizadas con el software isoplot. Abreviaciones: SP: número de muestra, YSG: youngest single grain. Re-interpretadas de Hervé (2005).

Al noroeste de la cuenca, en el pozo Tranquilo 5 se identifican 640 m totales (Fig. 3.6), con 40 m basales de arcillolitas grises a claras, en parte limosas, calcáreas y glauconíticas; 35

m de calizas grises intercaladas con arcillolitas limosas glauconíticas; 145 m de arcillolitas grises a claras glauconíticas, intercaladas con areniscas finas arcillosas en parte glauconíticas; 65 m de areniscas arcillosas finas a muy finas y glauconíticas; 150 m de areniscas de grano fino glauconíticas, en parte limosas en la sección inferior y arcillosas en la sección superior; 45 m de limolitas arenosas grises y glauconíticas; 160 m de areniscas arcillosas grises a claras de grano fino; hacia la sección media a superior, areniscas limosas finas algo calcáreas y glauconíticas, intercaladas con arcillolitas verdosas.

3.3.3 Estadio de Foreland III (Eoceno medio a superior – Oligoceno)

Las unidades basales de foreland III al centro-este de la cuenca corresponden al Grupo Bahía Inútil inferior: formaciones mayormente arcillosas Camerón y Boquerón, depositadas en ambiente de plataforma al este de la cuenca (Keidel y Hemmer, 1931; Barwick, 1955; Céspedes, 1957; Cañon, 2000), las que se relacionan genéticamente hacia el oeste con la Formación Leña Dura (Decat y Pomeyrol, 1931; Thomas, 1949a; Barwick, 1955; Sáez, 2017). Hacia el Eoceno superior, continua la depositación del Grupo Bahía Inútil superior: con las formaciones Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo (Keidel y Hemmer, 1931; Barwick, 1949, 1955; Céspedes, 1957), mientras hacia el oeste de la cuenca, la unidad clástica de la Formación Santa Clara del Grupo Bahía Inútil (areniscas Santa Clara) se relaciona temporalmente con la Formación Loreto (areniscas Lynch inferior) (Keidel y Hemmer, 1931; Thomas, 1949a; Martínez *et al.*, 1964; Sáez, 2017). Finalmente, se deposita la Formación Areniscas Arcillosas hacia el este, siendo su expresión más al norte de Bahía Inútil en Tierra del Fuego la Formación Río del Oro (Barwick, 1949; Mordojovich, 1951).

3.3.3.1 Grupo Bahía Inútil inferior y Formación Leña Dura (Eoceno medio – superior)

El cambio de Facies desde la Formación Zona Glauconítica hacia los miembros inferiores del Grupo Bahía Inútil se reconoce en curvas de perfil eléctrico como el pase de areniscas a limolitas glauconíticas. La sección basal del Grupo Bahía Inútil (Camerón y Boquerón: ~900 m de espesor total) se compone de una sección de sedimentos que cubren la Plataforma Springhill hacia el este. Consta de limoarcillolitas y arcillolitas grises a verdosas, glauconitas en la base y portadoras de abundante macrofauna y microfauna, depositadas en un ambiente de plataforma somera (Céspedes, 1957). La edad del Grupo Bahía Inútil basal ha sido asignada al Eoceno superior en base a su microfauna característica (González, 1965). En

el pozo Río del Oro 1 (Fig. 3.9), al norte de Tierra del Fuego, la Formación Boquerón registra 173 m de arcillolitas grises, interestratificadas con calizas pardas y abundante pirita diseminada.

El Grupo Bahía Inútil alcanza un espesor promedio de 730 m, aumentando gradualmente su potencia hacia el sur y oeste de la cuenca. Los máximos espesores se reconocen en el área al sur de Tierra del Fuego, en el pozo Marazzi 1 (no desplegado) con 2739 m, Fuegoino 1 con 2222 m, Josefina 1 con 1576 y Carretas 1A con 1556 m (Figs. 3.7, 3.10, 3.12). Hacia el norte, la mayor potencia se reconoce en el pozo Punta del Cerro 1 con 1797 m (Fig. 3.5). La formación se adelgaza progresivamente hacia el noreste hacia el área Dungeness, donde registra 41 m en los pozos Daniel XE-1 y Daniel Este XE-1, 42 m en Catalina 1, y 81 en María Emilia 3 (Figs. 3.4, 3.5, 3.10). De este modo, el Grupo Bahía Inútil se configura como la unidad que presenta mayor acuífamiento hacia el este y sur en el área de estudio.

La porción inferior del Grupo Bahía Inútil (formaciones Camerón y Boquerón), la cual se correlaciona temporal y genéticamente con la Formación Leña Dura, comprende sedimentos marinos arcillosos los que alcanzan en el área noroeste de Bahía Inútil los 930 m, con una potencia de 160 m para una sección medida en la desembocadura de Chorrillo Parafina para la unidad Camerón, y 770 m de espesor para la unidad Boquerón medida en Cabo Boquerón (Céspedes, 1957). En tanto, en subsuperficie en el área Dorado-Riquelme, en el pozo Dorado Sur 3 (no desplegado) la unidad Camerón consta de 220 m y 290 m para la unidad Boquerón, mientras que hacia el este en el pozo Río del Oro 1 (Fig. 3.9), la unidad Boquerón registra 173 m. Específicamente, el tramo inferior de la Formación Boquerón queda restringido entre los 43.7 y 41.8 Ma. (Malumián et al., 2013).

En tanto, hacia occidente, la Formación Leña Dura se compone de arcillolitas grises y calcáreas fosilíferas depositadas en un ambiente de plataforma externa a media (Mella, 2001). Malumián *et al.* (2013) indican un ambiente depositacional de talud y piso de cuenca para Leña Dura. Para la Formación Leña Dura se asigna una edad Eoceno superior en base a microfauna (Thomas, 1949a; Fasola, 1969; Natland *et al.*, 1974). Recientes estudios bioestratigráficos le atribuyen una edad Eoceno medio a superior (44 a 38 Ma; Malumián *et al.*, 2013).

En el pozo Esperanza 3 (Fig. 3.6), la Formación Leña Dura consta en su base de 115 m de arcillolitas limosas grises a verdosas, glauconíticas en parte calcáreas; 35 m de areniscas arcillosas finas, glauconíticas y calcáreas; 115 m de arcillolitas limosas grises a verdosas a

pardas, glauconíticas y en parte calcáreas. Hacia el sur del pozo anterior, en el pozo El Salto 1 (Fig. 3.8), se reconocen 70 m de arcillolitas grises en parte glauconíticas, intercaladas con niveles de calizas pardas, escasa microfauna; 220 m de arcillolitas grises, con zonas calcáreas, en parte glauconíticas y presencia escasa de microfauna; 115 m de arcillolitas grises intercalada con delgados niveles calcáreos pardos, glauconíticas y con presencia de microfauna; 40 m de limolitas arenosas grises a verdosas, con escasa glauconita; 105 m de arcillolitas grises glauconíticas con abundante microfauna.

La Formación Leña Dura alcanza en subsuelo 1003 m en el pozo Manzano 1 y 962 m en Manzano 7, 700 m en el pozo Pozuelos 1 y 265 m en el pozo Esperanza 3 (Figs. 3.5, 3.6, 3.8).

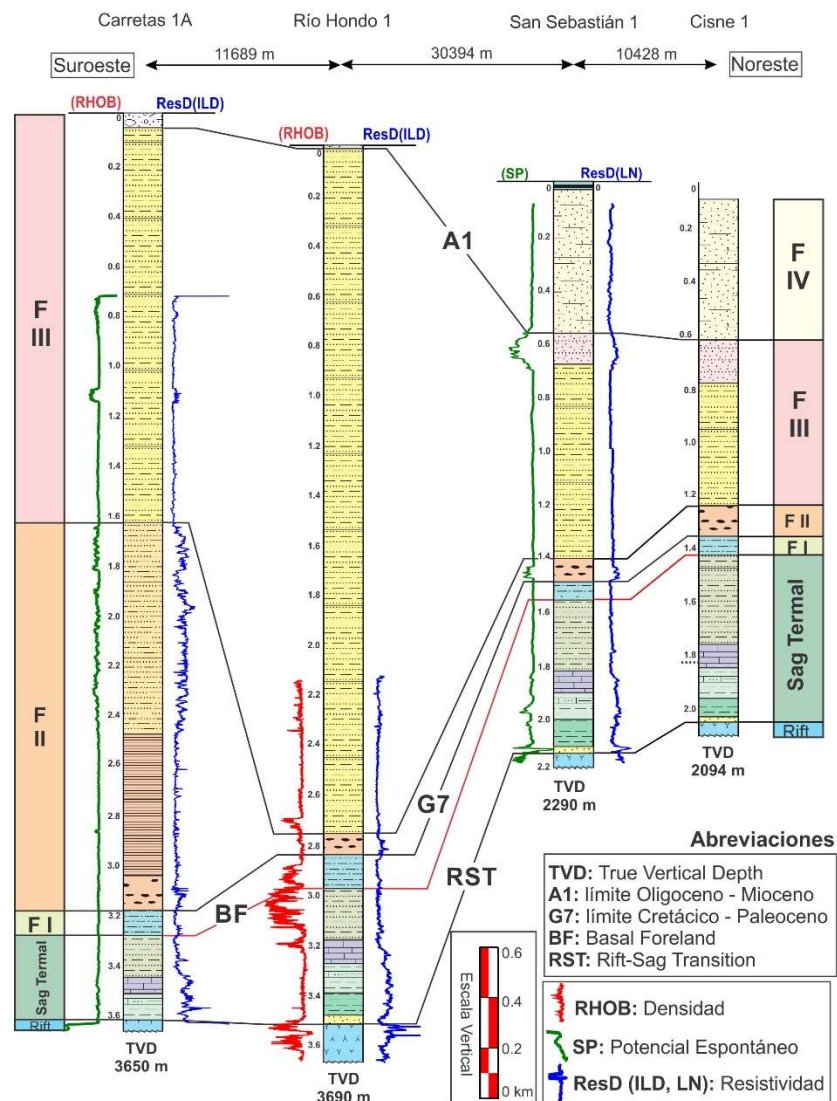


Figura 3.12. Correlación estratigráfica regional suroeste-noreste entre los pozos Carretas 1A y Cisne 1, Tierra del Fuego. Ubicación de la transecta en figura 3.1. Escala horizontal exagerada. Leyenda litológica en figura 3.3.

3.3.3.2 Grupo Bahía Inútil superior, formaciones Loreto y Areniscas Arcillosas (Eoceno superior – Oligoceno)

La sección superior del Grupo Bahía Inútil de carácter mayormente pelítico marino, consta de las formaciones Bautismo (limolitas gris verdosas y areniscas finas), Discordia (arcillolitas limosas grises a claro), Santa Clara (areniscas finas arcillosas y carbonosas) y Puerto Nuevo (arcillolitas limosas grises a claro), asociadas a Facies de talud (Barwick, 1949; Céspedes, 1957).

Los registros geofísicos de pozo muestran la sección arcillosa superior del Grupo Bahía Inútil como una línea continua, excepto el paquete clástico de la Formación Santa Clara que evidencia un aumento las curvas resistivas (ResD) y de densidad (RHOB). En subsuelo, al sur de Tierra del Fuego en el pozo Río Chico 1 (Fig. 3.3), la Formación Bautismo se compone de 95 m de arcillolitas en parte limosas grises a pardas, con zonas levemente calcáreas y con presencia de microfauna; la Formación Discordia consta de 680 m de arcillolitas grises a verdosas levemente calcáreas, con intercalaciones de limolitas con escasa zonas arenosas, intercalación de niveles calcáreos y presencia de abundante microfauna, 55 m de areniscas gruesas y conglomerádicas al techo de la formación; sobre la anterior, la Formación Puerto Nuevo alcanza los 213 m de areniscas finas en la base a muy gruesas al techo, con zonas calcáreas e intercalaciones de caliza, con pirita diseminada; hacia el techo se reconocen limolitas arcillosas grises con zonas calcáreas y niveles carbonosos. Al norte de Tierra del Fuego, en el pozo Río del Oro 1 (Fig. 3.9) la Formación Bautismo consta de 142 m de arcillolitas limosas grises; la Formación Discordia se compone de 380 m de arcillolitas limosas grises, en parte glauconíticas, intercalad con niveles calcáreos, abundante microfauna; finalmente la Formación Puerto Nuevo consta 530 m de arcillolitas grises en parte limosas, zonas y niveles calcáreos, abundante microfauna. Niveles de a Formación Santa Clara son reconocidos en el pozo Punta del Cerro 1 (Fig. 3.5) donde alcanzan los 45 m y 60 m de espesor, compuestos de areniscas medias arcillosas grises a verdosas, intercaladas con arcillolitas limosas grises y niveles calcáreos, con presencia de restos vegetales carbonizados.

En el Grupo Bahía Inútil superior se registran espesores de 280 m para la Formación Bautismo en Río Bautismo; hasta 1650 m para la Formación Discordia; 450 m para la Formación Santa Clara en la localidad de Río del Oro, disminuyendo su espesor hacia el hasta SE con una potencia de 90 m en Río Discordia; y 550 m para la Formación Puerto Nuevo en Río del Oro (Céspedes, 1957). Dentro del Grupo Bahía Inútil superior los que tienen mayor

expresión son las unidades Discordia y Puerto Nuevo, estando la unidad arenosa de Santa Clara con poca distribución. Al igual que en los niveles inferiores del Grupo Bahía Inútil, los mayores espesores se registran hacia el oeste y sur de la cuenca. En subsuelo, en Tierra del Fuego, la Formación Bautismo alcanza los 100 m en el pozo Río Chico 1 y 145 m en Río del Oro 1 (Figs. 3.3, 3.9). La Formación Discordia registra espesores de 700 m y en Río del Oro 1 y 180 m en el pozo Punta Baja 1 (Figs. 3.5, 3.9). Para la Formación Santa Clara, se identifican espesores entre 45 m y 60 m en el pozo Punta del Cerro 1 (Fig. 3.5). Finalmente, la Formación Puerto Nuevo se reconoce 190 m en el pozo Río Chico 1, 530 m en Río del Oro 1 y 220 m en Punta Baja 1 (Figs. 3.3, 3.5, 3.9).

En base a microfauna se establece que la sección superior del Grupo Bahía Inútil superior se habría depositado entre el Eoceno superior a Oligoceno medio-superior (Barwick, 1955; Otero *et al.*, 2012). Análisis de edades U-Pb SHRIMP realizados en la parte superior del Grupo Bahía Inútil, al oeste del área Dorado-Riquelme en el pozo Punta del Cerro 1 (Figs. 3.5, 3.11b), muestran a los 1253.7 m de profundidad (muestra SP-3) un pico estadístico entre los 30-38 Ma. y una edad máxima de depositación (MDA) de 35.03 ± 0.83 Ma.; en tanto, a los 1498 m (muestra SP-4; Fig. 3.11c), el pico más joven se ubica entre los 29-39 Ma. y una edad MDA de 35.05 ± 0.79 Ma. Ambas muestras, son coincidentes con la edad bioestratigráfica asignada a la sección superior del Grupo Bahía Inútil, es decir, Eoceno superior a Oligoceno medio-superior.

La Formación Loreto corresponde a un sistema progradante de dirección oeste a este, depositado sobre el talud y piso de cuenca (Gallardo, 2014). Datos faunísticos indican una edad oligocena a miocena para la Formación Loreto (Natland *et al.*, 1974), miocena inferior en base a microfauna (Martínez *et al.*, 1964), y oligoceno en base a polimorfos (Fasola, 1969). Otero *et al.* (2012), en base a dataciones U-Pb en circones detríticos indican una edad 36.48 ± 0.47 Ma. y 36.73 ± 0.50 Ma., del Eoceno superior. En tanto, Bjil *et al.* (2021) indican una edad no superior a 38 Ma. en base a dinoflagelados y dataciones U-Pb en circones detríticos, registrada en la Mina Pecket (al noreste de Península de Brunswick). Al norte de la cuenca, en el área Dorado Riquelme, en el pozo Manzano 7 (Fig. 3.5) la Formación Loreto consta de 395 m de areniscas cuarcíferas arcillosas finas a medias y grises a verdosas, con intercalaciones de carbón hacia el techo, intercalaciones de arcillolitas y limolitas, presencia de glauconita hacia la base y presencia de microfauna; y en la parte superior 350 m de areniscas cuarcíferas arcillosas finas a medias y grises a verdosas, intercaladas con arcillolitas arenosas, presencia

de restos carbonosos y zonas calcáreas, abundante microfauna. Al norte del sector Dorado Riquelme, en el área de Tranquilo, en el pozo Tranquilo 5 (Fig. 3.6) la formación se compone de 85 m basales de areniscas de grano fino a medio, grises a verdosas en parte glauconíticas, intercalada en la sección media del cuerpo arenoso con limolitas-arcillolitas y niveles de calizas, con zonas calcáreas basales; 210 m de arcillolitas y limolitas grises a verdosas, con zonas arenosas de hasta 15 m, presencia de glauconita, en partes arcillosas con restos carbonosos; 100 m de arcillolitas arenosas intercaladas con limolitas y arcillolitas, con horizontes carbonosos basales de hasta 5 m y de 2 m en la sección media; 100 m de arcillolitas y limolitas grises a claras, intercaladas con zonas arenosas finas, sedimentos tobáceos intercalados en la sección inferior de hasta 5 m de espesor; 80 m de areniscas arcillosas medias afinas, grises a pardas, presencia de microfauna.

Al norte de la cuenca, la Formación Loreto alcanza su mayor espesor en el pozo Manzano 1 con 713 m, 745 m en Manzano 7 y 400 m en el pozo Riquelme 1 (Figs. 3.5, 3.8). En tanto, hacia el noroeste en el área Tranquilo, los espesores constan de 946 m en Esperanza 1, 898 m en Esperanza 3 y 575 m en el pozo Tranquilo 5 (Fig. 3.6). El espesor promedio de la formación en subsuelo es de 685 m.

El paso de la Formación Puerto Nuevo (parte superior del Grupo Bahía Inútil) hacia la Formación Areniscas Arcillosas, conocido como horizonte sísmico A1b, está marcado como un cambio granulométrico hacia la sucesión de areniscas calcáreas basales de la Formación Areniscas Arcillosas, evidenciando un máximo en las curvas resistivas (ResD) y de densidad (RHOB) (Figs. 3.3–3.8). La Formación Areniscas Arcillosas corresponde a una sucesión de areniscas arcillosas en parte glauconíticas depositadas en un ambiente de plataforma somera (Mordojovich, 1951; Mella, 2001; Malumián *et al.*, 2013). Al sur de tierra del Fuego, en el pozo Gaviota 1 (Fig. 3.4), se identifican 30 m basales de arcillolitas arenosas grises, con pirita diseminada y presencia de microfauna; seguida de 68 m de arcillolitas arenosas grises a verdosas y glauconíticas, intercaladas con areniscas arcillosas finas a medias glauconíticas, con pirita diseminada y presencia de microfauna. Al norte de Tierra del Fuego, en el pozo Retamos 1 (Fig. 3.9), 142 m de areniscas arcillosas grises a claras, en la base gruesas a medias y finas hacia el techo, intercaladas con niveles de arcillolitas limosas en la sección media de la formación. En el sector de Dungeness, en el pozo Daniel Este XE-1 (Fig. 3.5), consta de 80 m de areniscas arcillosas muy finas grises a verdosas; 35 m de limolitas arcillosas grises; 37 m de areniscas muy finas, en parte limosas y presencia de microfauna; 12 m de limolitas arcillosas

grises; 48 m de areniscas arcillosas muy finas e intercalaciones de arcillolitas fosilíferas. En tanto, en el sector de Dorado Riquelme, en el pozo Punta del Cerro 1 (Fig. 3.5), se registran 160 m basales de areniscas grises a verdosas de grano fino, en parte glauconíticas, con zonas calcáreas e intercaladas con arcillolitas limosas grises a claras con restos vegetales; 100 m de areniscas arcillosas finas grises a verdosas y glauconíticas, intercaladas con areniscas calcáreas y arcillolitas limosas, impresiones de restos vegetales carbonizados y fragmentos de fósiles; 50 m de limolitas arcillosas grises a claras, intercalaciones de caliza limosas y presencia de fragmentos de fósiles; 40 m de areniscas medias a gruesas grises a verdosas, en parte conglomerádicas y arcillosas, frecuentes fragmentos de fósiles calcáreos y algunas impresiones de restos vegetales.

La potencia de la Formación Areniscas Arcillosas en subsuperficie promedia los 180 m. En el área de Tierra del Fuego, en general se reconoce una disminución de espesores en dirección al oeste y sur, con: 52 m en Río Chico 1, 55 en Chañarcillo 1, Cachimba 1 con 75 m, Gaviota 1 con 98 m (Figs. 3.3-3.4), engrosándose hacia el norte en el pozo Río del Oro 1 con 107 m, 122 m en Fueguino 1 y 142 m en Retamos 1 (Figs. 3.9, 3.10). En el sector Dorado Riquelme, el engrosamiento es en dirección al oeste, con: 145 m en Dungeness XE-1, 212 m en Daniel Este XE-1, 337 m en Punta Baja 1, 350 m en Punta del Cerro 1 y 706 m en Punta del Cerro 9 (Fig. 3.5).

Las asociaciones de foraminíferos en la Formación Areniscas Arcillosas indican una edad oligocena superior a miocena inferior (González, 1965). En tanto, dataciones de edad U-Pb SHRIMP realizadas en el pozo Punta del Cerro 1 a los 806.6 m de profundidad (muestra SP-1; Figs. 3.5, 3.11d), indican una edad MDA de 28.9 ± 2.3 Ma., con un grano más joven de 27.1 ± 2.6 Ma. Hacia el oeste, en el pozo Gregorio 1 a los 807.5 m de profundidad (muestra SP-10; Fig. 3.11e), dataciones por el mismo método entregan una edad de 28.5 ± 1.5 Ma., con un grano más joven de 28.5 ± 0.9 Ma. Estas edades son coherentes con la edad bioestratigráfica asignada para la parte más alta de la Formación Areniscas Arcillosas.

3.3.4 Estadio de Foreland IV (Mioceno inferior – Neógeno)

Los primeros depósitos Miocenos hacia el este de la cuenca están representados por la Formación Brush Lake y Filaret, acumulados en un ambiente de plataforma somera a ambientes costeros, respectivamente (Barwick, 1949, 1955; Céspedes y Cortés, 1956; Mella, 2001). Hacia el oeste, se reconoce la Formación El Salto de ambientes fluviales a transicionales

(González, 1953). Finalmente, dispuesta en discordancia sobre la Formación Filaret e infrayace a depósitos glaciares y/o fluviales, se reconoce a la Formación Palomares a partir de los 52° de latitud sur (Keidel y Hemmer, 1931; González, 1953).

3.3.4.1 Formaciones Brush Lake, Filaret y El Salto (Mioceno inferior)

En registros eléctricos el paso de las areniscas del techo de la Formación Areniscas Arcillosas al paquete predominantemente arcilloso marino de la Formación Brush Lake, se identifica como una inflexión en las curvas resistivas (ResD) y de densidad (RHOB). Natland *et al.* (1974) asignan en base a microfauna (foraminíferos bentónicos) para la Formación Brush Lake una edad miocena media.

Al centro-sur de Tierra del Fuego, la Formación Brush Lake comprende en el pozo Gaviota 1 (Fig. 3.4) 160 m basales de arcillolitas limosas grises, intercalaciones delgadas de arenisca calcárea de grano fino, restos carbonosos y concreciones calcáreas, presencia de microfauna y macrofauna; 80 m de areniscas arcillosas grises a verdosas, de grano fino a grueso, con intercalaciones de areniscas calcáreas, presencia de macrofauna; 290 m de arcillolitas limosas, intercaladas con areniscas calcáreas de grano medio, concreciones de arcillolitas calcáreas grises, presencia de microfauna y macrofauna; 110 m de areniscas arcillosas grises a verdosas, de grano fino a grueso, intercalaciones de limolitas arcillosas grises verdosas con restos carbonosos. Al norte de Tierra del Fuego, en el pozo Baquedano 1 (Fig. 3.3), la formación consta de 125 m de arcillolitas limosas grises a verdosas, intercalada con bancos de areniscas finas calcáreas, intercalaciones de conglomerados finos arcillosos, concreciones calcáreas y presencia de microfósiles; 25 m de conglomerados finos arcillosos, presencia de clastos arcillosos; 260 m de arcillolitas grises, intercaladas en la base con areniscas arcillosas verdosas, presencia de concreciones calcáreas y macrofauna; 50 m de arcillolitas grises a verdosas, intercaladas con areniscas fina a conglomerádicas arcillosas y limolitas muy arcillosas grises, concreciones calcáreas, presencia de material piroclástico y de abundante macrofauna. En el sector de Dorado Riquelme, en el pozo Punta del Cerro 9 (Fig. 3.5), constan de 57 m de arcillolitas a limoarcillolitas grises a pardas, areniscas de grano medio a grueso grises a claras de matriz arcillosa, escaso cemento calcáreo; mientras, hacia el norte del pozo anterior, en el pozo Brazo Norte 1A (Fig. 3.6), se compone de 66 m de limolitas grises a claras, areniscas medias a gruesas de matriz arcillosa con restos de carbón y arcillolitas grises a verdosas en partes carbonosas.

La Formación Brush Lake registra un espesor promedio de 240 m. Se distribuye exclusivamente hacia el este de la cuenca, en las áreas de Tierra del Fuego, Dungeness y parte este del área Dorado Riquelme. La formación se engrosa hacia el sur y este, registrando en Tierra del Fuego 715 m en el pozo Bandurria 1 (no desplegado), 640 m en el pozo Gaviota 1 y 545 m en Cachimba 1 (Fig. 3.4), adelgazándose progresivamente hacia el oeste en el pozo Baquedano 1 con 460 m, 230 m en Josefina 1, 376 m en Progreso 1 y 74 m en Fueguino 1 (Figs. 3.3, 3.7, 3.10); y hacia el norte en los pozos Gregorio 1 con 47 m, Punta del Cerro 9 con 57 m, Brazo Norte 1A con 66 m, 68 m en Las Truchas 1 y 60 m en Tranquilo 5 (Figs. 3.5, 3.6, 3.8).

En tanto, para la Formación Filaret se asigna una edad miocena medio a superior (Cortés, 1963; González, 1965). En el sector noreste del área de estudio, la Formación Filaret se reconoce en el pozo Dungeness XE-1 (Fig. 3.5), donde se compone de 27 m de areniscas muy finas a gruesas con abundante macrofauna; 72 m de areniscas finas a gruesas, grises a verdosas en parte calcáreas, con material carbonoso y abundante macrofauna; 106 m de arcillolitas a limoarcillolitas grises a claras con intercalaciones de areniscas arcillosas escasas, presencia de macrofauna; 25 m de areniscas finas arcillosas azules, hacia la base gruesa a muy gruesa con abundante macrofauna. En el pozo Manantiales Este 1 (Fig. 3.5), al norte de Tierra del Fuego, se reconoce un miembro carbonoso inferior compuesto de 20 m de areniscas arcillosas conglomerádicas basales, seguido de 10 m de carbón arcilloso, 40 m de areniscas arcillosas finas a conglomerádicas intercaladas con arcillolitas verdes y niveles de carbón, y 25 m de arcillolitas limosas grises en parte arenosas; una sección media compuesta de 65 m de areniscas finas a conglomerádicas, verdes claras a grises, con zonas arenosas e intercalaciones limoarcillosas y de carbón; y una sección superior de 165 m de areniscas arcillosas finas a gruesas en parte conglomerádicas, de color verdes a pardas, con intercalaciones de arcillolitas verdes y horizontes de carbón, hacia el techo intercalaciones tobáceas y abundantes niveles de arcillas carbonosas.

La Formación Filaret presenta un espesor promedio de 355 m. El mayor espesor lo registra en el pozo Nika 1 con 620 m (no desplegado) y en Punta del Cerro 9 con 544 m (Fig. 3.5). En el área Dorado-Riquelme es donde se registran las mayores potencias, con: 506 en Kimiri Aike Sur 2, 496 m en Gregorio 1 y 452 m en Punta del Cerro 1 (Fig. 3.5). Hacia el área Dungeness se produce un adelgazamiento en los pozos Daniel Este XE-1 con 229 m, Dungeness XE-1 con 230 m, Catalina 1 con 105 m (Figs. 3.5, 3.10).

Hacia el oeste, la Formación El Salto consta de areniscas y conglomerados con intercalaciones arcillosas, limolitas carbonosas y capas de lignitos, depositados en un ambiente continental fluvial a transicional (Mella, 2001). Natland *et al.* (1974) asignan a la Formación El Salto una edad miocena, mientras Hervé *et al.* (2004) en base a dataciones U-Pb entregan una edad de 21.8 ± 1.5 Ma. En el pozo Laguna Blanca 1 (Fig. 3.8), la Formación El Salto registra 72 m de areniscas finas arcillosas y limolitas grises, intercalaciones arcillosas y bancos de macrofauna; 160 m de areniscas medias a conglomerados arcillosos, limolitas arcillosas e intercalaciones de calizas pardas, concreciones calcáreas y oolitos, con mantos carbonosos abundantes; 120 m de arcillolitas limosas grises a verdosas alternadas con areniscas y conglomerados arcillosos, restos vegetales y niveles de carbón; 348 m de conglomerados y areniscas arcillosas grises verdosas, alternados con arcillolitas y limolitas grises claras a verdosas, niveles de carbón escasos y restos vegetales; 131 m de areniscas y conglomerados arcillosos grises a verdosos, intercalados con arcillolitas grises a verdosas; 182 m de areniscas blancas y azules en la base, con areniscas tobáceas azules gruesas con abundante material volcánico, alternado con tobas grises hacia el techo. Al sur del anterior, en el pozo Manzano 1 (Fig. 3.5), 327 m de arcillolitas limosas grises a verdosas, alternadas con areniscas conglomerádicas arcillosas, conglomerados y limolitas arcillosas, presencia de mantos de carbón arcillosos y restos carbonosos; seguido de 337 m de conglomerados y areniscas conglomerádicas arcillosas grises a verdosas, intercalados con arcillolitas grises a verdosas en parte arenosas. Hacia el este, en el pozo Kimiri Aike Sur 2 (Fig. 3.5), 163 m basales de areniscas de grano fino a medio de matriz arcillosas, alternadas con arcillolitas grises a verdosas, muy carbonosas hacia la sección media a superior; seguido de 188 m areniscas medias a finas a grises pardas a verdosas, con abundantes intercalaciones de arcillolitas pardas carbonosas, abundantes mantos de carbón de hasta 5 m; 90 m de grano fino a grueso verdosas, matriz arcillosa, con intercalaciones de arcillolitas arenosas pardas; 65 m de limolitas pardas a verdosas, algo arenosas e intercalaciones arenosas, al techo intercalaciones carbonosas y tobáceas.

Hacia el oeste la Formación el Salto registra un promedio de 700 m en la cuenca occidental. Los mayores espesores se reconocen en el área Tranquilo en los pozos Esperanza 1 con 1138 m y Esperanza 3 con 1086 m (Fig. 3.6), disminuyendo los espesores hacia el sur en el pozo Laguna Blanca 1 con 1013 m, Riquelme 1 con 972 m, Manzano 1 con 664 m y Cruceros 1 con 467 m (Figs. 3.5, 3.8).

3.3.4.2 Formación Palomares (Mioceno medio – Plioceno)

La Formación Palomares consta de conglomerados, areniscas con estratificación cruzada, tobas y brechas, depositadas en condiciones continentales, de planicie aluvial y deltaicos (Keidel y Hemmer, 1931). Velásquez (2016) describe afloramientos al norte de Seno Skyring, entre la zona de Kerber por el noroeste y Cerro Palomares al sureste, incluyendo Cordillera Pinto y Vidal. Las litologías descritas corresponden a basaltos, tobas cristalinas andesitas y dacíticas. Este volcanismo de tipo calcoalcalino se asocia a un volcanismo efusivo básico, explosivo silíceo freatomagmático y flujos de detritos y lahares. El volcanismo se habría originado al oeste en el sector de Cordillera Pinto.

Un evento transgresivo denominado como Arcilla Marina es registrado en la base de la Formación Palomares y sobre la Formación Filaret. Esta sucesión marina consta de arcillas y limolitas aflorantes en el cerro McPhearson y Estancia Los olivos al noreste de Bahía Inútil, y reconocida también en subsuperficie de Tierra del Fuego. En pozos es reconocida como arcillolitas y limolitas en parte arenosas, algo calcáreas y fosilíferas, alcanzando los 37 m de espesor promedio (Figs. 3.3, 3.5, 3.10). Velásquez *et al.* (2018) señala que este evento es indicativo de condiciones subacuáticas, infiriendo una variación paleoambiental en la base de la Formación Palomares.

En base al contenido fósil se asigna para la Formación Palomares una edad miocena medio a superior en superficie (González, 1953), mientras hacia el este en subsuelo se asigna una edad miocena superior a pliocena inferior en base a moluscos y restos de mamíferos (González, 1965; Natland *et al.*, 1964). Velásquez (2016) asigna una edad de 19.3 ± 0.8 Ma, para una muestra obtenida en Cordillera Vidal, y de 19.8 ± 0.9 Ma, para una segunda muestra obtenida en cercanías de Río Rubens mediante el método K-Ar en basaltos.

Presenta un espesor promedio de 192 m, con la mayor potencia en el pozo Punta del Cerro 2 con 648 m (pozo no desplegado), con las mayores potencias dispuestas en general hacia el este y norte del área de estudio. En el área de Tranquilo se depositan los mayores espesores, registrando en el pozo Vania 1 485 m, Brazo Norte 1A 455 m y 390 m de potencia en Pozuelos 1 (Figs. 3.6, 3.8). En tanto, en el área Dorado-Riquelme el pozo Boleadoras 2 alcanza los 272 m, en Gregorio 1 los 257 m y en Dorado Sur 1A los 242 m (Figs. 3.5, 3.8). Al norte de Tierra del Fuego, en el pozo Manantiales Este 1 alcanza los 237 m, 161 m en Mellizos 1, 175 m en Chillán 1 (no desplegado), 95 m en Retamos 1 y 48 m en Progreso 1 (Figs. 3.5, 3.9, 3.10).

Velásquez (2016), señala que las potencias definidas a partir de datos de pozos en subsuelo para la Formación Palomares, corresponderían a su sección superior epiclástica (Piso Penitente), dejando abierta la posibilidad que los depósitos superiores de la infrayacente Formación el Salto (Piso San Antonio) correspondan en realidad a la sección inferior de Palomares (Piso San José) observada en afloramientos.

CAPITULO 4

RECONOCIMIENTO SÍSMICO DE LAS UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

La geometría de las diferentes etapas evolutivas, cuyas características generales han sido descritas en el Capítulo 2 y 3, fueron determinadas a partir del ensamble de sísmica de reflexión 2D sustentadas por registros de perforación. El reconocimiento de los pases formacionales en profundidad (i.e. interpretados como contactos entre formaciones) fue posible a partir del análisis de datos petrofísicos de pozo, datos bioestratigráficos, y su correlación con reflectores sísmicos. De este modo, la extrapolación de los principales marcadores eléctricos en esta porción de la cuenca (A1, A1b, G7, BF, C1, C5, C11 y RST; Fig. 2.4) y su correlación con los reflectores sísmicos claves, los que representan horizontes límites de secuencias o contactos entre unidades estratigráficas, permitieron definir el patrón que siguen las superficies y discordancias que limitan las unidades.

Se determina así, como características definitivas de cada unidad: un basamento metamórfico afectado por fallas extensionales de azimuth NW-SE y NNW-SSE, ascenso de los techos formacionales hacia la zona de antepaís (o Plataforma Springhill en Chile) para las sucesiones del Cretácico Inferior a Oligoceno, y una profundización hacia el área cercana a los Andes Patagónico-Fueguinos, seguida de una progresiva horizontalización de las sucesiones a partir del Mioceno. Se presentan en este capítulo secciones sísmicas regionales interpretadas, con las que se discute sobre la geometría y patrones de apilamiento depositacional de la cuenca para las diferentes etapas evolutivas, mapas isobáticos de los pases formacionales claves, se identifican las superficies y/o discordancias mayores que limitan las unidades sísmicas, y el relleno sedimentario mediante mapas isopáquicos para las diferentes etapas.

4.1 ETAPA DE RIFTING: JURÁSICO MEDIO – SUPERIOR

La sucesión definida por la Formación Tobífera, se reconoce sísmicamente como típicos depósitos de rift, rellenando cuencas de grábenes y hemigrábenes limitados por fallas planas rotacionales y lístricas de inclinación variable, afectados por fallas planas no-rotacionales antitéticas dentro de los depocentros (Figs. 4.1a–e) (Xiao y Suppe, 1992; McClay, 1995; Morley y Seusutthiya, 2007). En general se reconoce un muy bien definido patrón de reflectores con geometría de cuña que se espesa hacia los planos de falla, y un arreglo

estratigráfico con inclinaciones de los reflectores que disminuyen sección arriba, típico de estratos de crecimiento extensionales (Xiao y Suppe, 1992). La sección superior de la sucesión se reconoce como un conjunto de reflectores paralelos a subparalelos de mediana a alta amplitud (Figs. 4.1a–e). A mayor profundidad los reflectores pierden nitidez, volviéndose caóticos a medida que se acercan al basamento (Figs. 4.1a–e).

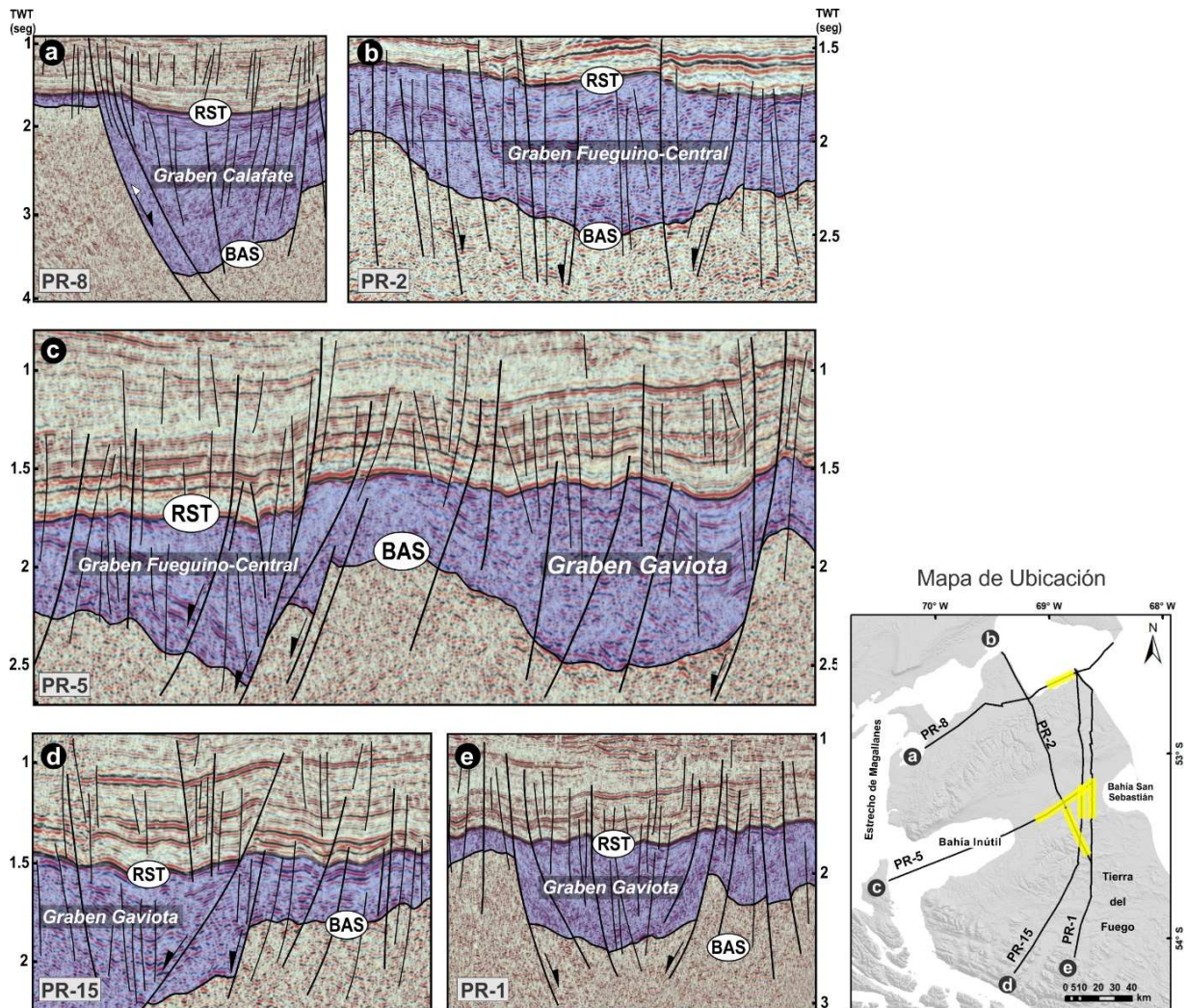


Figura 4.1. Algunos ejemplos de cuencas extensionales desarrolladas durante el Jurásico Medio a Superior en la cuenca de Magallanes. Notar las fallas planas rotacionales y sus fallas antitéticas no rotacionales asociadas, relleno sindeposicional y plegamientos por compactación (b, c, e). **a)** Línea sísmica PR-8, destacando el hemigraben Calafate cercano a Bahía Lomas, **b)** Línea sísmica PR-2, resaltando el graben Fuego central, al sur de Tierra del Fuego, **c)** Línea sísmica PR-5, destacando el graben Fuego central y Gaviota en Tierra del Fuego, cercana a Bahía San Sebastián, **d)** Línea sísmica PR-15, al sur de Tierra del Fuego mostrando el graben Gaviota, **e)** Línea sísmica PR-1, mostrando el graben Gaviota en Tierra del Fuego. Abreviaciones: BAS: techo del basamento Paleozoico; RST: *Rift-Sag Transition*, techo de la Formación Tobífera; PR: línea sísmica; TWT: doble tiempo de tránsito, en segundos.

Su límite inferior con el complejo ígneo metamórfico de Tierra del Fuego (CMTF), el que está definido por reflectores caóticos de variable amplitud, es designado como BAS y representa el inicio del estadio de rifting (Fig. 4.1). La transición desde los depósitos de synrift

hacia los sobreyacentes depósitos de sag termal está representado por una superficie compuesta, denominada aquí *Rift-Sag transition* (RST). Esta superficie se caracteriza por ser una paraconformidad en la mayoría de la extensión basal del sag termal, y es marcada por un reflector de alta amplitud, fácilmente identificable en la mayor parte del área de estudio debido a su buena continuidad (Figs. 4.1, 4.2a). Adicionalmente, se reconocen discordancias angulares confinadas a los flancos de los grábenes y hemigrábenes, los que experimentan rotación estructural progresiva y efectos de erosión. Además, al interior de los depósitos de synrift, fue posible reconocer efectos de compactación diferencial e inversión tectónica (Figs. 4.1a-e). La sobrecarga sedimentaria que especialmente afectaría a los niveles pelíticos que aparecen intercalados en la unidad volcánica (ej. hasta los 230 m de pelitas en Pozo Chañarcillo 35, ver Capítulo 3), sería responsable de favorecer la compactación diferencial configurando reflectores paralelos y apretados (Fig. 4.1a). Por otro lado, el relleno de los grábenes se evidencia plegado en reflectores sísmicos, posiblemente por compactación diferencial o posterior reactivación inversa (ej. graben Gaviota) (Figs. 4.1b, c, e).

Hacia fines del Jurásico, se infiere un amplio depocentro de dirección NW-SE con fuerte pendiente al suroeste, ubicando la parte más profunda de la cuenca cretácica en la zona inmediatamente al este de Isla Riesco y Península Brunswick, y ascenso de la base del Cretácico hacia la zona de Dungeness (Fig. 4.2a). Por otro lado, se identifica una fuerte correlación espacial entre los principales grábenes y hemigrábenes pre-Cretácicos observados en imágenes sísmicas (Fig. 4.2a) con la posición que ocupa el bulbo periférico en los posteriores estadios de foreland I y II hacia el Cretácico Superior (Figs. 4.2c,d).

4.2 ETAPA DE SAG-TERMAL: THITONIANO - CRETÁCICO INFERIOR

La sucesión de sag termal se dispone de manera horizontal a subhorizontal, lo que contrasta fuertemente con la unidad previa de rifting, con la que limita mediante la superficie *Rift-Sag transition* (RST). Las sucesiones que constituyen su relleno son de ambiente netamente marino, y corresponden a las formaciones Springhill, Estratos con Favrella, Lutitas con Ftanitas, Margas y Lutitas Gris Verdosas y equivalentes. Presentan geometría planar y paralela (Fig. 4.3), pero con diferentes características petrográficas que se reflejan en sus atributos sísmicos, siendo posible de este modo diferenciarlas. Sísmicamente, las sucesiones se reconocen como reflectores paralelos a subparalelos, de mediana a alta amplitud (Fig. 4.3), siendo esta tendencia interrumpida por reflectores de alta amplitud de la Formación Margas.

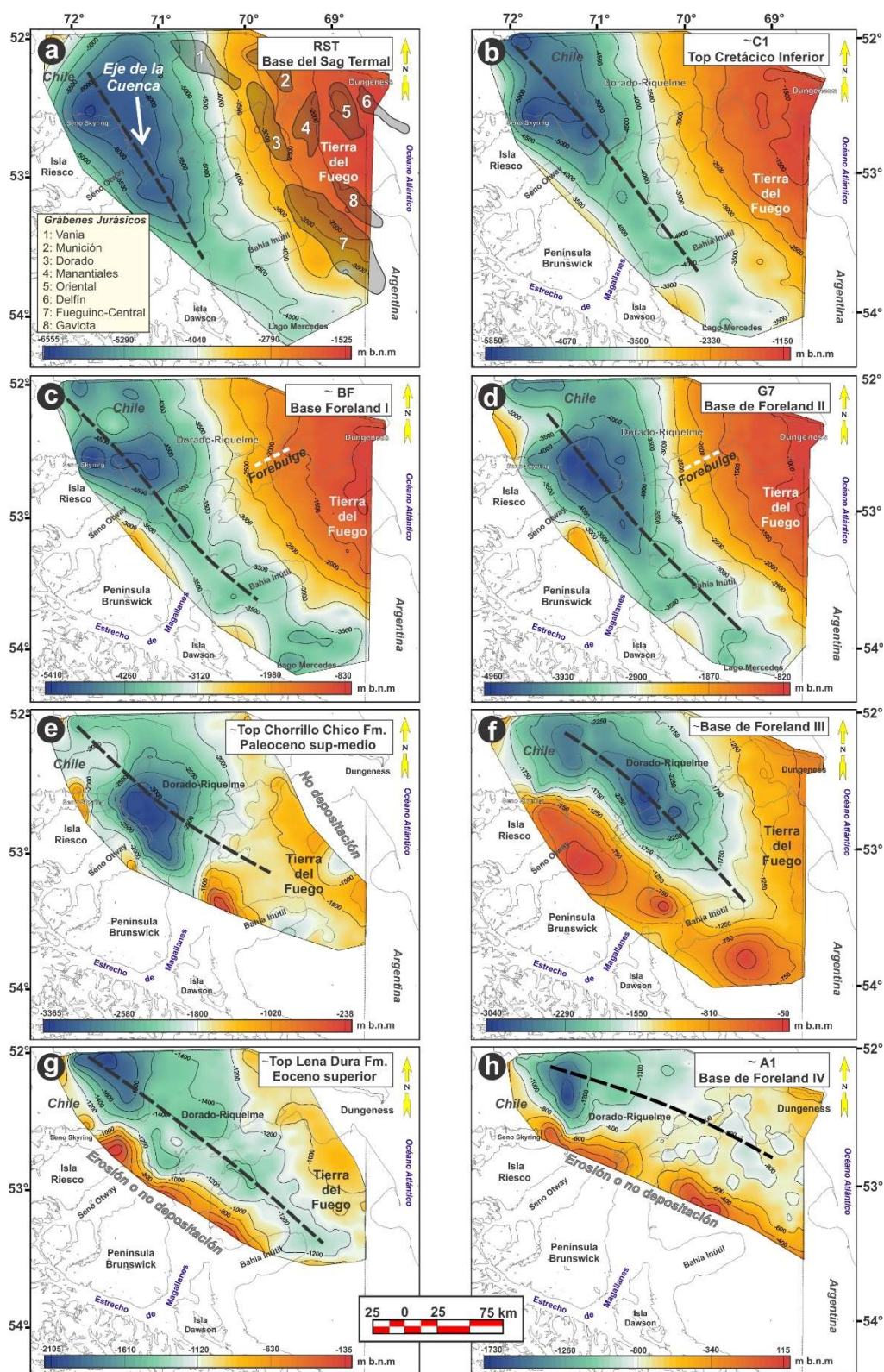


Figura 4.2. Mapas isobáticos de la cuenca de Magallanes (en metros bajo nivel del mar). **a)** Base del sag termal RST (Rift-Sag transition: techo Jurásico Superior), mostrando los principales grábenes y hemigrábenes formados durante la etapa de rifting (áreas sombreadas, tomados de equipo de exploración ENAP reconocidos en sísmica). **b)** techo Cretácico Inferior, ~C1: Fm. Margas. **c)** Base de foreland I, BF: Coniaciano (?) – Maastrichtiano. **d)** base de foreland II, G7: techo de Cretácico superior. **e)** techo del Paleoceno superior a medio, ~techo Fm. Chorrillo Chico - San Jorge. **f)** base de foreland III, ~Eoceno medio. **g)** techo de Fm. Leña Dura, Eoceno superior. **h)** base de foreland IV, A1: techo Oligoceno. Figuras elaboradas desde LMKR GVERSE-Geophysics.

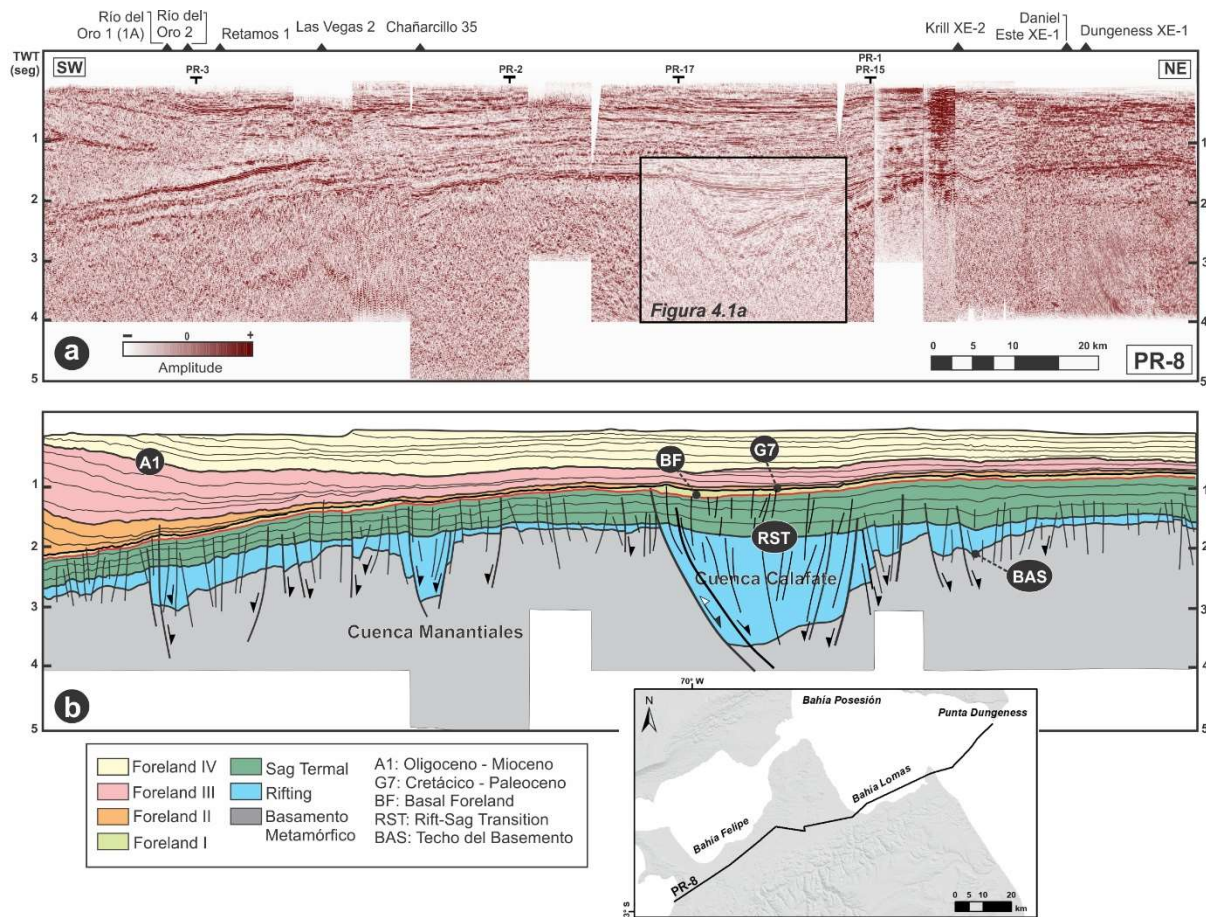


Figura 4.3. Sección sísmica regional PR-8 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector de Río del Oro hasta Punta Dungeness, al norte de Tierra del Fuego. Notar geometría planar paralela de reflectores de la etapa tectono-estratigráfica de sag termal. Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.

El espesor máximo acumulado en la etapa de sag termal se alcanza en el sector al noreste de Península Brunswick donde se registran ~2300 m y en el sector al sur de Tranquilo con ~1700 m de espesor total, configurando dos sub-cuencas independientes (Fig. 4.4a). Los espesores se distribuyen de manera regular hacia la zona de Dungeness y norte de Tierra del Fuego con valores entre los ~650-800 m, y entre los ~500-700 m para la zona sur de Tierra del Fuego (Fig. 4.4a).

La unidad basal de sag termal, la Formación Springhill, se reconoce como reflectores dispuestos en *onlap* por sobre las sucesiones volcánicas de la Formación Tobífera. El techo de la formación se encuentra a los 4037 m en el pozo Gregorio 1 al norte de la cuenca (Fig. 3.5) y a los 4000 m en el pozo Estero Wilson 1 al sur de Tierra del Fuego; en tanto, hacia el área de Dungeness se eleva hasta los 1645 m en el pozo Daniel Este XE-1 (Fig. 3.5).

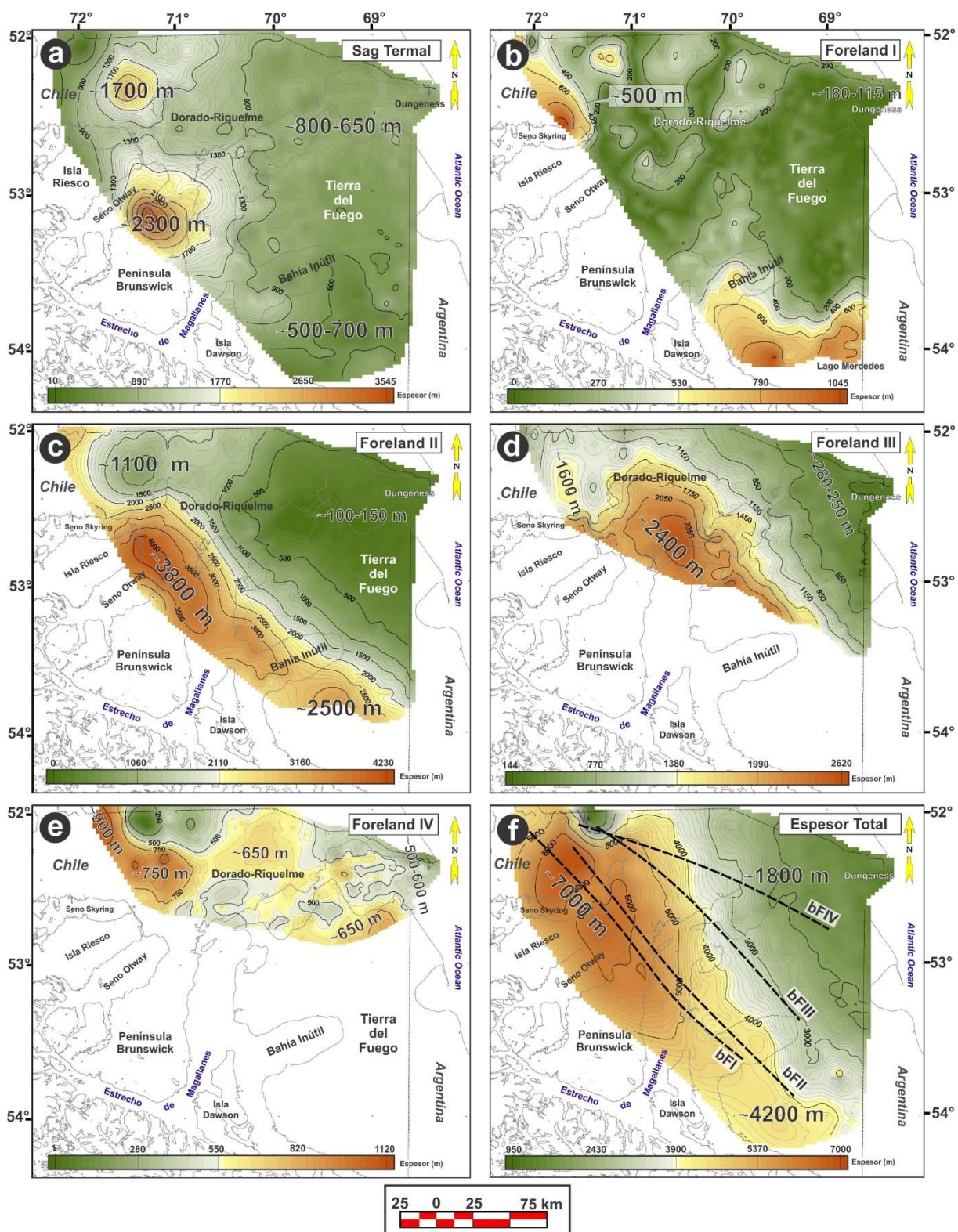


Figura 4.4. Mapas isopáquicos de la cuenca de Magallanes en metros. **a)** Espesor total de la etapa de sag termal. **b)** Espesor foreland I (Coniaciano (?) – Maastrichtiano). **c)** Espesor foreland II (Paleoceno inferior a medio - Eoceno medio). **d)** Espesor foreland III (Eoceno medio superior - Oligoceno). **e)** Espesor foreland IV (Mioceno inferior-Neógeno). **f)** Espesor total acumulado mostrando la posición del eje del depocentro para cada estadio basal de foreland (bF). Figuras elaboradas desde LMKR GVERSE-Geophysics.

La Formación Estratos con Favrella, reconocida en registros geofísicos como una línea continua de lutitas, ubica su techo en el horizonte sísmico denominado C11. En isla Tierra del Fuego el techo formacional alcanza los 3680 m en el pozo Lago Mercedes 1, los 3744 m en el pozo Gregorio 1 al norte de la cuenca, y los ~1550 m en área Dungeness. Cubriendo en concordancia a la anterior formación, la Formación Lutitas con Ftanitas se expresa sísmicamente como reflectores subhorizontales dispuestos de manera concordante y continua sobre los depósitos de la Formación Estratos con Favrella. Su techo formacional se ubica a los 3550 m en el sector de Lago Mercedes, a los 3599 m en el pozo Gregorio 1, y a los 1360-1420 m en el sector de Dungeness. Por otra parte, la Formación Margas o Creta Dura, identifica su base en el horizonte sísmico C5 (de edad aptiana) y su techo en el horizonte sísmico C1 (de edad albiana) (Fig. 4.2b). Se reconoce el techo de la formación al sur de Tierra del Fuego entre los 3465-3070 m (Fig. 4.2b). La sucesión superior de sag termal, la Formación Lutitas Gris verdosas, cubre concordantemente la Formación margas, y su límite superior corresponde a la superficie basal de foreland I (BF: basal foreland) (Figs. 4.3, 4.5). El techo formacional asciende desde la zona de Tierra del Fuego en la zona de Lago Mercedes se encuentra entre los 3140-2900 m, y desde los 2450 m en el área Dorado-Riquelme, hacia el sector de Dungeness es donde se registra el techo mínimo para la formación cercano a los 1000 m.

4.3 ETAPA DE FORELAND: CRETÁCICO SUPERIOR – NEÓGENO

Durante la etapa de Foreland, se desarrollan cuñas sedimentarias superpuestas, cuyo espesor máximo se ubica próximo a la faja plegada y corrida hacia el oeste y sur de la cuenca, adelgazándose hacia el sector distal de la cuenca o cratón.

4.3.1 Estadio de Foreland I (Coniaciano (?)) – Maastrichtiano)

La unidad de foreland I representada por la Formación Lutitas Arenosas, consta de reflectores sísmicos subparalelos de mediana amplitud, cuyo depocentro está claramente representado al noroeste en el sector de Tranquilo y al este de Isla Riesco, continuando hacia el sur de Tierra del Fuego, con un eje de orientación NW-SE (Fig. 4.2c).

La máxima profundidad registrada para el techo de la Formación Lutitas Arenosas al sureste de Tierra del Fuego alcanza los ~2800-3100 m, mientras su techo mínimo es reconocido a ~900 m en el sector de Dungeness (Fig. 4.2d).

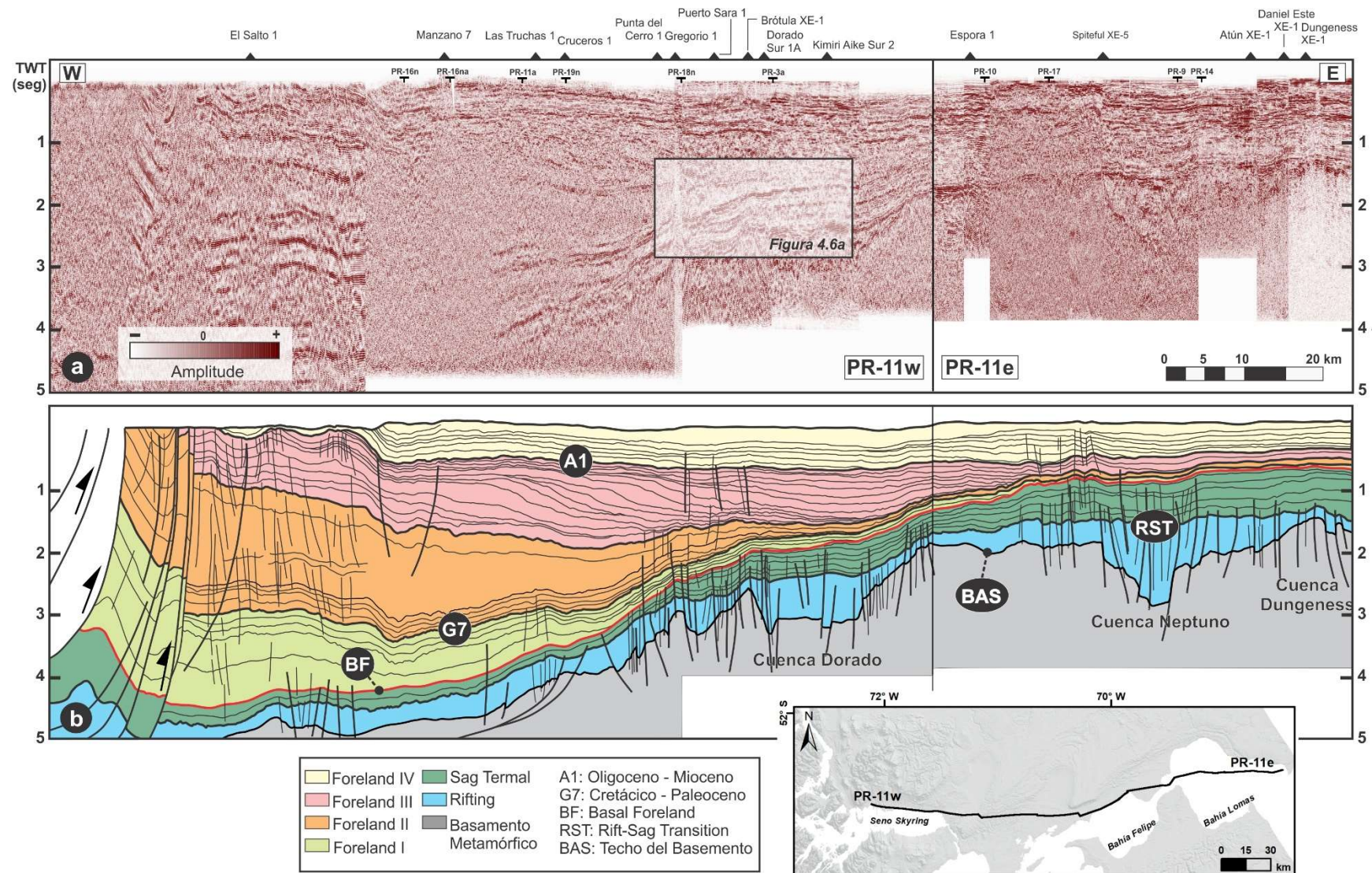


Figura 4.5. Sección sísmica regional compuesta PR-11w/PR-11e no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector norte de Seno Skyring hasta Punta Dungeness al este. Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.

La forma de cuña asimétrica que define a esta sucesión, es reconocida en mapas isopáquicos con espesores que fluctúan desde los ~500 m al este de Seno Skyring y Tranquilo y los ~115 a 180 m en el área Dungeness (Fig. 4.4b).

Junto con el avance de la faja plegada y corrida hacia el este en el sector occidental, durante el Cretácico Superior temprano se superpuso a la subsidencia termal de la etapa anterior, una componente de subsidencia tectónica por carga (Ghiglione *et al.*, 2010; Klepeis *et al.*, 2010; McAtamney *et al.*, 2011). Posteriormente, se generó una superficie basal de foreland (BF) que define el límite inferior de foreland I y desarrollo de *onlap* restringidos hacia la zona cratónica expuesta hacia el este (Figs. 4.5, 4.6). La ausencia de datos radiométricos (e.j. U-Pb), no hace posible determinar la presencia de un hiato aparente entre las sucesiones de pre-foreland y foreland, sin embargo, este hiato se deduce dada la configuración de *onlap* reconocida en los datos sísmicos y el desarrollo de un bulbo periférico.

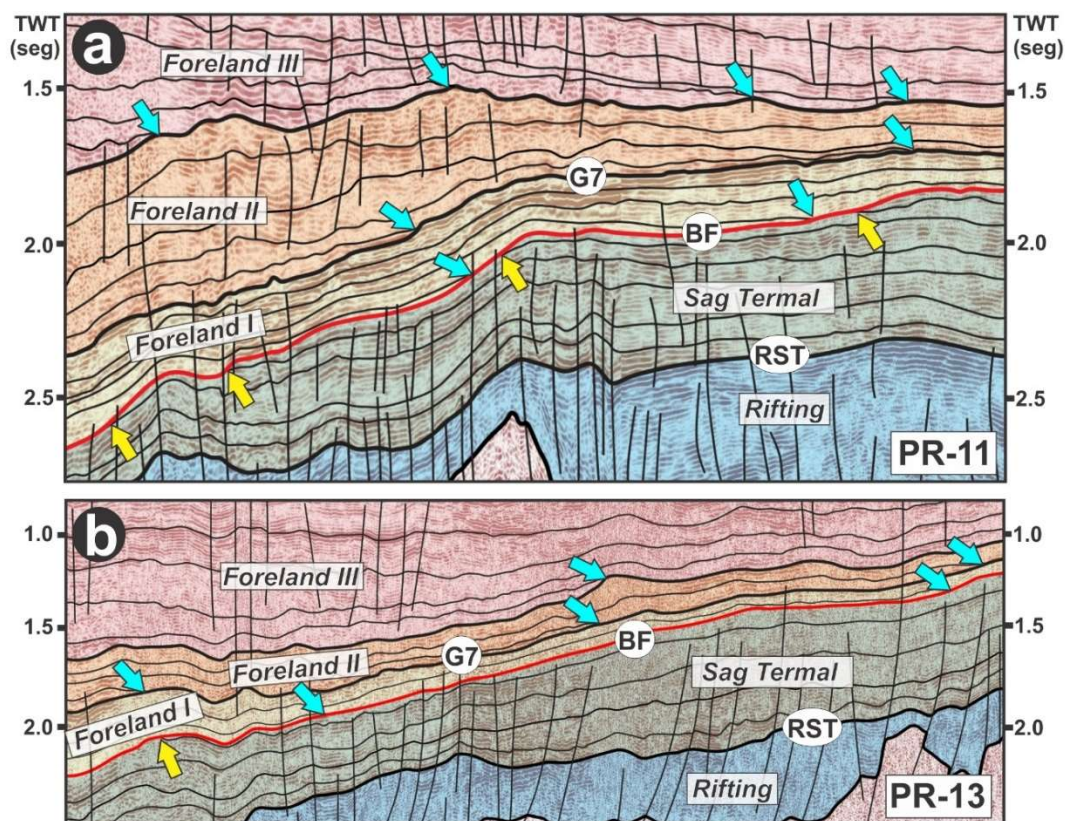


Figura 4.6. Líneas sísmicas interpretadas mostrando algunas de las superficies limitantes de la cuenca de Magallanes. **a)** Sección sísmica PR-11 entre Punta del Cerro y Kimiri Aike Sur 2, área Dorado-Riquelme. **b)** Sección sísmica PR-13 entre el sector de Vania y Monte Aymond. Notar que en a) y b) la superficie basal de foreland (BF) es de carácter erosivo las unidades Cretácicas, configurando además una superficie de *onlap* hacia el este. En tanto, G7 muestra la misma geometría de *onlap* sobre las sucesiones de FI hacia el este. Fechas amarillas representan truncaciones erosionales sobre sucesiones Cretácicas; flechas celestes indican superficie de *onlap*; RST: *Rift-Sag transition*, techo de Fm. Tobífera; BF: Basal Foreland; G7: límite aproximado Cretácico-Paleógeno; PR: línea sísmica; TWT: two-way traveltime. Ver ubicación en la figura 4.5 y 4.7.

Además, sobre el margen oriental, se reconoce una superficie erosiva localizada, evidenciada en imágenes sísmicas por truncaciones erosionales de los depósitos previos de sag termal (Figs. 4.5, 4.6) (ej. Sinclair *et al.* 1991; Crampton y Allen 1995; DeCelles y Giles, 1996; Mella, 2001; Horton, 2022), aunque en este trabajo no se resolvió cuantitativamente la cantidad de sedimento erosionado. Esta superficie parece ser un rasgo distintivo local de dirección W-E, no siendo evidenciada en la sección N-S. Cubriendo BF, la Formación Lutitas Arenosas se dispone en aparente concordancia sobre la Formación Lutitas Gris Verdosas en la zona de plataforma hacia el este (Figs. 4.5, 4.6).

El reflector que marca el techo de la Formación Lutitas Arenosas posee muy buena continuidad areal, por lo que se logra extrapolar el reflector hacia toda la cuenca definiendo así con cierta certeza el techo de la Formación Lutitas Arenosas en el horizonte sísmico G7 (Figs. 4.2d, 4.5, 4.6).

4.3.2 Estadio de Foreland II (Paleoceno inferior a medio - Eoceno medio)

La sucesión de foreland II se configura como una cuña fuertemente asimétrica, con un eje de depocentro que exhibe una dirección NW-SE (Fig. 4.2d), cuya parte más profunda se reconoce al oeste y sur de la cuenca cercano a la zona próxima al orogeno Patagónico-Fueguino. Hacia el noroeste, presenta ~3800 m de espesor al oeste de Isla Riesco y Península Brunswick, ~2500 m al sur de Tierra del Fuego, y ~100-150 m hacia el este de la cuenca en área Dungeness (Fig. 4.4c).

La base de la cuña de foreland II está limitada por la discordancia G7, la cual puede ser extrapolada a toda la cuenca (Figs. 4.2d, 4.5–4.8). G7 representa una discordancia desarrollada durante el Paleoceno inferior en el área de estudio, y es explicada por el progresivo avance hacia el cratón de la faja plegada y corrida (y la concomitante actividad del bulbo periférico), generando como resultado un importante hiato (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1981; Ghiglione *et al.*, 2014; Fosdick *et al.*, 2020; George *et al.*, 2019; Horton, 2022). Esta discordancia puede ser considerada “intraforeland”, denotando una superficie reconocida a escala de cuenca. Los depósitos de carácter sinorogénicos desarrollan una superficie de *onlap* restringida al margen expuesto, que coalescen progresivamente hacia el este de la cuenca (Figs. 4.5–4.7). Se reconoce, además, localizada truncación erosional sobre las sucesiones previas de foreland I (Figs. 4.5–4.7) (Mella, 2001; este trabajo).

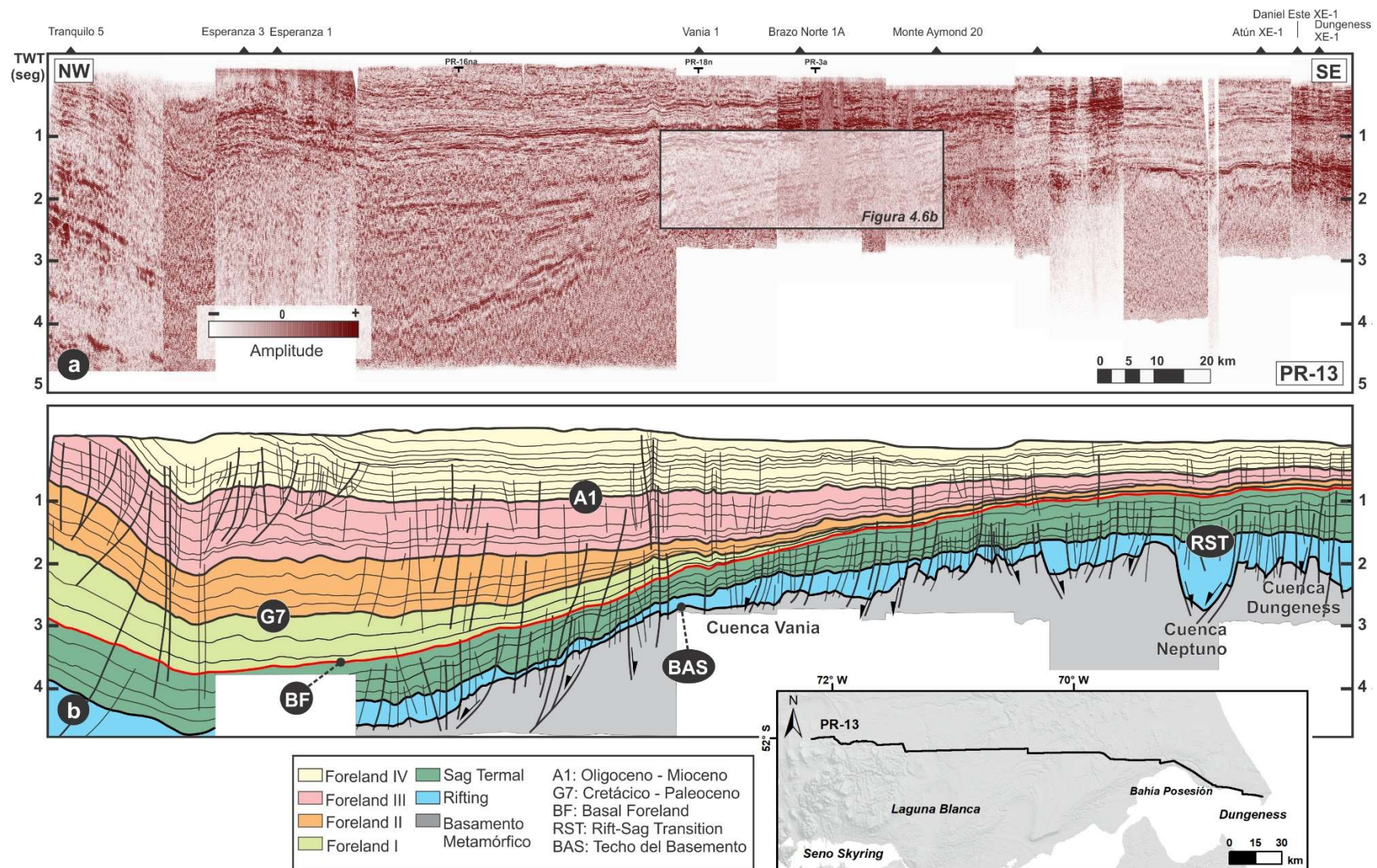


Figura 4.7. Sección sísmica regional PR-13 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector este de Seno Obstrucción hasta Punta Dungeness. Notar acuíñamiento de unidades tectono-estratigráficas hacia el este. Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.

Los depósitos que involucra esta cuña sedimentaria corresponden a las formaciones Chorrillo Chico, San Jorge, Zona Glauconítica, Ballena, Agua Fresca y Tres Brazos (Fig. 2.4, ver capítulo 2). Por sobre el reflector sísmico G7, se deposita la Formación Chorrillo Chico que marca el comienzo de la depositación marina paleógena en la cuenca, es identificada como un reflector de muy alta amplitud y de buena continuidad areal (Figs. 4.2d, 4.5–4.7). El arreglo interno de reflectores en la formación, se reconoce como paralelos a subparalelos, de mediana a alta amplitud. Hacia el centro-oeste del área de estudio, en el sector de Manzano, el techo de la formación se encuentra a los ~3500-4000 m, ascendiendo paulatinamente hasta los ~2000 m de profundidad hacia el este de la cuenca (Fig. 4.2e). Hacia el Paleoceno medio a superior, el depocentro es más limitado que el reconocido para el Cretácico Superior (Fig. 4.2e).

En tanto, hacia el este, el reflector sísmico que marca la base de la Zona Glauconítica, reconocido en G7 (Figs. 4.5-4.8), se dispone en relación de *onlap* sobre el margen expuesto, definiendo una superficie localmente erosiva sobre las unidades del Cretácico Superior (Maastrichtiano) (Figs. 4.5–4.8). El pase formacional desde Zona Glauconítica hacia el Grupo Bahía Inútil se reconoce en la parte central de Tierra del Fuego entre los ~2650-2800 m; entre los ~2700-2900 m en el área de Dorado- Riquelme; y entre los ~730-810 m hacia el área de Dungeness.

La Formación Ballena, equivalente temporal de la Zona Glauconítica al sur de Tierra del Fuego, se reconoce sísmicamente como reflectores sísmicos de alta a mediana amplitud, paralelos a subparalelos. En perfiles sísmicos es posible reconocer el alzamiento y erosión que sufre la sucesión de foreland II cercano al frente de deformación de la faja plegada y corrida Fueguina (Fig. 4.8), definiendo la cuña progradante en dirección al norte de la Formación Ballena. Al sur de Tierra del Fuego, la profundidad de su tope formacional se encuentra entre los ~700-1250 m.

Hacia el norte-noroeste de la cuenca, engranando lateralmente con la Formación Ballena se encuentran las formaciones Agua Fresca y Tres Brazos. La Formación Agua Fresca, se reconoce un paquete de reflectores paralelos a subparalelos de mediana amplitud. El tope formacional de la sucesión de Agua Fresca se reconoce en el área de Tranquilo a los ~2900 m; ascendiendo hacia el este a los ~2780 m en el área Dorado-Riquelme.

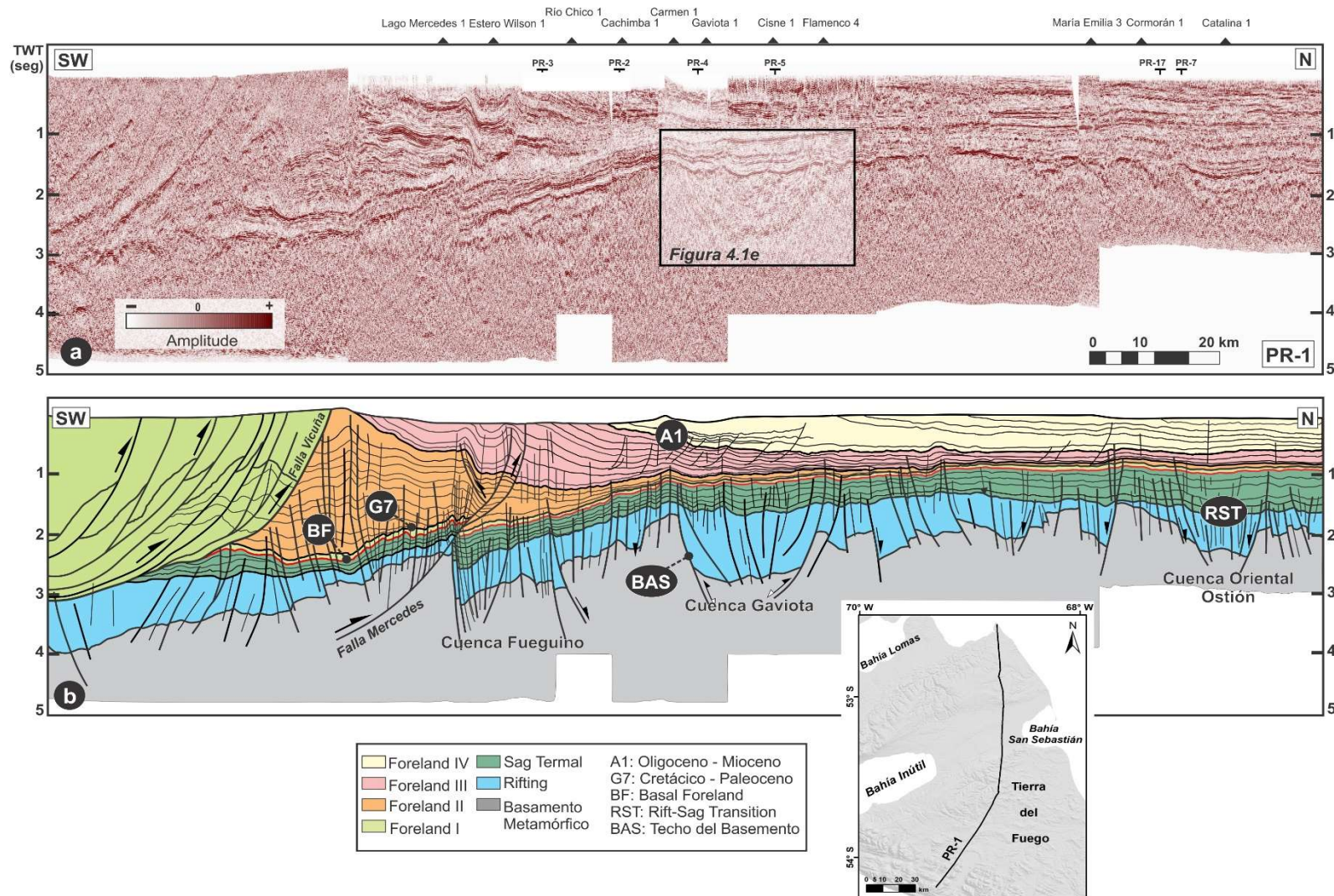


Figura 4.8. Sección sísmica regional PR-1 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector suroeste de Tierra del Fuego hasta Punta Dungeness. Notar que las sucesiones de foreland II a IV se encuentran plegadas, corridas y erosionadas por el crecimiento de la FPCF desde el sur al norte. TWT: doble tiempo de tránsito en segundos. Modificado de Gallardo *et al.*, (2019).

En tanto, la Formación Tres Brazos, reconoce su techo más profundo en el área Dorado-Riquelme a los ~2380 m, y a los ~2215 m en el área de Tranquilo (Fig. 4.2f). Sísmicamente la formación consta de reflectores dispuestos paralelos a subparalelos de mediana a alta amplitud.

4.3.3 Estadio de Foreland III (Eoceno medio a superior - Oligoceno)

La tercera cuña de foreland III, es definida como un sistema progradacional hacia el norte y noreste, con patrones de clinoformas oblicuas a sigmoides en la misma dirección, depositadas en condiciones de mínimo espacio de acomodación creado (Gallardo, 2014; Sáez, 2017). La cuña sedimentaria se engrosa hacia el sur y oeste, ubicando un amplio depocentro en el sector de Dorado-Riquelme y Tranquilo, con una dirección de eje del depocentro NW-SE (Fig. 4.2f). En la parte más profunda se acumulan cerca de ~2400 m de sedimentos en la zona de Dorado-Riquelme, ~1600 m al norte en el área de Tranquilo, y ~250-280 m hacia la zona de Dungeness (Fig. 4.4d).

Hacia el noroeste, las arcillolitas de la Formación Leña Dura son reconocibles como un conjunto de reflectores que progradan hacia el este, identificados como reflectores de media a alta amplitud, y arealmente bien representados según lo observado en sísmica 2D y 3D (Gallardo, 2014) (Figs. 4.5, 4.9). En el mapa isobático que representa el techo de la formación, se reconoce un alzamiento hacia el este y norte. La parte más profunda se ubica al noroeste en el área Tranquilo a los ~2000 m de profundidad, mientras que hacia el norte en la zona de Dorado-Riquelme alcanza los ~1400 m, definiendo un depocentro de mayor profundidad limitado al noroeste de la cuenca (Fig. 4.2g).

Sobreyaciendo a la Formación Leña Dura, en el sector de Dorado-Riquelme, la Formación Loreto se reconoce en un patrón de apilamiento progradante de dirección noreste hacia el área Dungeness, de tipo *forestepping* y *downstepping* y clinoformas de tipo oblicuas a sigmoides. Los reflectores son subparalelos de alta a mediana amplitud, y se horizontalizan hacia el techo de la formación (Gallardo, 2014) (Fig. 4.5). Inmediatamente al oeste del área Tranquilo (zona de Esperanza), el techo de la Formación Loreto se encuentra a los ~1200-1400 m, elevándose el techo de la formación hacia el sector Dorado-Riquelme entre los ~850-900 m (Fig. 4.2h). La base de foreland III en el sector occidental, puede ser identificado inmediatamente bajo el conjunto de

reflectores que progradan hacia el este, en la base del grupo de progradaciones asignadas a las formaciones Leña Dura y Loreto (Fig. 4.5).

Las sucesiones del Eoceno medio a superior, representadas en Tierra del Fuego por el Grupo Bahía Inútil inferior en ambientes de talud y piso de cuenca (formaciones Camerón y Boquerón), no reflejan mayores contrastes de amplitud de reflectores sísmicos dada su naturaleza principalmente arcillosa. Corresponden a reflectores sísmicos paralelos a subparalelos (Figs. 4.3, 4.8–4.9), cuyo techo formacional asciende hacia el norte y este. La sección superior del Grupo Bahía Inútil (formaciones Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo), se compone de depósitos pelíticos mayormente y en parte areniscas, cuyo techo corresponde al horizonte sísmico A1b. En el área de Tierra del Fuego consta de un conjunto progradacional de reflectores de tipo oblicuos a sigmoides, en dirección hacia el offshore (Sáez, 2017).

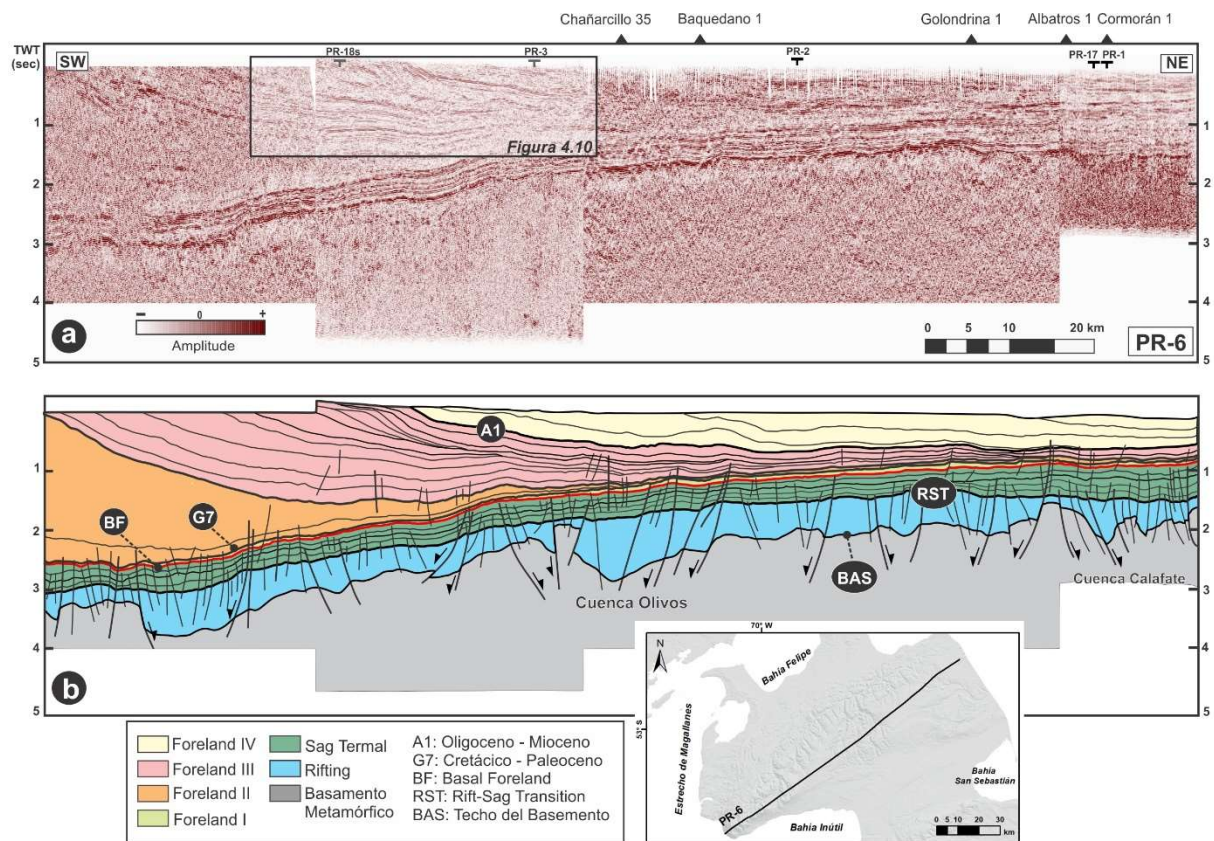


Figura 4.9. Sección sísmica regional PR-6 no interpretada (a) e interpretada (b) desde el sector norte de Bahía Inútil (SW) hasta Punta Catalina (NE). Línea roja corresponde a la superficie Basal de Foreland (BF); TWT: doble tiempo de tránsito en segundos.

Al sur en el área de Tierra del Fuego se produce un fuerte alzamiento del techo del Grupo Bahía Inútil (observado en registros de pozo), encontrándolo expuesto en la zona de Lago Mercedes (ver capítulo 3; Figs. 3.4, 3.12). En tanto, al norte de Tierra del Fuego el techo se ubica entre los ~650-790 m, y en el área Dungeness entre los ~580-740 m.

Céspedes (1957) indica que la sección superior del Grupo Bahía Inútil en Tierra del Fuego, formaciones Santa Clara y Puerto Nuevo, pueden ser considerados como parte del mismo sistema progradante de la Formación Loreto hacia el oeste. Posteriormente, Sáez (2017) relaciona genéticamente las facies y patrón de apilamiento de un conjunto progradacional estudiado en una sección sísmica de dirección suroeste-noreste al norte de Tierra del Fuego con la arquitectura de las formaciones Loreto/Grupo Bahía Inútil superior en el área Dorado-Riquelme, indicando que las areniscas turbidíticas de la Formación Santa Clara serían producto de la erosión de la Formación Loreto re-depositadas hacia el este (Figs. 4.9, 4.10).

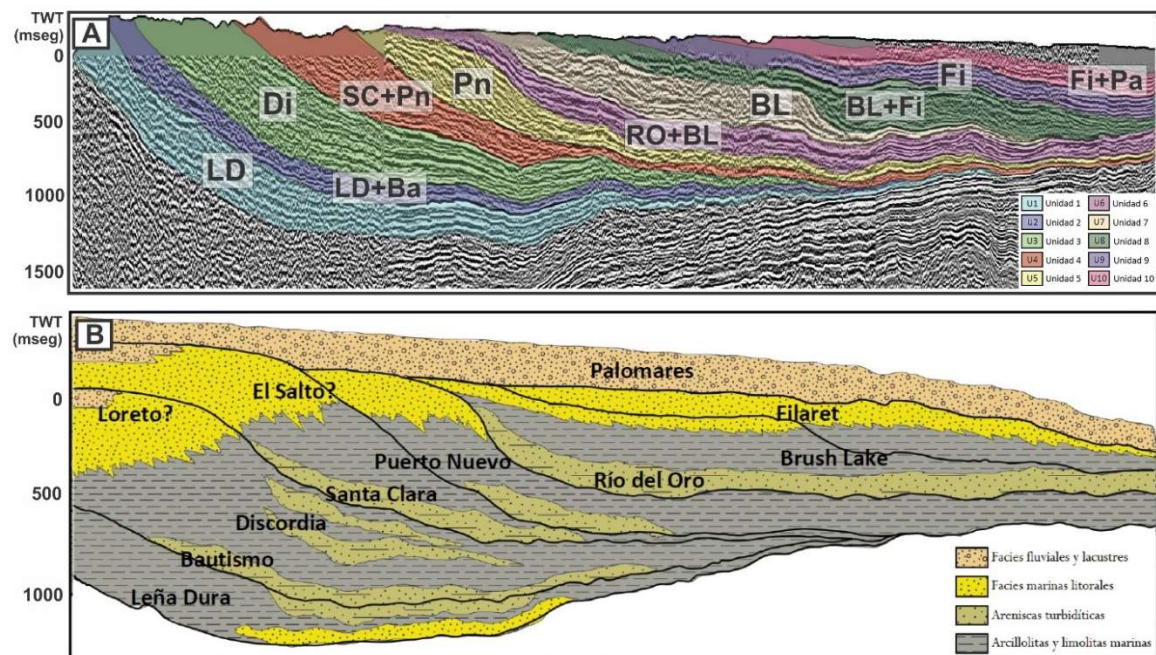


Figura 4.10. a) Unidades sísmicas de tercer orden (U1-U10) reconocidas en la transecta PR-6 de dirección noroeste-sureste. Abreviaturas: LD: Formación Leña Dura; Ba: Formación Bautismo; Di: Formación Discordia; SC: Formación Santa Clara; Pn: Formación Puerto Nuevo; RO: Formación Río del Oro; BL: Formación Brush Lake; Fi: Formación Filaret; Pa: Formación Palomares. **b)** Interpretación de facies marinas progradantes del cortejo sedimentario del Eoceno superior a Mioceno superior en el sector norte-noreste de Tierra del Fuego. Modificado de Sáez (2017).

Efecto del crecimiento orogénico de los Andes Fueguinos, al sur de Tierra del Fuego las sucesiones de foreland III se encuentran alzadas y erosionadas (Fig. 4.8), mientras que, hacia el noroeste de la cuenca en la zona de Península Brunswick – Isla Riesco, las sucesiones se encuentran mayormente preservadas en subsuelo (Fig. 4.5).

En tanto, en Tierra del Fuego por sobre el Grupo Bahía Inútil, la sucesión detrítica de la Formación Areniscas Arcillosas se dispone en discordancia como un paquete de reflectores paralelos a subparalelos de mediana a alta amplitud. La base de la formación se reconoce como el paso de la sección superior arcillosa marina del Grupo Bahía Inútil hacia una sucesión arenosa basal de la Formación Areniscas Arcillosas, conocido como horizonte sísmico A1b.

El pase formacional desde la Formación Areniscas Arcillosas al foreland IV, se reconoce a los ~650-800 m al centro-norte de Tierra del Fuego, y a los ~500-600 m hacia el área Dungeness hasta (Fig. 4.2h).

4.3.4 Estadio de Foreland IV (Mioceno inferior - Neógeno)

Corresponde a una sucesión depositada en condiciones de escasa subsidencia flexural, con una configuración de reflectores dispuestos subparalelos sobre las secuencias marinas previas de foreland III, cuyos reflectores sísmicos se caracterizan por ser en general de alta a mediana amplitud (Figs. 4.3, 4.5, 4.7). Su base se reconoce en una discordancia denominada A1, generando un hiato depositacional en el Oligoceno superior, siendo un rasgo norte y este de carácter local (Figs. 4.5, 4.7–4.9).

La sucesión de foreland IV presenta un espesor relativamente constante en la cuenca en relación a los estadios de foreland previos. A pesar de no establecerse un marcado depocentro, la sucesión acumula los mayores espesores al noroeste de la cuenca, donde alcanzan entre ~750-900 m; ~650 m en el área Dorado-Riquelme y norte de Tierra del Fuego; y ~500-600 m hacia el este en área Dungeness (Fig. 4.4e).

El patrón de clinoformas subhorizontales por sobre el foreland III difiere hacia el este de Tierra del Fuego, donde se reconocen clinoformas sigmoidales en la sección inferior a media de la Formación Brush Lake y Filaret progradando al norte y noreste, y aporte de sedimentario en la misma en dirección (Figs. 4.9, 4.11) (Sáez, 2017; este trabajo). Similares patrones de apilamiento han sido descritos en afloramientos de la

costa Atlántica de Tierra del Fuego en Argentina (Ponce *et al.*, 2008), quienes reconocen sistemas progradantes hacia el noreste, de edad Oligoceno superior a Mioceno, los cuales muestran geometrías inclinadas cercanas al orogeno y concordantes hacia el foreland.

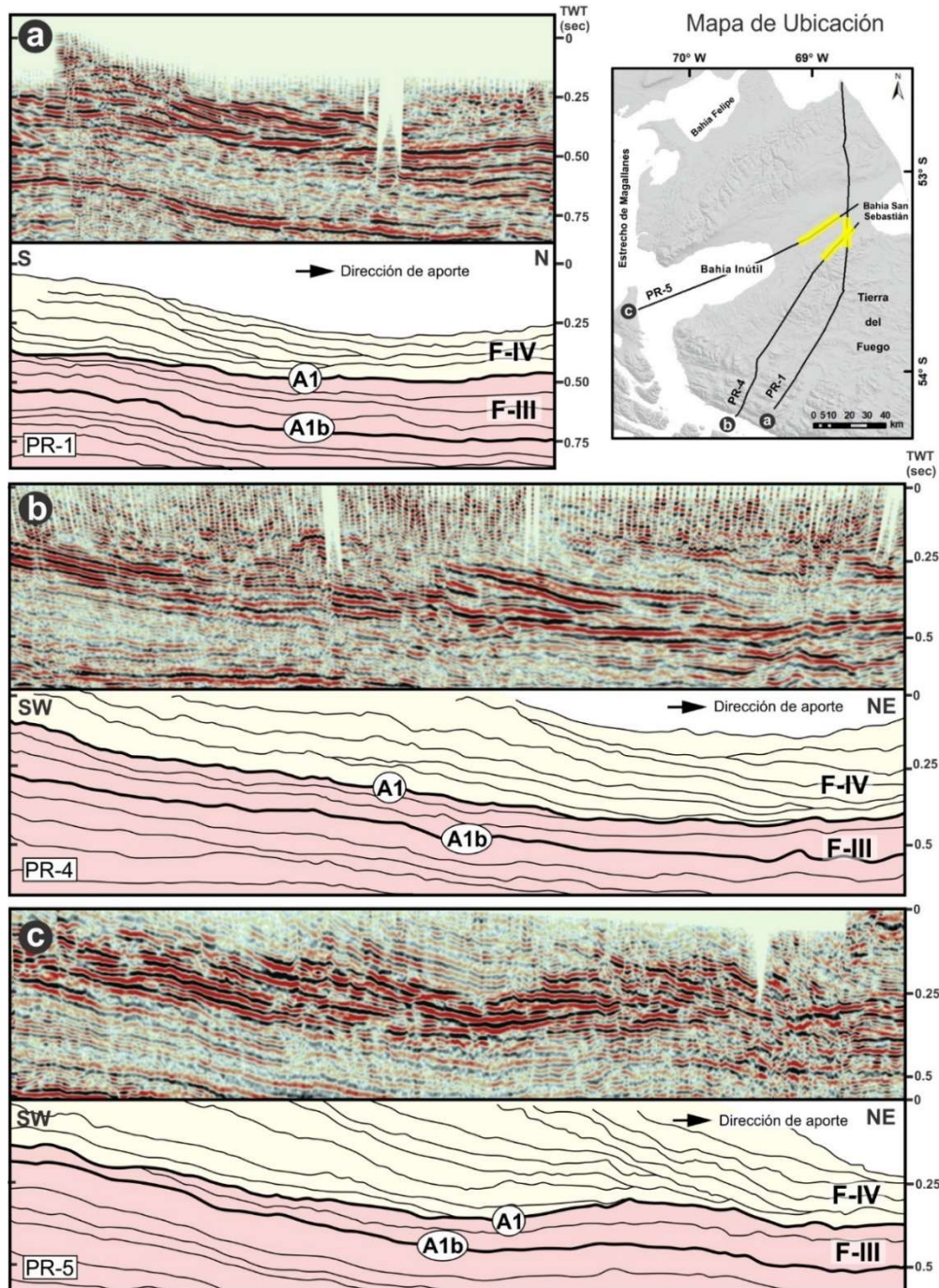


Figura 4.11. Líneas sísmicas orientadas a) N-S y b-c) SW-NE mostrando las sucesiones de foreland IV, base de la Formación Brush Lake, localizadas al centro-este de Tierra del Fuego. Dirección de progradación y aporte de sedimentos es hacia el norte-noreste. Abreviaturas: A1b: base de la Formación Areniscas Arcillosas; A1: techo de la Formación Areniscas Arcillosas (límite cercano al Paleógeno-Neógeno); PR: línea sísmica regional. En el mapa de ubicación se destaca en amarillo el segmento de interés.

Las Facies de la Formación Brush Lake, en el área Dorado-Riquelme y al norte de Tierra del Fuego, se disponen sobre la Formación Areniscas Arcillosas de manera horizontal a subhorizontal, con reflectores de mediana a alta amplitud y buena continuidad areal (Figs. 4.3, 4.5, 4.9). Registros de pozo reconocen que el techo de la Formación Brush Lake se encuentra al norte del área Dorado-Riquelme entre los ~920-960 m y 730-750 al sur del área; en tanto, al norte de Tierra del Fuego el techo de la formación se reconoce entre los ~550-640 m, y entre los 290-420 m al este en área Dungeness.

Por sobre la Formación Brush Lake, se disponen las sucesiones de areniscas, areniscas conglomerádicas y arcillolitas con intercalaciones de mantos de carbón de la Formación Filaret, la cual ubica su techo al norte del área Dorado-Riquelme entre los ~380-420 m de profundidad, y entre los ~270-290 m al centro del área en la zona de Punta del Cerro. Al norte de Tierra del Fuego, el techo formacional se encuentra entre los ~300-350 m, y en el área Dungeness entre los 150-165 m.

Al oeste, las facies de se reconocen areniscas, conglomerados y capas de lignito de la Formación el Salto, cuyo techo formacional en el sector Dorado-Riquelme se ubica a los 310 m en el sector Dorado-Riquelme (sector de Pozuelos), y a los 45 m en el sector de Cruceros.

Por último, la Formación Palomares cubre de manera discordante la Formación Filaret en subsuelo. La profundidad del techo formacional al norte de Tierra del Fuego fluctúa entre los ~75-120 m de profundidad, y entre los ~25-60 m en el área Dorado Riquelme, alcanzando en los pozos Riquelme 2 los 112 m y en Vania 1 los 62 m sobre el nivel del mar.

CAPITULO 5

MODELO EVOLUTIVO DEL RELLENO SEDIMENTARIO

5.1 CARACTERIZACIÓN Y MARCO REGIONAL DE LA ETAPA DE RIFTING

Durante el proceso de atenuamiento cortical, grandes volúmenes de magma máfico se alojan en la corteza inferior con la consecuente fusión parcial producto del calentamiento generado (Bruhn *et al.*, 1978; Storey y Alabaster, 1991; Pankhurst *et al.*, 2000). Esta etapa de rifting corresponde al evento eruptivo del Jurásico que afectó a la Provincia Chon Aike en la Patagonia Austral y la Formación Mapple en la Antártica (Pankhurst *et al.*, 2000). El magmatismo durante este evento migro aproximadamente desde el NNE a SSW, desde el Macizo Norpatagónico durante el evento V1 (~180-170 Ma.), hacia el Macizo del Deseado durante V2 (~173-160 Ma.), hasta los afloramientos del evento V3 que caracterizan la Cuenca de Rocas Verdes (~157-145 Ma.) (Pankhurst *et al.*, 2000; Bastias *et al.*, 2021). En los datos presentados para el depocentro suroeste de la cuenca, los niveles superiores de este magmatismo están limitados temporalmente entre los 170 ± 5 y 134 ± 3 Ma., correspondiendo a los eventos magmáticos V2 y V3, e incluso más jóvenes (Figs. 3.3, 3.4).

Estos depósitos de synrift fueron coetáneos con la expansión inicial del piso oceánico ofiolítico de la Cuenca de Rocas Verdes (CRV) entre el Jurásico Superior a Cretácico Inferior, así como con la separación del sur de la Patagonia y la Península Antártica (Dalziel, 1981; Hervé *et al.*, 1984; Pankhurst *et al.*, 2000; Calderón *et al.*, 2016). Los ambientes depositacionales varían de marino con una paleobatimetría interpretada menor a 200 m, a ambientes no marino (Natland *et al.*, 1974).

Las mayores tasas de sedimentación se localizan en bajos topográficos (Kirkpatrick, 1990; este trabajo), alojados en depresiones generadas durante la estructuración del rift Jurásico (Graben Fueguino, Gaviota, Dorado, Chañarcillo, Calafate, etc.). Por otro lado, la transición hacia el sag termal se identifica como niveles de sedimentos lacustres, intercalaciones de lutitas, un nivel superior brechoso, o bien como un conglomerado formado por clastos tobáceos.

5.2 ETAPA DE SAG TERMAL CRETÁCICA

Desde el Jurásico Superior a Cretácico Inferior la cuenca experimentó subsidencia térmica, propiciando una trasgresión generalizada que avanzó hacia el norte y este en la región de Magallanes, depositando sucesiones marinas en una protofosa cuyo eje es de dirección NW-SE y fuerte pendiente al suroeste (Fig. 4.2a). La arquitectura sísmica muestra un marcado patrón paralelo y planar, con reflectores concordantes de gran extensión lateral. Mella (2001), indica una tasa de hundimiento térmico promedio de 5 m/Myr (metros por millón año) para el período, con valores de hasta 12 m/Myr hacia el oeste en la dirección del eje del rift (pozo Manzano 7, Tabla 5.1). El hundimiento inicial permitió la acumulación de sucesiones marinas gruesas en la cuenca pre-foreland, con su parte más profunda situada al noroeste (~1700 m en el sector Tranquilo y ~2300 m al noreste de la península de Brunswick; Fig. 4.4a).

Subsidencia tectónica (m/My)	Pozo	Rango de Edad en Ma.				
		155-105	105-75	75-55	55-20	20-0
Sector Central (depocentro)	Kerber 1			43	14	4
	Manzano 7	12	14	40	25	17
	Punta del Cerro 1	8	10	25	20	7
	Evans 1	5	7	70	21	6
Sector Oriental	Vania 1	9	8	6	15	20
	Dorado 1	7	8	3	14	10
	Río del Oro 1	6	8	5	16	12
	Sombrero 1	5	10	1	8	8
	Calafate 2	4	8	1	3	9
	Filaret 1	4	8	1	7	4

Tabla 5.1. Velocidades de subsidencia tectónica en el sector central de la cuenca, y sector oriental en dirección al cratón. m/My: velocidad en metro por millón de años. Modificado de Mella (2001).

La depositación de las secuencias basales de la Formación Springhill tuvo lugar principalmente dentro de las sub-cuencas de rift jurásicas heredadas de la etapa anterior, o dispuestas en pich-out sobre paleorelieves volcánicos de la Formación Tobífera, la cual aportó importante material detrítico por denudación hacia la Formación Springhill (Elgueta, 1996, 2007). El conjunto de sucesiones marinas agradacionales de plataforma de las formaciones Estratos con Favrella y Lutitas con Ftanitas (Valanginiano – Barremiano) presentan relaciones de concordancia transicional, sugiriendo que la cuenca subsidia térmicamente de manera continua para este intervalo de tiempo, con

una paleobatimetría entre ~100-500 m (Natland *et al.*, 1974). Posteriormente, durante el Aptiano-Albiano, una desaceleración de la subsidencia térmica o a una caída local del nivel base, habría permitido el desarrollo de una plataforma carbonática y la producción de carbonatos de la Formación Margas. Registros de microfósiles sugieren una somerización de la columna de agua hacia el Aptiano – Albiano, con una paleobatimetría estimada de ~50-300 m (Natland *et al.*, 1974). Facies carbonáticas similares han sido reconocidas en la cuenca de las Malvinas, y atribuidas a un evento que transportó aguas cálidas desde la parte del norte del Atlántico Sur (Biddle *et al.*, 1986; Frake *et al.*, 1992 en Galeazzi, 1998).

Esta desaceleración en la tasa de subsidencia que experimenta la cuenca en el Albiano es coincidente con la etapa de inversión tectónica de la Cuenca de Rocas Verdes (~120 a 110 Ma), y que culmina con la obducción de piso oceánico hasta el Cretácico Superior (Klepeis *et al.*, 2010; Calderón *et al.*, 2016; Torres Carbonell *et al.*, 2019; Muller *et al.*, 2021). Finalmente, una nueva reactivación en la subsidencia o un alzamiento del nivel base permite la depositación de la Formación Lutitas Gris Verdosas en ambiente de plataforma, continuando con la acumulación arcillosa marina hasta el Cenomaniano – Turoniano, aunque con menor tasa de subsidencia en relación al estadio inicial de sag termal (Mpodozis *et al.*, 2011).

A partir del Cretácico medio, el aumento en la velocidad de convergencia entre la placa Sudamericana y Pacífica motorizada, además, por una aceleración en la tasa de expansión atlántica hacia el oeste a partir de los ~100-90 Ma (Bartolini y Larson, 2001; Somoza y Zaffarana, 2008; Ghiglione *et al.*, 2014), propicia la evolución hacia un régimen tectónico compresivo y un cambio en la geometría de la cuenca en el Coniaciano (Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2003; Klepeis *et al.*, 2010; McAtamney *et al.*, 2011). Al oeste, la inversión desde CRV a cuenca de antepaís quedaría registrada en la secuencia rítmica de areniscas y lutitas de la Formación Canal Bertrand, indicando una primera etapa de intensa deformación penetrativa (Castelli *et al.*, 1992; Álvarez *et al.*, 2006).

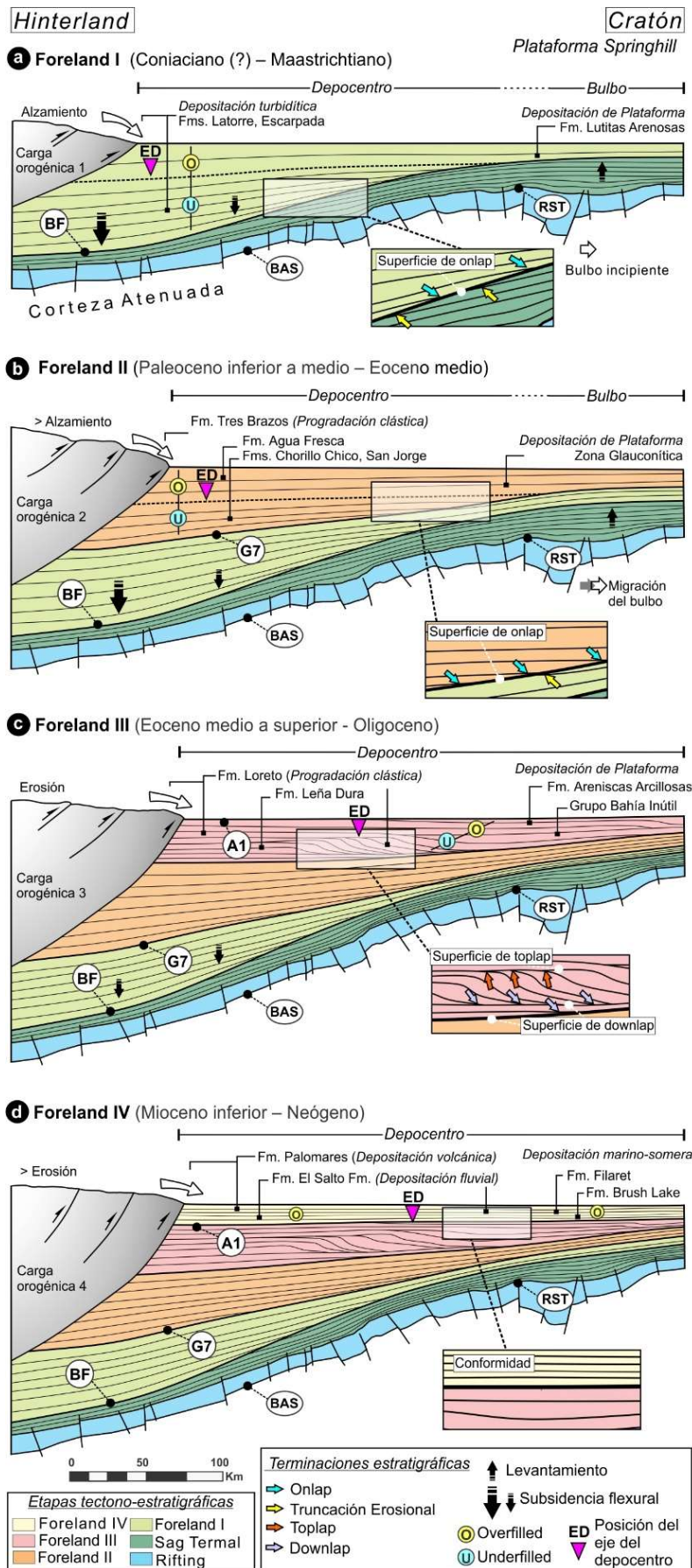


Figura 5.1. Interpretación tectónica de la cuenca de Magallanes para una sección regional oeste (hinterland)–este (cratón), mostrando las sucesivas etapas de pre-foreland y foreland, junto con las discordancias y superficies basales que las limitan. Notar la geometría del relleno sedimentario, la posición relativa del eje del depocentro para cada estadio de foreland, y el desarrollo de las depozonas. **a, b)** Estadios de foreland I y II, son caracterizados por un alta tasa de creación de espacio de acomodación cercano al orogeno, desarrollo de un pronunciado depocentro, y un bulbo periférico de escasa amplitud en posiciones de plataforma. **c)** El estadio de foreland III presenta menor deformación flexural por carga y menor creación de espacio de acomodación, promoviendo deposición de sucesiones clásticas las que progradan hacia el este. **d)** Finalmente, el estadio de foreland IV desarrolla un patrón de apilamiento concordante, con disminución gradual de la tasa de espacio de acomodación, evolucionando hacia sistemas depositacionales someros. Abreviaciones: A1: límite Oligoceno – Mioceno; G7: límite Cretácico – Paleoceno; BF: Basal Foreland; RST: Rift-Sag Transition; BAS: techo del basamento. Escala vertical exagerada.

5.3 CONSOLIDACIÓN Y MIGRACIÓN DEL DEPOCENTRO: ETAPA DE FORELAND

En este apartado se discute acerca del desarrollo de las diferentes depozonas, la geometría interna de cada estadio de foreland, los efectos de la carga tectónica y la subsidencia en el registro estratigráfico, y la consecuente variación del espacio de acomodación y aporte de sedimentos para cada etapa (Fig. 5.1).

5.3.1 Estadio de Foreland I

La Cuenca de Magallanes en su depocentro suroeste se configura a partir del Cretácico Superior (Coniaciano?) como una cuenca de antepaís, producto de la flexión de la litosfera en respuesta a una primera carga de los Andes Patagónicos en crecimiento, acompañado de engrosamiento cortical y desarrollo de una faja plegada y corrida incipiente (Fig. 5.1a). A medida que la cuenca experimentaba hundimiento térmico remanente, la carga tectónica impuso una rápida profundización del medio sedimentario flexionando la litósfera progresivamente cerca del orogeno, estableciendo un depocentro adyacente al frente de deformación y una protuberancia o bulbo periférico en dirección al cratón o área de Plataforma Springhill (Figs. 4.5, 5.1a).

Esta etapa compresiva temprana corresponde a la fase orogénica “Peruana” descrita en la mayor parte de los Andes centrales (en el Norte de Chile) (Fig. 5.2) (Noblet *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2007). En los Andes Patagónico-Fueguinos, este levantamiento tectónico temprano se atribuye, además, al cierre progresivo de la cuenca de Rocas Verdes y su colisión contra el margen continental (Ronda *et al.*, 2019).

A medida que el orogeno crece la faja plegada y corrida migra progresivamente hacia el este y norte (Olivero *et al.*, 2003; Ghiglione *et al.*, 2010; Klepeis *et al.*, 2010; McAtamney *et al.*, 2011), configurando el relleno sedimentario un patrón de onlap hacia las áreas elevadas en dirección al cratón (Fig. 5.1a). El perfil de subsidencia por flexión inicial define un depocentro de dirección NW-SE (Fig. 4.2c), disminuyendo el efecto de subsidencia hacia el este y norte de la cuenca. Hacia el este, las estimaciones de hundimiento tectónico entre los 105-75 Ma., promedian un valor de 9 m/My, siendo mayor hacia la zona del depocentro con 14 m/My (Tabla 5.1; Fig. 5.2) (pozo Manzano 7, Mella, 2001). Como consecuencia, la superficie basal de foreland (BF) generada se profundiza hacia el oeste y sur en aparente conformidad (Figs. 4.5, 4.7), mientras que hacia el este se evidencia una superficie erosiva localizada, con truncamiento erosional

de las infrayacentes sucesiones de sag termal debido a la respuesta elástica positiva del bulbo periférico forebulge en esa posición (Figs. 4.6a,b).

Por lo tanto, la subsidencia tectónica sobreimpuesta a la subsidencia termal, junto con la dinámica de migración del bulbo periférico, parecen ser la mejor manera de explicar la naturaleza compuesta de la superficie basal de foreland (BF). En este sentido, existe, además, evidencia de un evento de levantamiento y un pulso de enfriamiento y exhumación que afectó a la Cordillera Darwin entre los ~90-70 Ma (550°C–325°C) (Fig. 5.2) (Kohn *et al.*, 1993), el cual fue seguido de una rápida exhumación del basamento Paleógeno (Gombosi *et al.*, 2009), junto con la propagación de la faja plegada y corrida (Ghiglione y Ramos, 2005; Klepeis *et al.*, 2010).

En la parte frontal del sistema de corrimientos es donde se acumulan los mayores espesores, adelgazándose la cuña sedimentaria hacia el este y norte en dirección al cratón (Figs. 4.5, 4.8). En su parte más gruesa la cuña sedimentaria involucra ~500 m al este de Seno Skyring y sector de Tranquilo, y al este de Tierra del Fuego acumula entre ~115-180 m en área Dungeness (Fig. 4.4b). La alta tasa de subsidencia inicial en la zona del depocentro suroeste, creó las condiciones para una rápida profundización del ambiente depositacional hacia condiciones marinas profundas. Estudios bioestratigráficos basados en foraminíferos bentónicos, sugieren una paleobatimetría entre ~1000-2000 m para estos depósitos (Fig. 5.2) (Natland *et al.*, 1974).

Sobre la superficie basal de foreland (BF) se establecen las primeras sucesiones clásticas que rompen con la tendencia de sedimentación marcadamente arcillosa y limoarcillosa de la etapa de sag termal. Al norte del área de estudio, en la zona de Última Esperanza, se depositan complejos turbidíticos y de talud a partir de los 101 ± 1.1 Ma, representados por las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro/Conglomerados de Lago Sofía (Katz, 1963; Harambour y Soffia, 1988; Wilson, 1991; Sohn *et al.*, 2002; Choe *et al.*, 2004; Romans *et al.*, 2009a, 2011; Fosdick *et al.*, 2011); mientras que hacia el sur, en el área de Isla Riesco-Península Brunswick continua la depositación de Facies turbidíticas de edad más joven, que incluyen a las formaciones Latorre, Escarpada y Fuentes (Céspedes, 1960; Covacevich, 1991; Castelli *et al.*, 1992, 1993; McAtamney *et al.*, 2011).

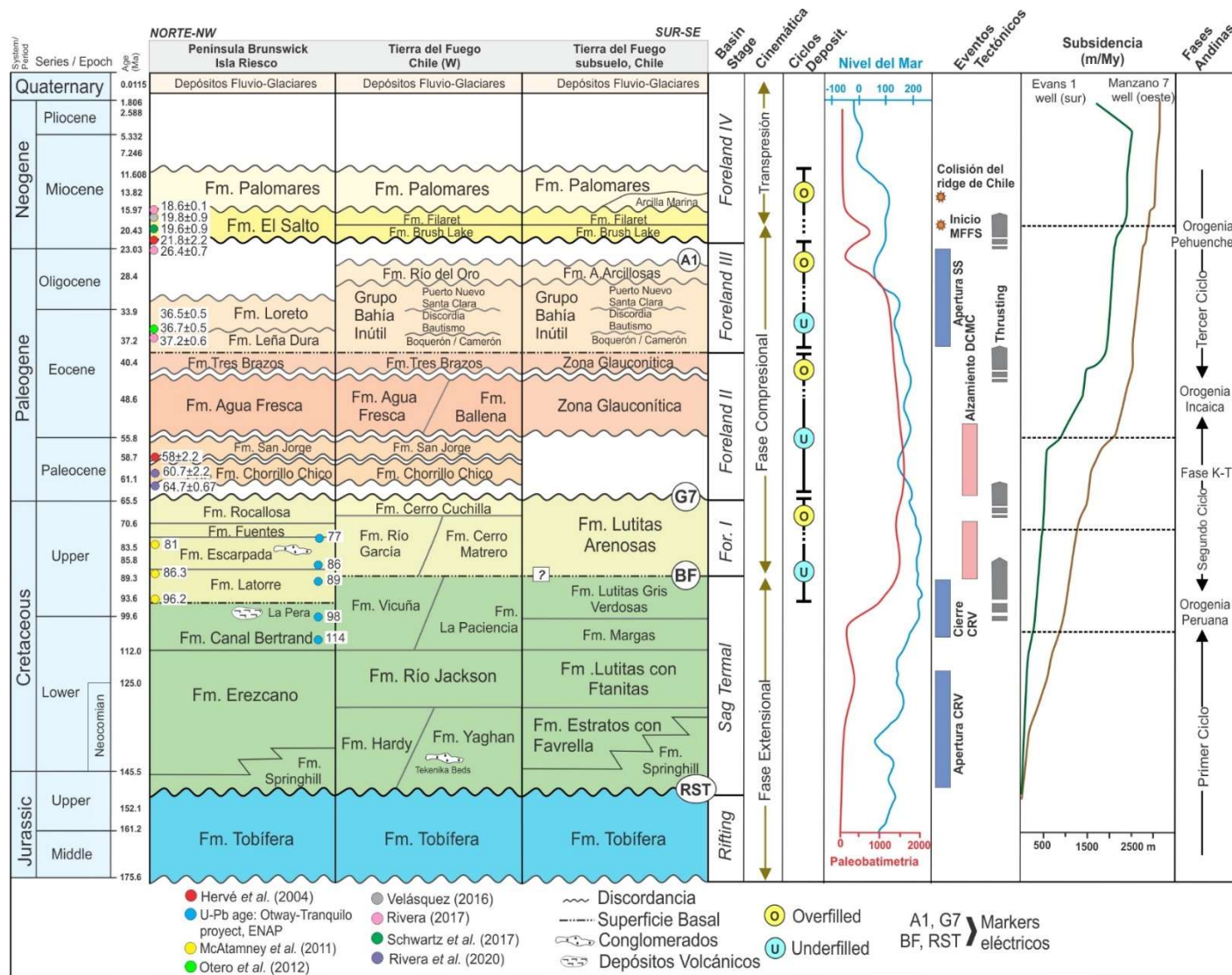


Figura 5.2. Correlación estratigráfica para unidades depositadas en el depocentro suroeste de la cuenca de Magallanes entre el Jurásico y Cuaternario, mostrando: superficies basales y discordancias mayores, ciclos depositacionales de *underfilled* y *overfilled*, principales eventos tectónicos y fases tectónicas Andinas. Compilado de: Von Goetsche y Huca, 1953; Céspedes, 1957; Castelli *et al.*, 1992, 1993; Álvarez-Marrón *et al.*, 1993; Noblet *et al.*, 1996; Cornejo y Matthews, 2003; Fildani *et al.*, 2003; Hervé *et al.*, 2004; Álvarez *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007; McAtamney *et al.*, 2011; Mpodozis *et al.*, 2011; Otero *et al.*, 2012; Velásquez, 2016; Rivera, 2017; Sáez, 2017; Schwartz *et al.*, 2020. Abreviaciones: SS: Scotia Sea; MFFS: Magallanes-Fagnano Fault System; DCMC: Darwin Cordillera and Metamorphic Complex; RVB: Rocas Verdes Basin. Paleobatimetría de Natland *et al.*, (1974); Curva de nivel del mar: Haq *et al.* (1987); Curvas de subsidencia tectónica: Mella (2001).

La continuación de este sistema depositacional podría extenderse incluso más al sur hasta Isla Dawson, en donde se reconocen conglomerados muy gruesos y areniscas similares a los conglomerados de Lago Sofía y Escarpada, denominados Conglomerados Valdez (Braccaccini, 1948; Natland *et al.*, 1974). De este modo, la depositación se reconoce de carácter diacrónico de norte a sur durante el Cretácico medio a Superior, evolucionando como una cuenca hambrienta (*underfilled*). Hacia el área de Tierra del Fuego, el forebulge habría alcanzado la superficie y probablemente estaría siendo erosionado a finales del Cretácico (Fig. 4.5). Se evidencia, además, una correlación espacial entre la posición del bulbo periférico y el desarrollo de los principales grábenes y hemigrábenes Jurásicos, siendo posible reconocer segmentos de debilidad dentro de la litósfera y estructuras de basamento heredadas (Fig. 4.2a) (Waschbusch y Royden, 1992; DeCelles, 2012). Los productos de erosión del forebulge expuesto serían los depósitos clásticos que conforman la cuña de foreland I en esta porción de la cuenca, que dependerían, además, de la instauración de una incipiente red de drenaje (Crampton y Allen, 1995) que explicaría el espesor que alcanza la Formación Lutitas Arenosas en esta posición.

Hacia el final del foreland I la cuenca evoluciona a un estadio de una cuenca hambrienta a una aparente cuenca rellena (*overfilled*) (Fig. 5.1a), en un periodo de colmatación y desarrollo de ambientes más someros, representados por sistemas deltaicos y de talud provenientes desde el norte hacia el depocentro (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Mella, 2001; Romans *et al.*, 2011).

5.3.2 Estadio de Foreland II

A escala regional, desde el Cretácico Superior a Cenozoico Inferior (~72–48 Ma.) la placa Phoenix (Aluk) subductaba bajo gran parte del margen chileno con dirección ESE-WNW (Somoza y Ghidella, 2012). Además, el relleno estratigráfico de foreland II y la transición hacia el foreland III, se asocian en los Andes centrales con la fase orogénica “Incaica” (Fig. 5.2) (Noblet *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2007).

El avance lateral del frente de deformación hacia el este y norte fue renovado a partir de Paleoceno inferior a medio (Prieto y Moraga, 1990; Olivero *et al.*, 2003; Ghiglione y Ramos 2005; Rojas y Mpodozis, 2006; Fosdick *et al.*, 2011; Torres Carbonell *et al.*, 2014; Betka *et al.*, 2015).

En respuesta, la litosfera nuevamente es sometida a flexión por carga y se profundiza el depocentro, se deposita una nueva cuña clástica, y se levanta un bulbo periférico en dirección al cratón (Figs. 4.5, 4.8). Los valores de subsidencia tectónica cercana al orogeno alcanzan valores de hasta 70 m/My al sur (pozo Evans 1) y 40 m/My al oeste (pozo Manzano 7) (Tabla 5.1; Fig. 5.2) (Mella, 2001). La fuerte profundización ocurrida en el Paleoceno inferior a Eoceno medio, promueve un depocentro que se dispone en onlap sobre el previo estadio de foreland hacia el este (Fig. 5.1b).

El aumento de carga tectónica es seguido de una extensa discordancia de carácter diacrónica que abarca toda la cuenca denominada G7 (Figs. 4.5–4.9, 5.1b). Esta discordancia y hiato depositacional es reconocido entre el Paleoceno inferior a medio en Magallanes al suroeste de la cuenca (Hauser, 1964; Hervé *et al.*, 2004; Pinto *et al.*, 2018; este trabajo), Paleoceno a Eoceno medio hacia el norte en Última Esperanza (Biddle *et al.*, 1986; Malumián *et al.*, 2000; Schwartz *et al.*, 2017; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019; Horton, 2022), y gran parte del Paleoceno en el sector este de la cuenca de las Malvinas (Galeazzi, 1998; Ghiglione y Ramos, 2005; Baristead *et al.*, 2013). Sobre esta discordancia regional de carácter diacrónico se depositan progresivamente rocas más jóvenes hacia el norte de la cuenca (Fig. 2.4) (Malumián *et al.*, 2000; Schwartz *et al.*, 2017; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019).

Los principales mecanismos de generación de esta discordancia y el hiato regional del Paleoceno, pueden relacionarse genéticamente al avance de la faja plegada y corrida, junto con un nuevo pulso enfriamiento y lenta exhumación que afectó a la Cordillera Darwin a los ~65 Ma (250°C a 200°C) (Fig. 5.2) (Kohn *et al.*, 1995; Ghiglione y Ramos 2005; Barbeau *et al.*, 2009). Sin embargo, mecanismos adicionales deben ser considerados (George *et al.*, 2019; Horton, 2022), como son la subsidencia dinámica inducida por fuerzas subcorticales (Dávila *et al.* 2019), o la presencia de zonas de debilidad dentro de la litósfera que favorecen subsidencia mejorada durante los eventos de carga tectónica (Uliana *et al.*, 1989; Romans *et al.*, 2009a; Ghiglione *et al.*, 2010, Fosdick *et al.*, 2011). Por otro lado, se ha propuesto la existencia de un *gap* Paleoceno (~65 Ma.) en el magmatismo de arco entre los 45°–48°, indicando la existencia de un segmento de subducción horizontal (*flat slab*) coincidente con la migración hacia el sur del *ridge* oceánico entre las placas Farallon-Aluk para este segmento (Suárez y De La Cruz, 2001; Gianni *et al.*, 2018).

Además, la discordancia G7 podría estar relacionada con una discordancia regional desarrollada en los Andes Centrales durante el evento orogénico “K-T” (Fig. 5.2) (Cornejo y Matthews, 2003; Arriagada *et al.*, 2006).

La erosión que experimenta el orogeno proporciona gran volumen de sedimentos clásticos que se alojan en un amplio y continuo depocentro de dirección NW-SE, que se establece en el área Dorado-Riquelme y se prolonga hasta Tierra del Fuego hacia el sur (Fig. 4.2d). La geometría de cuña asimétrica generada en esta etapa sugiere una alta subsidencia por carga en cercanías de la zona deformada, disminuyendo el espacio de acomodación creado y la subsidencia hacia el este y norte (Figs. 4.5, 4.8). Esta gruesa cuña sedimentaria registra al oeste de Isla Riesco y Península Brunswick ~3800 m de espesor; al sur de Tierra del Fuego cerca de los ~2500 m, y hacia el este en su parte más delgada en Dungeness entre ~100-150 m (Fig. 4.4c).

En los primeros estadios de foreland II la depositación ocurre en ambiente marino en toda la cuenca, definiendo condiciones de cuenca hambrienta (*underfilled*). Natland *et al.*, (1974) interpretan condiciones marino profundas de depositación, con una paleobatimetría estimada entre ~1000-2000 m (Fig. 5.2).

La rápida profundización del medio sedimentario permitió la depositación de sucesiones clásticas finas hacia el oeste (formaciones Chorrillo Chico y San Jorge). Hacia el este, los registros Eocenos corresponden a sucesiones clásticas de grano fino a medio depositadas en ambiente de plataforma que se profundiza hacia el oeste y sur (Formación Zona Glauconítica) (Fig. 5.1b). Mientras, a partir del Eoceno inferior sistemas clásticos progradan desde el sur hacia el norte de la actual Tierra del Fuego (Formación Ballena). Estas unidades fueron alzadas y fuertemente erosionadas, siendo incorporadas al frente de deformación del orogeno Fueguino en su rápido avance hacia el antepaís (Fig. 4.8). Las unidades del Eoceno inferior tardío a medio representan Facies de grano fino a medio depositadas en un ambiente de plataforma más somero que las sucesiones infrayacentes, marcando el cambio hacia una cuenca rellena (*overfilled*) (Formaciones Agua Fresca y Tres Brazos). Mientras, durante el Eoceno inferior a medio hacia el sector este de Tierra del Fuego, se identifican sistemas depositacionales migrando en dirección el este, en ambientes de plataforma media menos profundas que hacia la zona del depocentro Brunswick – Isla Riesco (Barros-Arroyo *et al.*, 2018).

5.3.3 Estadio de Foreland III

En un contexto regional, entre el Eoceno medio a Oligoceno la placa Farallón subductaba bajo la parte norte de la Patagonia con dirección NE–SW, mientras, la placa Phoenix subductaba bajo la Patagonia sur con dirección ESE–WNW (Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella, 2012). El estadio de foreland III se desarrolló durante en un marco regional marcado por enfriamiento y exhumación durante el Eoceno medio a tardío, concomitante con el acortamiento y alzamiento de los Andes Fueguinos (Gombosi *et al.*, 2009) y la apertura del Paso de Drake y del Mar de Scotia (Eagles *et al.*, 2005; Eagles, 2016; Ghiglione *et al.*, 2008; 2016).

En la porción centro-oeste de la cuenca se instauran sistemas marinos que progradan hacia el norte-noreste, con un característico conjunto de clinoformas con arreglos oblicuos o sigmoidales (Figs. 4.5, 4.9) (Gallardo, 2014; Sáez, 2017). Esto sugiere una reducción de la carga orogénica sobre el margen oeste de la cuenca, lenta subsidencia y mínimo espacio de acomodación creado por flexión para depositación. De este modo, se estima que la carga orogénica no fue lo suficientemente eficaz para generar un bulbo periférico expuesto hacia el cratón (Fig. 5.1c).

Durante el Eoceno tardío–Oligoceno, el orogeno decrece debido a una eficiente erosión como consecuencia de la integración de la red de drenaje (Leeder, 1993; Heller *et al.*, 1988), aportando gran cantidad de sedimentos a los sistemas clásticos que progradaron en dirección al este, en condiciones de menor espacio de acomodación disponible para depositar la carga sedimentaria en cercanías del frente de deformación (Fig. 5.1c). Este alzamiento y consecuente erosión queda en evidencia al sur de Tierra del Fuego, donde las sucesiones de foreland III se encuentran expuestas mediante fallas inversas (ej. Falla Mercedes) y escamas tectónicas asociadas al crecimiento de los Andes Patagónico-Fueguinos (Fig. 4.8).

Un amplio depocentro de dirección NW-SE es desplazado hacia el este en relación a las unidades precedentes, evidenciando los reflectores sísmicos menor profundización hacia el oeste y sur en relación al foreland I y II (Fig. 4.2f). Se configura una cuña sedimentaria asimétrica la cual se engrosa en dirección al oeste y sur, aunque de menor espesor en relación a las cuñas anteriores, con su parte más gruesa acumulando ~2400 m de sedimentos en Dorado-Riquelme, ~1600 m al norte en el área de Tranquilo; ~250-280 m hacia la zona de Dungeness (Fig. 4.4d).

En el Eoceno medio se produce una transgresión que permite la depositación de Facies marino profundas, con una paleobatimetría interpretada entre ~1000-1500 m, menos profunda que en el ciclo anterior (Natland *et al.*, 1974; Malumián y Nañez, 2011). Esta cuña evoluciona como una aparente cuenca hambrienta (*underfilled*), cuyo límite inferior de la cuña es identificado aproximadamente en la base de una sucesión de Facies marinas hacia el oeste que definen una superficie de *downlap*, y Facies de talud y piso de cuenca hacia el este de la cuenca (Formación Leña Dura) (Fig. 5.1c).

Sísmicamente, entre el Eoceno medio a superior en subsuelo de Tierra del Fuego en Argentina, se observan geoformas elongadas orientadas en sentido NW-SE, interpretadas como sistemas incisos y canalizados (barras de shoreface o turbiditas), paralelos a altos estructurales de la misma dirección NW-SE (Barros-Arroyo *et al.*, 2018). Sistemas marinos progradantes se instauraron entre el Eoceno superior a Oligoceno (Formación Loreto), marcando un cambio en el estilo depositacional pasando gradualmente de areniscas y arcillolitas en el área de Península Brunswick hacia depósitos esencialmente arcillosos al sureste de Bahía Inútil en Tierra del Fuego (Céspedes, 1957). En tanto, hacia el este en subsuelo de Argentina, durante el Oligoceno se han identificado progradaciones y canalizaciones con desarrollo de cañones y abanicos provenientes del NW a SE, asociada a litoestratigráficamente a la Formación Glauconítico A (Barros-Arroyo *et al.*, 2018).

En el sector más occidental incluyen Facies marino someras de plataforma externa a transicionales portadores de mantos de carbón (carbones de Manzano-Cruceros; González, 2013); mientras, en el sector centro-norte del área de estudio en Dorado-Riquelme se desarrollan complejos de talud y progradaciones de piso de cuenca de estado bajo (ej. turbiditas Tropilla y Palenque) progradantes en dirección al norte y noreste (Gallardo, 2014). Al este, rocas de esta edad incluyen a rocas marinas distales del Grupo Bahía Inútil, cuya sección superior arenosa (formaciones Santa Clara y Puerto Nuevo), se interpretan como la extensión del sistema progradante reconocido al oeste (Céspedes, 1957; Sáez, 2017).

En el Oligoceno se instauran ambientes depositacionales más someros, evidenciando un cambio hacia condiciones de alta sedimentación y lenta subsidencia, hacia un estadio de cuenca rellena (*overfilled*) (Fig. 5.1c). Sobre las anteriores unidades se depositan en condiciones de plataforma somera sucesiones clásticas (Formación

Areniscas Arcillosas) identificando en su techo en la discordancia A1. Esta discordancia es generada en condiciones de reducida subsidencia junto con mínimo espacio de acomodación creado debido a actividad tectónica (ver Horton, 2022), promoviendo sistemas depositacionales progradantes hacia el este (Fig. 5.1c). Similar patrón de apilamiento progradacional se reconoce en la cuenca de las Malvinas en una cuña clástica que avanzó desde el oeste entre Oligoceno superior a Mioceno (Galeazzi, 1998; Baristead *et al.*, 2013).

5.3.4 Estadio de Foreland IV

En el Cenozoico superior (26-0 Ma.), la subducción de la placa de Nazca bajo la mayor parte del margen chileno ocurre con una dirección dominante ENE–WSW (Somoza y Ghidella, 2012). Mientras, al sur de la Patagonia la placa Antártica subducta con una dirección ~E–W (Lonsdale, 2005; Somoza y Ghidella, 2012). A partir del Oligoceno superior, se suceden eventos tectónicos regionales de importancia. Se produce a los ~26 Ma. el quiebre de la placa Farallón (Lonsdale, 2005), y en el Mioceno inferior (~20 Ma.) la subducción del Dorsal de Chile bajo el borde sudamericano, subductando la zona de Magallanes y Tierra del Fuego entre los ~19-17 Ma. (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Ramos, 2005; Guillaume *et al.*, 2009), para posteriormente migrar hacia el norte (Breitsprecher y Thorkelson, 2009; Eagles, 2016).

Una nueva etapa de alzamiento de los Andes Patagónico-Fueguinos ocurre en el Mioceno inferior (Thomson *et al.*, 2001), determinado por Blisniuk *et al.* (2006) entre los 17-14 Ma, en tanto Fosdick *et al.* (2011), reconocen este alzamiento entre los 22-18 Ma en el retroarco, y recientemente acotado entre los 20-12 Ma. por Aramendia *et al.* (2022). Este crecimiento orogénico estuvo controlado por fallas inversas de basamento que generan un escaso acortamiento regional del orogeno hacia el foreland y escasa subsidencia flexural (Fosdick *et al.*, 2011).

De este modo, los arreglos dominantes de cuñas clásticas de los estadios previos dan lugar a una geometría paralela y planar (Figs. 4.5, 4.7–4.8), reflejando un periodo de baja actividad tectónica en el orogeno y baja migración flexural. En la región de Magallanes, el frente orogénico permanece en erosión bajo una red de drenaje eficiente (Leeder, 1993; Heller *et al.*, 1988), aportando sedimentos hacia el tope de cuña a medida que la carga tectónica decrece (Fig. 5.1d). Esto condiciona una disminución en la

subsistencia por flexura, reconociéndose una subsidencia relativamente constante de 6m/My (Tabla 5.1; Fig. 5.2) (Mella, 2001). La colmatación del espacio de acomodación se traduce en una somerización de los sistemas depositacionales a medida que el depocentro se vuelve menos profundo. Este patrón de clinoformas concordantes reconocidos al oeste de la cuenca, varía hacia el centro-este de Tierra del Fuego a arreglos sigmoidales progradantes alimentados desde el sur-sureste hacia el noreste (Fig. 4.11) (Ponce *et al.*, 2008; Sáez, 2017; este trabajo).

En esta etapa de antepaís, la cuenca se configura sin un marcado depocentro y sin variaciones de espesor significativos en relación a los estadios de foreland previos, depositando los mayores espesores al noroeste en Seno Skyring donde alcanzan entre ~750-900 m, y la sección más delgada en área Dungeness con ~500-600 m hacia el este (Fig. 4.4e). Por otro lado, Ghiglione *et al.*, (2016) señalan que la mayor parte de los sedimentos erosionados del Mioceno-Plioceno son removidos desde la Patagonia hasta alcanzar el margen continental argentino, donde se depositan como gruesas secuencias gruesas bajo altas tasas de sedimentación.

El estadio inicial del foreland IV incluye secuencias transgresivas provenientes desde el este, correspondientes a los sedimentos de la transgresión atlántica Patagoniana (Natland *et al.*, 1974; Malumián *et al.*, 1999; Cuitiño *et al.*, 2012, 2015). Por lo tanto, en el Mioceno inferior se establecen ambientes depositacionales menos profundos, estimándose una columna de agua < 30 m; profundizándose gradualmente hacia el este con ~1000 m (Natland *et al.*, 1974).

Hacia el sector oriental, se acumularon Facies marinas a marinas someras (Formación Brush Lake) y Facies marinas someras a litorales portadoras de mantos de carbón en ambientes de plataforma (Formación Filaret); mientras que, hacia el oeste, se depositaban Facies fluviales a transicionales (Formación El Salto) (Fig. 5.1d). En conjunto, estas unidades representan una tendencia a la somerización de los sistemas depositacionales, en respuesta a una disminución de la tasa de subsidencia combinado con un aumento del aporte de sedimentos y una caída del nivel base, resultando en una cuenca rellena (*overfilled*) dominada por sucesiones fluviales hacia el Mioceno medio. Finalmente, en Magallanes predominó la sedimentación continental con progradación de sistemas fluviales y volcánicos en dirección al este (Formación Palomares), que en la

Provincia de Santa Cruz la sedimentación tiene un carácter marcadamente fluvial (Formación Santa Cruz).

En resumen, el foredeep suroeste de la cuenca Magallanes-Austral acumuló cerca de ~7000 m de rocas sedimentarias durante las fases de sag termal y foreland (Fig. 4.4f, 5.3). Además, se acumularon alrededor de ~1400 m (pozo Chañarcillo 35) de depósitos de synrift, alcanzando ~2175 m al este de Tierra del Fuego (pozo Cullen 64).

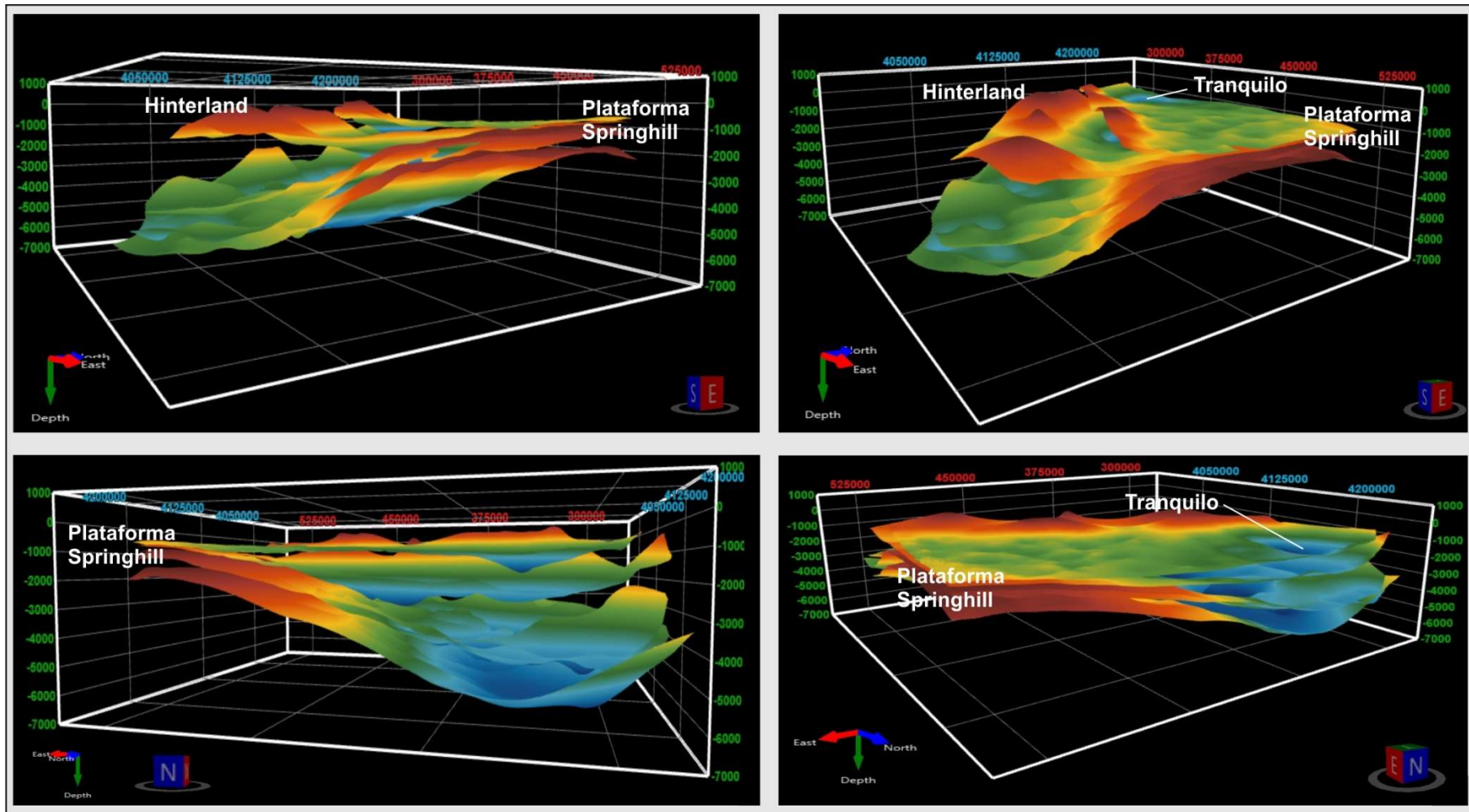


Figura 5.3. Imágenes 3D mostrando la geometría de la cuenca de Magallanes-Austral. Notar la asimetría de la cuenca en sentido N-S y W-E, con acumulación de los mayores espesores en el depocentro ubicado al oeste y sur cercanos al orogeno (hinterland), en tanto se establece un área de plataforma o antepaís hacia el este (craton). Figuras elaboradas a partir de superficies clave: RST (*Rift-Sag transition*: techo Jurásico Superior) y base de foreland IV (A1: techo Oligoceno), en el software LMKR Geomodelling.

CONCLUSIONES

- La integración de diferentes fuentes de información, tales como imágenes sísmicas 2D, perfiles eléctricos de pozo, columnas estratigráficas regionales y dataciones realizadas en pozos, permitió proponer una división tectono-estratigráfica para la cuenca de Magallanes (Austral). Como ha sido previamente discutido por numerosos autores, sugerimos un modelo elástico en una litosfera atenuada durante la etapa de rifting como el mejor modelo de ajuste para la cuenca.
- El reconocimiento a escala de cuenca de discordancias regionales y hiatos estratigráficos de las diferentes sucesiones pre-foreland y foreland, junto con superficies limitantes en la base de los estadios y las relaciones de contacto entre unidades, permitió delimitar la distribución de la arquitectura estratigráfica para cada unidad sedimentaria a través de la cuenca.
- Estas superficies pueden interpretarse como formadas durante los principales pulsos tectónicos que afectan el margen occidental de América del Sur (y la resultante respuesta elástica del forebulge hacia el cratón para las etapas de foreland) ocurridas entre el Jurásico Tardío y el Neógeno, tanto en la cuenca de Rocas Verdes como en el Andes Patagónico-Fueguinos, que además pueden ser relacionadas con las principales fases andinas orogénicas en los Andes centrales. (norte de Chile).
- La transición desde la etapa de rifting a sag termal se reconoce en la superficie compuesta *Rift-Sag Transition* (RST). En tanto, el inicio de la etapa de foreland es reconocida como una superficie diacrónica denominada superficie *Basal Foreland* (BF), cuya expresión es esencialmente en dirección W-E. Esta superficie parece ser más joven hacia el sur de la cuenca en relación a su equivalente del norte (en las provincias Última Esperanza y Santa Cruz). La edad de BF no fue resuelta cuantitativamente en este trabajo, pero dado el diacronismo que

presenta el inicio de la etapa foreland desde el norte al sur, se estima una edad post Turoniano.

Una discordancia importante a escala de cuenca es la discordancia G7, asociada a un importante hiato que se extiende desde el Paleoceno temprano en el área de estudio, y entre el Paleoceno–Eoceno medio hacia el norte en la Provincia de Última Esperanza. Finalmente, en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano se generó la discordancia A1, en condiciones de espacio de acomodación reducido y como rasgo local norte y este en el área de estudio.

- Se intentó relacionar episodios de flexura ocurridos en el margen continental, con la distribución de paquetes sedimentarios y geometría interna de las cuñas sedimentarias. En este sentido, el registro estratigráfico, en general bien conservado en la región de Magallanes, brinda la oportunidad de interpretar en detalle la estratigrafía regional y restringir la transición de sucesiones marinas profundas hacia facies someras y finalmente continentales, diferenciando las condiciones *underfilled* a *overfilled* para cada etapa evolutiva de foreland.
- El espacio de acomodación creado por carga tectónica y la consecuente flexura del basamento, alberga un registro sedimentario que evidencia diferentes patrones de subsidencia a lo largo del depocentro suroeste de la cuenca, produciendo cuñas asimétricas de engrosamiento hacia el oeste y sur. Sin embargo, diferentes mecanismos alternativos que contribuyen a la subsidencia de la cuenca deben ser considerados en contribuciones futuras (e.j. subsidencia dinámica, topografía inducida por el flujo del manto, velocidad y ángulo de subducción del *slab*, etc.).
- A medida que el frente orogénico creció, el foredeep asociado de orientación NW-SE no permanece fijo a lo largo del tiempo, migrando progresivamente en dirección al cratón desde el Cretácico Superior hasta el reciente. En este sentido, las superficies de onlap generadas en la zona oriental expuesta son evidencia de este movimiento (etapas tempranas de foreland I y II), el cual ocurre a medida que el orógeno experimenta un fuerte crecimiento y generación de relieve, al

mismo tiempo que la cuenca experimentó una gran deformación por carga y un fuerte aumento en la tasa de creación de espacio de acomodación. Durante episodios de reducción en la actividad tectónica, la cuenca evolucionó paulatinamente hacia tasas de menor espacio de acomodación creado, disminuyendo la tasa de acomodación del espacio, generando sistemas progradantes, hasta que la cuenca finalmente se colmata (etapas de foreland III y IV).

REFERENCIAS

- Álvarez, P., Elgueta, S., Mpodozis, C., Briceño, M., Vieytes, H., Radic, J.P. y Mella, P. (2006)** *Proyecto Tranquilo-Otway*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 290.
- Álvarez, P., Elgueta, S., Pozo, I. y Gschaider, T. (2009)** Análisis secuencial de la Formación Springhill, Cuenca de Magallanes, Chile. *XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago. Actas S10_001 PP1-4.
- Álvarez-Marrón, J., McClay, K.R., Harambour, S., Rojas, L. y Skarmeta, J. (1993)** Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuna-Area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *Am Assoc Petrol Geol Bulletin*, 77, 1904–1921.
- Andreis, R.R., Zalba, P.E. y Morosi, M.E. (2007)** Composición y procesos diagenéticos de los depósitos de arenisca y toba de la Formación Cardiel (Cenomaniano), área Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Rev Asoc Geol Argent*, 62 (2), 257–266.
- Anguita, N.G. (2010)** *Patogénesis de diques lamprofídicos postectónicos y su relación con el magmatismo shoshonítico cretácico de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera, Magallanes, XII Región, Chile*. P. 237, Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Arbe, H.A. (2002)** Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, 103-128.
- Aramendía, I., Cuitiño, J.I., Ghiglione, M.C. y Bouza, P.J. (2022)** Timing and stratigraphic evolution of a Miocene foreland unroofing sequence in the Austral-Magallanes Basin during Southern Patagonian Andes uplift. *J Geol Soc*, jgs2022-038.
- Archangelisky, S. y Archanglelsky, A. (2004)** Palinología estadística en el Cretácico de la Cuenca Austral, Plataforma Continental Argentina. In: II. Seis perforaciones del área Gallegos 3. Discusión y conclusiones. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* (Nueva Serie), 6, 245-255.

- Arriagada, C., Cobbold, P.R. Y Roperch, P. (2006)** The Salar de Atacama basin: a record of Cretaceous to Paleogene compressional tectonics in the Central Andes. *Tectonics*, 25, TC1008.
- Augustsson, C. y Bahlburg, H. (2003)** Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'–48°30'S). *Geol Soc London Spec Publ*, 208, 253–268.
- Augustsson, C. y Bahlburg, H. (2008)** Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). *Int J Earth Sc*, 97, 71–88.
- Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H. y Fanning, C.M. (2006)** Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *J Geol Soc*, 163, 983–995.
- Barbeau, D.L., Olivero, E., Swanson-Hysell, N., Zahid, K., Murray, K. y Gehrels, G. (2009)** Detrital-zircon geochronology of the eastern Magallanes foreland basin: Implications for Eocene kinematics of the northern Scotia Arc and Drake Passage. *Earth Planet Sc Lett*, 20, 23–45.
- Barberón, V., Ronda, G., Leal, P.R., Sue, C. Y Ghiglione, M.C. (2015)** Lower Cretaceous provenance in the northern Austral basin of Patagonia from sedimentary petrography, *J South Am Earth Sci*, 64(2), 498–510.
- Barreda, V.D., Palazzesi, L. Y Marensi, S. (2009)** Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): stratigraphical and paleoenvironmental implications. *Rev Palaeobot Palynol*, 151 (1-4), 22-33.
- Barros-Arroyo, P., Marino, J., Miller, M., Angelozzi, G., Ronchi, D., Hiriart, L. (2018)** Integración de Nuevos Datos Bioestratigráficos en un Modelo Regional Sismoestratigráfico de la Cuenca Austral Fueguina. *X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mendoza, Argentina. Sesiones generales, 835–856.
- Bartolini, A. y Larson, R.L. (2001)** Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. *Geology*, 29(8), 735–738.
- Barker, P.F. (2001)** Scotia Sea regional tectonic evolution: Implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth Sc Rev*, 55, 1–39.

- Barwick, J. (1949)** *The Tertiary Stratigraphy and Structure of North Tierra del Fuego*. Corporación de Fomento de la Producción, Chile, unpublished technical report, 28.
- Barwick, J. (1955)** *The surface stratigraphy of portions of Magallanes Province, Chile*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 122.
- Barwick, J., García, F. y González, E. (1951)** *Geology of the Lago Blanco-Lago Chico-Lago Lynch area, Tierra del Fuego*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 62.
- Baristead, N., Anka, Z., Di Primio, R., Rodríguez, J.F., Marchal, D. y Domínguez, F. (2013)** New insights into the tectono-stratigraphic evolution of the Malvinas Basin, offshore of the southernmost Argentinean continental margin. *Tectonophysics*, 604, 280–295.
- Bastias, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M. y Hervé, F. (2021)** A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddell Sea. *Lithos*, 386–387.
- Beaubouef, R.T. (2005)** Deep-water leveed-channel complexes of the Cerro Toro Formation, Upper Cretaceous, southern Chile. *Am Assoc Petrol Geol Bulletin*, 88(11), 1471-1500.
- Beaumont, C. (1978)** The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples. *Geophys. J R Astr Soc*, 55, 471–497.
- Beaumont, C. (1981)** Foreland basins. *Geophys J Int*, 65(2), 291–329.
- Bell, M.C. y Suárez, M. (1997)** The lower cretaceous Apeleg formation of the Aisén basin, southern Chile. Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. *Rev Geol Chile*, 24, 203–226.
- Bell, C.M. y Suárez, M. (2000)** The Rio Lácteo Formation of southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *J South Am Earth Sci*, 13(1), 133–145.
- Bell Fano, F.J., Arbe, H.A. y Burne, L. (2005)** Un ejemplo de entrampamiento en la Cuenca marina Austral y una interpretación de su compleja distribución de fluidos, yacimiento Vega-Pleyade, Cuenca Austral, Argentina. VI Congreso de Exploración e Hidrocarburos, (Simposio Las trampas de Hidrocarburos en Cuencas productivas), 501–512.

- Betka, P., Klepeis, K. y Mosher, S. (2015)** Along-strike variation in crustal shortening and kinematic evolution of the base of a retroarc fold-and-thrust belt: Magallanes, Chile 53°S–54°. *Geol Soc Am Bull*, 127, 1108–1134.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. Jr., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C. (1986)** The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. In: Allen P.A., Homewood P.(Eds.). *Foreland Basins*. Int. Assoc. Sediment Spec Pub, 8, 41–61.
- Bijl, P., Guerstein, G., Sanmiguel Jaimes, E., Sluijs, A., Casadio, S., Valencia, V., Amenábar, C., Encinas, A. (2021)** Campanian-Eocene dinoflagellate cyst biostratigraphy in the Southern Andean foreland basin: Implications for Drake Passage throughflow. *Andean Geology*, 48 (2), 185-218.
- Bird, P. (2003)** An updated digital model of plate boundaries. *Geochem Geophys Geosyst*, 4(3), 1027.
- Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Sobel, E.R., Haschke, M., Strecker, M.R. y Warkus, F. (2006)** *Links between mountain uplift, climate, and surface processes in the Southern Patagonian Andes. The Andes*. Springer, Berlin, 429–440.
- Bostelmann, J.E., Le Roux, J.P., Vasquez, A., Gutiérrez, N.M., Oyarzún, J.L., Carreño, C., Torres, T., Otero, R., Llanos, A., Fanning, C.M. y Hervé, F. (2013)** Burdigalian deposits of the Santa Cruz formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) basin: age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology* 40 (3), 458-489.
- Braccaccini, O. (1948)** La posición estratigráfica del conglomerado de Valdez en la región del seno de Ultima Esperanza. *Rev Asoc Geo Argentina*, Buenos Aires, T 3(1), 4.
- Breitsprecher, K. y Thorkelson, D.J. (2009)** Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 464, 10–20.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G. y Lux, S. (1991)** Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith; constraints on magmatic arc development. In R.S. Harmon and C.W. Rapela (eds), Andean magmatism and its tectonic setting. *Geol Soc of Am, Spec Paper* 265, 1-12.

- 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 Planet Sc Lett*, 41, 32–46.
- Burns, K.L., Rickyard, M.J., Belbin, L. y Chamalaun, F. (1980)** Further palaeomagnetic confirmation of the magallanes orocline. *Tectonophysics*, 63, 75–90.
- Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C.M., Weislogel, A. y Cordani, U. (2007)** Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *J Geol Soc London*, 164, 1011–1022.
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J.C., Sepúlveda, F. y Galaz, G. (2016)** Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. In: Ghiglione M.C. (Ed.). *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences, 7–36.
- Calderón, M., Prades, C.F., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C.M., Massonne, H-J., Theye, T. y Simonetti, A. (2013)** Petrological vestiges of Late Jurassic-Early Cretaceous transition from rift to back-arc basin in southernmost Chile: new age and geochemical data from the Capitán Aracena, Carlos III and Tortuga Ophiolitic complexes. *Geoch J*, 47, 201–217.
- Caminos, R., Haller, M.J., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R. y Ramos, V.A. (1981)** Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *VIII Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires. Actas 3, 759-786.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B. (1986)** Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench, *J Geophys Res*, 91, 471– 496.
- Cañon, A. (1968)** Cronoestratigrafía de los sedimentos Terciarios de Tierra del Fuego, Provincia de Magallanes. Unpubl. Memoria para optar al Título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago.
- Cañon, A. (2000)** Nuevos Antecedentes en la Estratigrafía de la cuenca de Magallanes. *Anales Instituto Patagonia*, Serie Cs. Nat. (Chile), 28, 41-50.
- Cañon, A. y Ernst, M. (1975)** *Cuadro de correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- Carey, S.W. (1958)** *The tectonic approach to continental drift. Continental drift: a symposium: Hobart*. Geology Department, University of Tasmania, Tasmania, 177–355.

- Castelli, J.C., Robertson, R. y Harambour, A. (1992)** *Evaluación Geológica y Petrolera, bloques Última Esperanza Sur e Isla Riesco*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 106.
- Castelli, J.C., Rojas, L. y Robertson, R. (1993)** *Evaluación Geológica y Petrolera, Bloque Península Brunswick*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 59.
- Catuneanu, O. (2004)** Retroarc foreland systems—evolution through time. *J Afr Earth Sci*, 38, 225–242.
- Cawood, P.A. (2005)** Terra Australis orogen: Rodinia breakup and development of the pacific and lapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Sci Rev*, 69, 249–279.
- Charrier, R. y Lahsen, A. (1969)** Stratigraphy of Late Cretaceous-Early Eocene, Seno Skyring-Strait of Magellan area, Magallanes province, Chile. *Am Assoc Petrol Geol Bulletin*, 53(3), 568–590.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. (2007)** Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In W. Gibbons y T. Moreno (Eds.). *The geology of Chile*, 21–114. The Geological Society, Special Publication.
- Cecioni, G. (1954a)** *Edad y Facies del Grupo Springhill*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 31.
- Cecioni, G. (1954b)** *Geología de superficie del departamento de Última Esperanza entre Cerro Cazador y Puerto Natales*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 208.
- Cecioni, G. (1957)** Cretaceous flysch and molasse in departamento Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American association of petroleum geologists*, 41(3), 538–564.
- Cecioni, G. (1964)** Maorites y turbiditas en la antefosa magallánica. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 18 pp.
- Cecioni, G. y Cortés, R (1951)** *Bosquejo geológico del área de Última Esperanza*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 49 pp.
- Céspedes, S. (1957)** *Estudio Geológico de la zona noroeste de Bahía Inútil, Tierra del Fuego*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 86.

- Céspedes, S. (1960)** *Reconocimiento geológico en el área central Península Brunswick*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 97.
- Céspedes, S. (1963)** *Reconocimiento Geológico del área comprendida entre el Seno Skyring el Estrecho de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 196.
- Céspedes, S. y Cortés., E. (1956)** *Levantamiento Geológico del área Filaret – Rio Chico*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- Choe, M.Y, Sohn, Y.K, Jo H.R. y Kim, Y. (2004)** Sedimentary Facies and Evolution of the Cretaceous Deep-Sea Channel System in Magallanes Basin, Southern Chile, *Ocean and Polar Res*, 26(3), 385-400.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N. (1981)** Geología de la región al Norte del paralelo 54 S. de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Rev Asoc Geol Argentina* 36, 44-88.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez, C (2003)** The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). *10th Congreso Geológico Chileno*, 13, Concepción.
- Cortés, R. (1957)** *El distrito terciario en Península Brunswick y sus posibilidades petrolíferas*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 40.
- Cortés, R. (1963)** *Sección Geológica del Terciario entre San José y Vania*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- Cortés, R. (1964)** *Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del flysch cretáceo del Departamento de Última Esperanza*, p. S117. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil en Minas, Depto. Ingeniería Civil de Minas, Universidad Técnica de Estado, Santiago, Chile.
- Cortés, R. y Céspedes, S. (1955)** *Levantamiento geológico del área Filaret-Rio Chico*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- Cortés. R. y Valenzuela, H. (1960)** *Estudio geológico del área lago Blanco-Monte Hope, porción central de Tierra del Fuego*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 129.
- Covacevich, V. (1987)** *Estudio de las faunas y traza fósiles recolectadas durante marzo 1986 en la zona occidental del Seno Otway, Región de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.

- Covacevich, V. (1991)** *Estudio paleontológicos y biostratigráficos en la costa norte de Isla Riesco e interior de Seno Skyring, Región de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 106.
- Covault, J.A., Romans, B.W. y Graham, S.A. (2009)** Outcrop expression of a continental margin-scale shelf-edge delta from the Cretaceous Magallanes Basin, Chile. *J Sediment Res* 79: 523-539.
- Crampton, S.L. y Allen, P.A. (1995)** Recognition of flexural forebulge unconformities in the geologic record: *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 79, 1495–1514.
- Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M, Ventura Santos, R. y Scasso, R.A. (2012)** High resolution isotopic ages for the early Miocene “Patagoniense” transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *J South Am Earth Sci*, 38, 110–122.
- Cuitiño, J.I. y Scasso, R.A. (2010)** Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Rev Asoc Geol Arg*, 66(3), 406-417.
- Cuitiño, J.I., Ventura Santos, R., Alonso Muruaga, P.J. y Scasso, R.A. (2015)** Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina. *Andean Geol*, 42 (3), 364–385.
- Cunningham, W.D (1993)** Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186.
- Cunningham, W.D. (1995)** Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southern Chile. *Tectonophysics*, 244(4), 197-229.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K.Y.R., Gose, W.A. y Dalziel, I.W. (1991)** The Patagonian Orocline: new paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *J Geophys Res - Sol EA* 96(B10), 16061–16067.
- Dalziel, I.W.D. (1981)** Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.*, 300, 319–335.
- Dalziel, I.W.D. y Brown, R.L. (1989)** Tectonic denudation of the Cordillera Darwin metamorphic core complex, Tierra del Fuego, implications for cordilleran orogenesis. *Geology*, 17, 699-703.
- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.J. y Palmer, K.F. (1974)** Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250, 291–294.

- Dalziel, I.W.D., Klingfield, R., Lowrie, W. y Opdyke, N.D. (1973)** Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic Andes. In: Tarling DH, Runcom SK (Eds.) *Implications of continental drift to the earth sciences*. Academic Press, San Diego, 87–10.
- Dalziel, I.W., Macdonald, D.I., Stone, P. y Storey, B.C. (2021)** South Georgia microcontinent: Displaced fragment of the southernmost Andes. *Earth-Sci Rev*, 220, 103671.
- Dávila, F.M., Ávila, P. y Martina, F. (2019)** Relative contributions of tectonics and dynamic topography to the Mesozoic-Cenozoic subsidence of southern Patagonia. *J South Am EarthSci*, 93, 412-423.
- 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, 389, 763–772.
- DeCelles, P.G. (2012)** Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (Ed. By Busby, C. & Azor, A.) Blackwell Publishing, 405–426.
- DeCelles, P.G. y Decelles, P.C. (2001)** Rates of shortening, propagation, underthrusting, and flexural wave migration in continental orogenic systems. *Geology*, 29(2), 135–138.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.N. (1996)** Foreland basin systems. *Basin Res*, 8, 105–123.
- De Giusto, J., Di Persia A. y Pezzi E. 1980.** El Nesocratón del Deseado, En: Turner, J. (Ed.). *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional Ciencias, Córdoba, Tomo 2, 1389-1430.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus. y F. Stein (1990)** Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425 – 478.
- Dickinson, W.R. (1974)** *Plate tectonics and sedimentation*. SEPM Spec Pub, 22, 1–27.
- Diraision, M., Cobbold, P.R, Gapais, D. y Rossello, E.A. (1997)** Magellan Strait: part of a Neogene rift system. *Geology* 25: 703-706.
- Diraision, M., Cobbold, P.R, Gapais, D., Rossello, E.A. y Le Corre, C. (2000)** Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316, 91-119.
- DiVenere, V., Kent, D. V. y Dalziel, I.W.D. (1996)** Summary of paleomagnetic results from West Antarctica: Implications for the tectonic evolution of the Pacific margin of

Gondwana during the Mesozoic. In: Storey, B.C., King, E.C., and Livermore, R. A. (Eds.). *Weddell Sea tectonics and Gondwana breakup. Geol Soc London Spec Publ*, 108, 31–43

Dott, R.H. Jr, Winn, R.D., De Wit, M.J. y Bruhn, R. L. (1977) Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika beds of Tierra del Fuego. *Nature*, 266, 620-622.

Eagles, G. (2010) South Georgia and Gondwana's Pacific margin: lost in translation? *J South Am Earth Sci*, 30, 65-70.

Eagles, G. (2016) Tectonic reconstructions of the Southernmost Andes and the Scotia Sea during the opening of the Drake Passage. In: Ghiglione MC (Ed.) *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences, 75–108.

Eagles, G. y Jokat., W. (2014) Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics* 611:28-50.

Eagles, G., Livermore, R.A., Fairhead, J.D. y Morris, P. (2005) Tectonic evolution of the west Scotia Sea. *J Geophys, Res-Sol EA* 110, 1–19

Elgueta, S. (1996) *Análisis secuencial de Facies de la Formación Springhill en el pozo AMXE-5, Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 37.

Elgueta, S. (2007) *Sistemas depositacionales de la Formación Springhill, bloque Lago Mercedes, Cuenca de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 39.

ENAP (1991) *Dataciones radiométricas Cuenca Gaviota*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 5 pp.

Faúndez, V, Hervé, F. y Lacassie, J. P. (2002) Provenance studies of pre-late Jurassic metaturbidite successions of the Patagonian Andes, southern Chile. *New Zealand J Geol Geophys*, 45, 411–425.

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

Felsch, J. (1913) *Informe sobre el reconocimiento geológico de los alrededores de Punta Arenas y de la parte noroeste de Tierra del Fuego, con el objeto de encontrar posibles yacimientos de petróleo*. Ministerio de Industrias y Obras Públicas. Santiago: Imprenta, Litografía y Encuadernación "Barcelona".

Feruglio, E. (1938) Relaciones estratigráficas entre el Patagoniano y el Santacruciano en la Patagonia Austral. *Rev Museo de La Plata, Geología* 4: 129-159

- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A. y Wooden, J.L. (2003)** Initiation of the Magallanes foreland basin: timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31, 1081–1084.
- Fildani, A. y Hessler, A.M. (2005)** Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geol Soc Am Bull*, 117, 1596–1614.
- Fleck, R.J., Mercer J.H., Nairn A.E.M. y Peterson, D.N. (1972)** Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. *Earth Planet Sc Lett*, 16, 15-22.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E. (1989)** A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J Geophys Res*, 94, 3851–3866.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E. (1990)** Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18, 430-434.
- Flores, M.A., Malumián, N., Masuk, V. y Riggi, J.C. (1973)** Estratigrafía Cretácica del subsuelo de Tierra de Fuego. *Rev Asoc Geol Argent*, 28(4), 407–437.
- Foley, M.L., Putlitz, B., Baumgartner, L.P., Bégué, F., Siron, G. y Kosmal, A. (2023)** Generating large volumes of crust-derived high $\delta^{18}\text{O}$ rhyolites in the Chon Aike Silicic Large Igneous Province, Patagonia. *Geosphere*, 19 (X), 1– 31.
- Folguera, A. y Iannizzotto, N. (2004)** The Lagos La Plata and Fontana fold and thrust belt. Long lived orogenesis at the edge of western Patagonia. *J South Am Earth Sci*, 16, 541–566.
- Forsythe, R. y Allen, R. (1980)** The basement rocks of Peninsula Staines, Region XII, Province of Última Esperanza, Chile. *Rev Geo Chile*, 10, 3–15.
- Fosdick, J.C., Bostelmann, J.E., Leonard, J., Ugalde, R., Oyarzun, J.L., y Griffin, M. (2015)** Timing and rates of foreland sedimentation—New detrital zircon U/Pb geochronology of the Cerro Dorotea, Río Turbio, and Río Guillermo formations, Magallanes basin. *XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena, 2015, Resumen, 4, 86.
- Fosdick, J.C., Graham, S.A. y Hilley, G.E. (2014)** Influence of attenuated lithosphere and sediment loading on flexure of the deep-water Magallanes retroarc foreland basin, Southern Andes. *Tectonics*, 33, 1–21.

- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M. y Graham, S.A. (2011)** Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *GSA Bulletin*, 123, 1679–1698.
- Fosdick, J.C., Vanderleest, R.V., Bostelmann, J.E., Leonard, J.S., Ugalde, R., Oyarzún, J.L. Y Griffin, M. (2020)** Revised timing of Cenozoic Atlantic incursions and changing hinterland sediment sources during southern Patagonian orogenesis. *Lithosphere*, 8883099.
- Furque, G. (1973)** *Descripción Geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires. Boletín 140:51.
- Furque, G. y Camacho, H.H. (1972)** El Cretácico superior y Terciario de la región austral de Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz), Buenos Aires. *Jornadas Geológicas Argentinas 4*. Actas 3, 36-71.
- Galeazzi, J.S. (1998)** Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina. *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 82, 596–636.
- Gallardo, R.E. (2014)** Seismic sequence stratigraphy of a foreland unit in the Magallanes-Austral Basin, Dorado Riquelme Block, Chile: Implications for deep-marine reservoirs. *Lat Am J Sed Basin Anal*, 21(1), 49–64.
- Gallardo, R.E., Ghiglione, M.C. y Rojas Galliani, L. (2019)** Tectonic evolution of the southern Austral-Magallanes Basin in Tierra del Fuego. *Lat Am J Sed Basin Anal*, 16, 57–74.
- García, F., Céspedes, S. y Cortés., R (1953)** *Informe Geológico de l parte norte del Seno Skyring entre Cordillera Vidal y Cordillera Pinto*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 94 pp.
- Garcia-Castellanos, D., Fernández, M. y Torne, M. (1997)** Numerical modeling of foreland basin formation: A program relating thrusting, flexure, sediment Geometry, and lithosphere rheology. *Computers*, 23, 993–1003.
- George, S.W., Davis, S.N., Fernández, R.A., Manríquez, L.M., Leppe, M.A., Horton, B.K. y Clarke, J.A. (2019)** Chronology of deposition and unconformity development across the Cretaceous–Paleogene boundary, Magallanes-Austral Basin, Patagonian Andes. *J. South Am. Earth Sci*, 95, 102237.

- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, B. y Suarez, F. (2014)** Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Res*, 26 (6), 726–745.
- Ghiglione, M.C., Navarrete-Rodríguez, A.T., González-Guillot, M. y Bujaleski, G. (2013)** The opening of the Magellan Strait and its geodynamic implications. *Terra Nova*, 25(1), 13–20.
- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S. y Zapata, T. (2010)** Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *J South Am Earth Sci*, 29, 262–277.
- Ghiglione, M.C. y Ramos, V.A. (2005)** Chronology of deformation in the Southernmost Andes of Tierra del Fuego. *Tectonophysics* 405, 25–46.
- Ghiglione, M.C., Ramos, V.A. y Cristallini, E.O. (2002)** Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos. *Rev Geol Chile* 29, 17-41.
- Ghiglione M.C., Rocha E., Raggio M.F., Ramos M.E., Ronda G., Moyano Paz D., Varela A.N. y Valencia V. (2021)** Santonian-Campanian littoral to continental depocenter of the Austral-Magallanes basin: regional correlation, sediment sourcing and geodynamic setting. *Cretac Res*, 128, 104968.
- Ghiglione, M.C., Suárez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., y Reinoso, R.M. (2009)** Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 215–226.
- Ghiglione, M.C., Sue, C., Ramos, M.E., Tobal, J.E. y Gallardo, R.E. (2016)** The relation between Neogene denudation of the Southernmost Andes and sedimentation in the offshore Argentine and Malvinas Basins during the opening of the Drake Passage. In: Ghiglione M.C. (Ed.). *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences, 109-135.
- Ghiglione, M.C., Yagupsky, D., Ghidella, M. y Ramos V.A. (2008)** Continental Stretching Preceding the Opening of Drake passage: Evidence from Tierra del Fuego. *Geology*, 36, 643-646.

- Giacosa, R.E. y Márquez, M.M. (2002)** El basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M.J. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-3, 1–11.
- Gianni, G.M., Echaurren, A., Fennell, L., Navarrete, C., Quezada, P., Tobal, J., Giménez, M., Dávila, F.M. y Folguera, A. (2018)** Cretaceous orogeny and marine transgression in the southern Central and northern Patagonian Andes: aftermath of a large-scale flat-subduction event? In: Folguera, A. (Ed.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer, Cham, Switzerland, 279–316.
- Giacosa, R.E., Márquez, M.M. y Panza, J.L. (2002)** Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. In: Haller, M.J. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 33–44.
- Giacosa, R., Márquez, M.M. y Panza, J. (2002)** Basamento Paleozoico Inferior del Macizo del Deseado. In: Haller, M.J., (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, Calafate I-2., 1–11.
- Gombosi, D.J., Barbeau, D.L. y Garver, J.I. (2009)** New thermochronometric constraints on the rapid Paleogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes. *Terra Nova*, 21, 507–515.
- González, E. (1953)** *Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la Cuenca de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- González, E. (1965)** La Cuenca Petrolífera de Magallanes. Revista Minerales, Instituto de Ingenieros de Minas, Santiago. *Rev Minerales*, 91, 1–15.
- González, D.L. (2013)** *Evaluación del Contenido de Metano en Carbones del Eoceno-Oligoceno y Mioceno del Área Manzano-Cruceros, Cuenca de Magallanes, Región de Magallanes, Chile*, P. 225. Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ciencias Químicas, Depto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile.
- González, P.D., Sato, A.M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, K., Llambías, E.J., Chemale, F. y Castro Dorado, A. (2018)** Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Res*, 63, 186–225.

- González, P.D., Tortello, M.F. y Damborenea, S.E. (2011)** Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade metaconglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geol Acta*, 9(2), 159–173.
- González-Guillot, M. (2016)** Magmatic evolution of the Southernmost Andes and its relation with subduction processes. In: Ghiglione M.C. (Ed.). *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences, 37–74.
- Gordon, A. y Ort, M. (1993)** Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. *XII Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires. Actas 4, 120-127.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. y Panza, J.L. (1997)** Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16, 1–17.
- Grunow, A. M, Dalziel, I. W. D. y Harrison, T. M. (1987)** Structural and ⁴⁰Ar-³⁹Ar constraints on the evolution of blueschists from the Scotia Arc. *Geol Soc Am, Abstracts with Programs*, 19, 686–687.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I. y Franz, G. (2006)** La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia: vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Rev Asoc Geol Argent*, 61(2), 187–196.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M. y Riquelme., R. (2009)** Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction?. *Tectonics*, 28(2), 1–19.
- Gutiérrez, V., Le Roux J.P., Bostelmann, J.E., Oyarzún, J.L., Ugalde, R., Vázquez, A., Otero, R., Araos, J., Carreño, C., Fanning, M. y Hervé, F. (2013)** Geology and stratigraphy of Sierra Baguales, Última Esperanza Province, Magallanes: *IV International Geological Congress on The Southern Hemisphere*, Viña del Mar, Chile, 2013, Abstract extendido, 4.
- Halpern, M. (1973)** Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geol Soc Am Bull*, 84, 2407-2422.
- Gutiérrez, N.M., Le Roux, J.P., Vázquez, A., Carreño, C., Pedroza, V., Araos, J., Oyarzún, J.L., Pino, J.P., Rivera, H.A. y Hinojosa, L.F. (2017)** Tectonic events reflected by palaeocurrents, zircon geochronology, and palaeobotany in the Sierra Baguales of Chilean Patagonia. *Tectonophysics*, 695, 76–99.

- Hanson, R.E. y Wilson, T.J (1991)** Submarine Rhyolitic Volcanism in a Jurassic Proto – Marginal Basin; Southern Andes, Chile and Argentina. In: Harmon, R. S. & C. W. Rapela (Eds). *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*. Geol Soc Am Spec Paper, 265.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987)** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156–1166.
- Harambour, S., Aguirre, G. y Urzúa, F. (1989)** *Evaluación geológica y petrolera, Bloque Nº 7 Tierra del Fuego*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- Harambour, S. y Soffia, J.M. (1988a)** *Evaluación Geológica y Petrolera del extremo Norte de Ultima Esperanza*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 264.
- Harambour, S. y Soffia, J.M. (1988b)** *Transición de margen pasivo a cuenca de antepaís: síntesis evolutiva para el extremo norte de la provincia de Última Esperanza, Magallanes, Chile*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 19.
- Hathway, B. (2000)** Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *J Geol Soc London*, 157, 417–432.
- Hauser, A. (1964)** *La Zona Glauconítica en la Plataforma Springhill, Magallanes, Chile*. P. 302. Tesis de Prueba para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Escuela de Geología, Santiago, Chile.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S. y Paola, C. (1988)** Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16(6), 501–504.
- Hervé, F. (2005)** *Estudio de la cronología y proveniencia de las Formaciones Terciarias de la Cuenca de Magallanes mediante la datación U/Pb de sus poblaciones de circones detríticos*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 31.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Kraus, S. y Pankhurst, R.J. (2010a)** SHRIMP chronology of the Magallanes basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geol*, 37(2), 253–275.
- Hervé, F., Calderón, M. y Faúndez, V. (2008)** The metamorphic complexes of the Patagonian and Fueguian Andes. *Geologica Acta*, 6, 43–53.

- Hervé F, Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J. (2003)** Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *J South Am Earth Sci* 16, 107–123.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M. y Thomson, S.N. (2010b)** Detrital zircon SHRIMP U–Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *J Geol Soc*, London 167, 555–568.
- Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C. y Fanning, M. (2004)** Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes basin. In: Carcione., J, Donda, F., Lodolo., E. (Eds.), *International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and Antartic Peninsula* (GEOSUR). 45 (Suppl. 2). Bollettino di Geofisica teorica ed applicata, 113–117.
- Hervé, F., Nelson, E., Kawashita, K. y Suárez, M. (1981)** New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth Planet Sc Lett* 55(2), 257–265.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M. y Yaxley, G.M. (2007)** The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373–394.
- Hervé, M., Suárez, M. y Puig, A. (1984)** The Patagonian batholith south of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *J Geol Soc*, 141, 909–917.
- Homewood, P., Allen, P.A. y Williams, G.D. (1986)** Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. In: Allen, P.A y Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*, Spec. Pub. Int. Assoc. Sediment. Blackwell Science, 8, 199–217.
- Horton, B.K. (2018)** Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth Sc Rev*, 78, 279–309.
- Horton, B.K. (2022)** Unconformity development in retroarc foreland basins: implications for the geodynamics of Andean-type margins. *J Geol Soc*, 179(3).
- Hromic, T. (1950)** *Informe micropaleontológico*. Universidad de Magallanes. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.

- Hubbard, S.M, Fildani, A., Romans, B.W, Covault, J.A. y Mchargue, T.R. (2010)** High-relief slope clinoform development; insights from outcrop, Magallanes Basin, Chile. *J Sediment Res* 80, 357-375.
- Hünicken, M.A., Charrier, R. y Lashen, A. (1980)** Baculites (Lytoceratina) de la base de la Formación Fuentes (Campaniano medio-superior) de la Isla Riesco, Provincia de Magallanes, Chile. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, Argentina. Tomo 53, entregas 3-4, 221-235.
- Jokat, W., Boebel, T., König, M. y Meyer, U. (2003)** Timing and geometry of early Gondwana breakup. *J Geophys Res*, 108.
- Katz, H.R. (1959)** *Reconocimiento geológico al sur de Seno Almirantazgo*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 71.
- Katz, H.R. (1963)** Revision of Cretaceous Stratigraphy in the Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 47, 506–524.
- Kay, S.M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. (1989)** Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4), 324–328.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. (1989)** Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17, 324–328.
- 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, Soc Nacional de Minería*, Santiago, 48, 706–717.
- Kniker, H.T. (1950)** “F” Samples, Tierra del Fuego, collected by Barwick Commission, field season 1949-1950. In: Barwick, J and García, F. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 2.
- Kirkpatrick, J.R. (1990)** *Influence of tectonics and sea level change on sedimentation of the Jurassic Springhill and Tobífera formations, Central Tierra del Fuego, Chile—An integrated study*. P. 119. Unpubl. PhD Thesis, Faculty and Board of Trustees of the Colorado School of Mines.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S. (2010)** Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous

closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics*, 29, 1–24.

Kohn, M., Spear, F. y Dalziel, I.W.D. (1993) Metamorphic P-T paths from Cordillera Darwin, a Core Complex in Tierra del Fuego, Chile. *J Petrol*, 34(3), 519-542.

Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M. y Dalziel, I.W.D. (1995) Ar-40/Ar-39 Geochronology and P-T-T Paths from the Cordillera Darwin Metamorphic Complex, Tierra del Fuego, Chile. *J Metamorphic Geol*, 13, 251–270.

Kraemer, P.E. (2003) Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56°S Lat). *J South Am Earth Sci*, 15, 731–748.

Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, V. y Ramos, V.A. (2002) Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52° S. In: M. J. Haller (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. XV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Relatorio, 353–364.

Kraemer, P.E. y Riccardi, A.C. (1997) Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40–50°10 lat.S), Provincia de Santa Cruz. *Rev Asoc Geol Argentina*, 52, 333–360.

Kranck, E.H. (1932) Geological investigations in Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, Helsinski 4, 1-321.

Lacassie, J.P. (2003) *Estudio de la Proveniencia Sedimentaria de los Complejos Metamórficos de los Andes Patagónicos (46°- 51° Lat. S), mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables*, P. 173. Unpubl. PhD thesis, Universidad de Chile.

Lashen, A. y Charrier, R. (1972) Late Cretaceous ammonites from Seno Skyring-Strait of Magellan Area, Magallanes Province, Chile. *J Paleontol*, 46 (4), 520-532.

Leanza, A.F. (1972) *Andes Patagónicos Australes*. Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 689-706.

Leeder, M.R. (1993) Tectonic controls upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture: implications for hydrocarbon reservoir development and characterization. *Geol Soc Spec. Publ*, 73(1), 7–22.

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

- Le Roux, J.P., Puratich, J., Mourgues, A., Oyarzún, J.L., Otero, R.A., Torres, T. y Hervé, F. (2010)** Estuary deposits in the Río Baguales Formation (Chattian-Aquitanean), Magallanes Province, Chile. *Andean Geology*, 37 (2), 329-344.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A. y Lippai, H. (2003)** Magallanes–Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22, 1076.
- Lonsdale, P. (2005)** Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404, 237–264.
- Lovecchio, J.P., Naipauer, M., Cayo, L.E., Rohais, S., Giunta, D., Flores, G., Gerster, R., Bolatti, N.D., Joseph, P., Valencia, V.A. y Ramos, V.A. (2019)** Rifting evolution of the Malvinas basin, offshore Argentina: new constraints from zircon U/Pb geochronology and seismic characterization. *J South Am Earth Sci*, 95, 102253.
- Macellari, C.E. (1998)** Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *J South Am Earth Sci*, 1(4), 373–418.
- Macellari, C.E., Barrio, C.A. y Manassero, M.J. (1989)** Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of Southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *J South Am Earth Sci*, 2(3), 223–239.
- Maffione, M. (2016)** Kinematic evolution of the Southern Andean orogenic arc. In: Ghiglione M.C. (Ed.). *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences, 173–200.
- Maffione, M., Fernandez-Moreno, C., Ghiglione, M., Speranza, F., van Hinsbergen, D.J.J. y Lodolo, E. (2015)** Constraints on deformation of the Southern Andes since the cretaceous from anisotropy of magnetic susceptibility. *Tectonophysics*, 665, 236–250.
- Malkowski, M.A., Schwartz, T.M., Sharman, G.R., Sickmann, Z.T. y Graham, S.A. (2016)** Stratigraphic and provenance variations in the early evolution of the Magallanes-Austral foreland basin: implications for the role of longitudinal versus transverse sediment dispersal during arc-continent collision. *GSA Bull*, 129, 349–371.
- Malkowski, M.A., Sharman, G.R., Graham, S.A. y Fildani, A. (2015)** Characterization and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes–Austral foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Res*, 1–29.

- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Fanning, C.M. y Wang, W. (2011)** Crustal growth during back-arc closure: Cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia. *J Metamorph Geol*, 29(6), 649–672.
- Malumián, N. (2002)** El Terciario marino. Sus relaciones con el eustatismo In: M.J. Haller (Ed.). Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. *Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, Asociación Geológica Argentina, 237–244.
- Malumián, N., Ardolino, A.A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. (1999)** La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. In: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (18), 557–612.
- Malumián, N. y Caramés, A. (1997)** Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: Micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *J South Am Earth Sci* 10, 189-201.
- Malumián, N. y Caramés, A. (2002)** Foraminíferos de la Formación La Barca, Paleoceno superior, Tierra del Fuego Argentina. *Rev Asoc Geol Arg*, 57, 219-231.
- Malumián, N., Hromic, T. y Nañez, Y. (2013)** El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. *Anales Instituto Patagonia* (Chile), 41(1), 29–52.
- Malumián, N. y Nañez, Y. (2011)** The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biol. J. Linn. Soc*, 103, 269–288.
- Malumián, N., Panza, J.L., Parisi, C., Nañez, C., Caramés, A. y Torre, E. (2000)** *Hoja Geológica 5172-III-Yacimiento Río Turbio, provincia Santa Cruz, 1:250.000*. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 247, 108.
- Marensi, S.A., Limarino, C.O., Tripaldi, A. y Net, L.I. (2005)** Fluvial systems variations in the Río Leona Formation: tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *J South Am Earth Sci* 19, 359-372.
- Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H. y Drake, R.E. (1977)** South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science* 195, 1325-1328.
- Martin, M., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Thomson, S.N., Calderón, M. y Hervé, F. (2001)** Age distribution of plutons across the Southern Patagonian Batholith: New U-Pb

data on zircons. *South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstracts (CD Rom), 585–588.

Martínez, R., Osorio R. Y Lillo J. (1964) Edad de la Formación Ciervos. *Resúmenes Sociedad Geológica de Chile* 10 (1), 5-6.

Mcatamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, C., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L. y Snyder, S. (2011) Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53–54.5°S). *Tectonics*, 30(5), 1–26.

Mcclay, K.R. (1995) 2D and 3D analogue modelling of extensional fault structures; templates for seismic interpretation. *Petrol Geosci* 1(2), 163–178.

Mejia, V., Opdyke, N.D., Vilas, J.F., Singer, B.S. y Stoner, J.S. (2004) Plio-Pleistocene time averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochem Geophys Geosyst*, 5(3), 15.

Mella, P.E. (2001) *Control Tectónico en la Evolución de la Cuenca de Antepaís de Magallanes, XII Región, Chile*, P. 149. Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile.

Mella, P.E., Carpinelli, A., Arriagada, I. y Briceño, M. (2010) Prognosis Tropilla GMNH, proyecto Dorado Riquelme. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 33.

Mella, P.E., Moraga, J., Carpinelli, A., Saá, A. y Donoso, L. (2007) Sedimentary History of the Magallanes Foreland Basin: A Review. *Geosur, International Geological Congress on the Southern Hemisphere*, 19-20.

Millar, L., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. (2002) Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin. *J Geol Soc London* 159, 145–157.

Miller, H. (1976) El Basamento de la provincia de Aysén (Chile) y sus correlaciones con las rocas premesozoicas de la Patagonia Argentina. *VI Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, Actas 1, 125–141.

Miller, C.A., Barton, M., Hanson, R. y Flemming, T. (1994) An Early Cretaceous volcanic arc-marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. *J Volc Geoth Res*, 63, 33–58.

- Miller, M., Rivero, M., Jait, D., Pinto, J.R., Domínguez, R., Berdini, O., González, D., Mas Cattapan, F., Santiago, M., Álvarez Cerimedo, J.M., Adaros Carcamo, R., et al. (2022).** El relleno de cuenca Austral-Magallanes revelado a través de cuatro transectas regionales. *XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (Estratigrafía y análisis de cuencas), 339–373.
- Moraga, J. (1996)** *Prospección de Hidrocarburos en Cuencas de Extensión Pre-cretácicas, Magallanes, Chile*, P. 117. Memoria para optar al Título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Moraga, J., Mella, P.E., Vieytes, H., Méndez, D., Briceño, M., Álvarez, P. y Laval, E. (2004)** *Potencial de Hidrocarburos en la Cuenca de Antepaís de Magallanes*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 118.
- Mordojovich, C. (1951)** *Informe preliminar sobre los levantamientos geológicos de la costa Sur de Tierra del Fuego*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 7.
- Morley, C.K. y Seusutthiya, G.K. (2007)** Fault superimposition and linkage resulting from stress changes during rifting: Examples from 3D seismic data, Phitsanulok Basin, Thailand. *J Struct Geol*, 29, 646–663.
- Mpodozis, C. (2007)** *El basamento de la Cuenca de Magallanes en la zona de Lago Mercedes, Tierra del Fuego: Petrografía, Geocronología y Significado Tectónico*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 28.
- Mpodozis, C., Mella, P. y Pavda, D. (2011)** Estratigrafía de Megasecuencias Sedimentarias en la Cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, 35.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. (2008)** Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Rev Asoc Geol Argent*, 63, 481–497.
- Mpodozis, C. y Rojas, L. (2006)** Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: cierre de una “Cuenca Marginal” o colisión intracontinental?. *XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. Actas 1, 283-286.
- Mukasa, S. B. y Dalziel, I. D. W. (1996)** Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U-Pb and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland. *J South Am Earth Sci*, 9(5/6), 349–365.

- Muller, V., Calderón, M., Fosdick, J.C., Ghiglione, M., Cury, L.F, Massonne, H-J., Faning, C.M., Warren, C.J., Ramírez De Arellano, C. y Sternai, P. (2021)** The closure of the Rocas Verdes Basin and early tectono-metamorphic evolution of the Magallanes Fold-and-Thrust Belt, southern Patagonian Andes (52–54°S). *Tectonophysics*, 798, 1–28.
- Muñoz, J. (2010)** Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Rev Geo Chile*, 13-14, 63-78.
- Natland, M.L., Eduardo, G.P., Cañon, A. y Ernst, M. (1974)** A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments. *Geol Soc Am, Memoirs*, 139, 1–126.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, N. y Folguera, A. (2019)** Upper Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: from a large flat-slab to a mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth Sci Rev*, 194, 125–159.
- Navarrete-Rodríguez, A.T. (2006)** *Análisis estructural del área de lago Mercedes, cuenca de Magallanes, Chile*. P. 103, Unpubl. MSc Thesis, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D. y Milnes, A.G. (1980)** Structural geology of the Cordillera Darwin-collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geol Helv*, 73, 727-751
- Noblet, C., Lavenue, A. y Marocco. R. (1996)** Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255, 65–78.
- Nullo, F.E., Panza, J.L. y Blasco, G. (1999)** Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. In *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales*. En: Caminos, R. (Ed.). Anales 29(17-7), 528-535.
- Nullo, F.E., Proserpio, C.A. y Blasco De Nullo, G. (1981)** El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y Río Turbio. In *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires 1, 181-220.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. (1999)** Eocene stratigraphy of Southern Tierra del Fuego. *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 83, 295–313.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. (2008)** Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta*, 6 (1), 5–18.

- Olivero, E.B., Malumián, N. y Jannou, G. (2002)** Estratigrafía y facies de sistemas turbidíticos, estuásicos y de plataforma, Eoceno, Andes Fueguinos, Argentina. *IX Reunión Argentina de Sedimentología* (Córdoba). Resúmenes 57.
- Olivero, E.B., Malumián, N. y Palamarczuk, S. (2003)** Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. *Rev Geol Chile*, 30, 245–263.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. (2001)** A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *J South Am Earth Sci*, 14(2), 175-188.
- Olivero, E.B., Torres Carbonell, P.J., Svojtka, M., Fanning, M., Hervé, F., Nyvlt, D. (2020).** Eocene volcanism in the Fuegian Andes: Evidence from petrography and detrital zircons in marine volcanoclastic sandstones. *J South Am Earth Sci*, 104, 102853.
- Otero, R.A, Torres, T., Le Roux, J.P, Hervé, F., Fanning, C.M, Yury-Yañez, R.E. y Rubilar-Rogers, D. (2012)** A Late Eocene age proposal for the Loreto Formation (Brunswick Peninsula, southernmost Chile), based on fossil cartilaginous fishes, paleobotany and radiometric evidence. *Andean Geol*, 39 (1), 180–200.
- Ottone, E.G. y Aguirre-Urreta, M.B. (2000)** Palinomorfos cretácicos de la Formación Springhill en Estancia El Salitral, Patagonia Austral, Argentina. *Ameghiniana* 37, 375-378.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (1995)** Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planet Sc Lett*, 134, 23–26.
- Pankhurst, R., J., Rapela., C.W., Fanning., C.M. y Márquez, M. (2006)** Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Sc Rev*, 76 (3-4), 235-257.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Laske, W.P., Márquez, M. y Fanning, C.M. (2003)** Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *J South Am Earth Sci*, 16, 27–44.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. (2000)** Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.*, 41, 605–625.
- Panza, J.L. (1995)** *Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros, provincia de Santa Cruz*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 103.
- Permuy Vidal, C., Moreira, P., Guido, D.M. y Fanning, C.M. (2014)** Linkages between the southern Patagonia pre-Permian basements: new insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District. *Geol Acta* , 12, 137–150.

- Pérez, A. (2018)** Marco histórico y geológico del descubrimiento del Petróleo en Springhill, Tierra del Fuego, Chile. *XV Congreso Geológico Chileno* (Concepción). Actas, 72–74.
- Peroni, G., Cagnolatti, M. y Pedrazzini, M. (2002)** *Cuenca austral: marco geológico y reserva histórica de la actividad petrolera*. En: Simposio Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina (Schiuma, M), 11–19.
- Pezzuchi, H. (1978)** Estudio geológico de la zona de Estancia Dos Hermanos–Estancia 25 de Marzo y adyacentes, departamento Deseado, Provincia de Santa Cruz, Unpubl. Thesis, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
- Pinto, J.A., González, D.L., Pérez, A.E. y Mella, P.E. (2018)** Cronoestratigrafía y Potencial Petrolífero del Paleoceno de la Cuenca de Antepaís Magallanes, Sur de Chile. *XV Congreso Geológico Chileno*, Concepción. Actas, 377.
- Plint, A.G., Hart, B.S. y Donaldson, W.S. (1993)** Lithospheric flexure as a control on stratal geometry and facies distribution in Upper Cretaceous rocks of the Alberta foreland basin. *Basin Res.*, 5, 69–77.
- Poiré, D.G., Iglesias, A., Varela, A.N., Richiano, S., Ibáñez Mejía, M., Stromerg, C.A.E. (2017)** Edades U-Pb en zircones detríticos de la Fm. Piedra Clavada, Pcia. De Santa Cruz, Argentina: un marcador Albiano tardío para la evolución tectónica y biológica de la Cuenca Austral. *XX Congreso Geológico Argentino*, Tucumán. Actas, 95–98.
- Poiré, D.G., Canessa, N.D., Carloni, A. y Ferrer, O. (2002)** La Formación Piedra Clavada en el área Tres Lagos, provincia de Santa Cruz, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, Santa Cruz. Actas I, 820–825.
- Polonia, A., Torelli, L., Brancolini, G. y Loreto, M.F. (2007)** Tectonic accretion versus erosion along the southern Chile trench: Oblique subduction and margin segmentation, *Tectonics*, 26, TC3005.
- Price, R. A. (1973)** Large-scale gravitational flow of supra-crustal rocks, southern Canadian Rockies. In: De Jong, K.A. y Scholten, R.A (Eds.). *Gravity and Tectonics*, John Wiley: 491-502.
- Prieto, X. y Moraga, J. (1990)** Ambiente de sedimentación de la Formación Ballena (Eoceno superior a medio), Tierra del Fuego, Magallanes. *II Simposium sobre el Terciario de Chile*, Concepción. Actas, 267–273.

- Poblete, F., Roperch, P., Arriagada, C., Ruffet, G., Ramírez De Arellano, C., Hervé, F. y Poujol, M. (2016)** Late Cretaceous–early Eocene counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia–Antarctic Península system. *Tectonophysics*, 668–669, 15–34.
- Poblete, F., Roperch, P., Hervé, F., Diraison, M., Espinoza, M. y Arriagada, C. (2014)** The curved Magallanes fold and thrust belt: tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study. *Tectonics*, 33, 2526–2551.
- Ponce, J.J., Olivero, E.B. y Martinioni, D.R (2008)** Upper Oligocene–Miocene clinoforms of the foreland Austral Basin of Tierra del Fuego, Argentina: Stratigraphy, depositional sequences and architecture of the foredeep deposits. *J South Am Earth Sci*, 26, 36–54.
- Povilauskas, L.K. (2011)** Palinología de la Formación Monte Chico (Cretácico Tardío) de la Provincia de Santa Cruz, Argentina: Esporas. *Rev Bras Paleont* 14(3), 255–268.
- Quinlan, G.M. y Beaumont, C. (1984)** Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of Kraemereastern interior of North America. *Canadian J Earth Sci*, 21, 973–996.
- Ramos, V.A. (1988)** La Estructura de la Cordillera Patagónica (47°–49°S) de Argentina y Chile. *V Congreso Geológico Chileno*, Actas 1(A), 101–114.
- Ramos, V.A. (1989)** Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 73, 887–903.
- Ramos, V.A. (2005)** Seismic ridge subduction and topography: foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics*, 399, 73–86
- Ramos, V.A. (2008)** Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *J South Am Earth Sci*, 26, 235–251.
- Ramos, V.A. y Naipauer, M. (2014)** Patagonia: where does it come from? *J Iber Geol*, 40 (2), 367–379.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. (1992)** Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 261–282.
- Rapalini AE, Peroni J, Luppo T, Tassone A, Cerredo ME, Federico E, Lippai H, Vilas JF (2015)** Palaeomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geol Soc Spec Publ*, 425, SP425–3.

- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. (1998)** The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J. y Rapela C.W. (Eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geol Soc London Spec Publ, 142, 181–217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F. (2005)** Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geol Soc London Spec Publ*, 246 (1), 217–239.
- Riccardi, A.C. (1971)** Estratigrafía en el oriente de la bahía La Lancha, Lago San Martín Santa Cruz. *Rev Museo de La Plata, Notas, Geología* 7, 245–318.
- Riccardi, A.C. (1988)** The Cretaceous System of southern South America. In: *Memoir of the Geological Society of America*, 168, 161.
- Riccardi, A.C. y Malumián, N. (1990)** *Informes paleontológicos realizados para el distrito Pre-Cordillera en Tierra del Fuego*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report.
- Riccardi, A. y Roller, E. (1980)** *Cordillera Patagónica Austral*. En: Turner J.C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2, 1173-1306. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Richiano, S., Varela, A.N., Cereceda, A. y Poiré, D.G. (2012)** Evolución paleoambiental de la Formación Río Mayer, Cretácico Inferior, Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Lat Am J Sed Basin Anal*, 19(1), 3–26.
- Richiano, S., Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Cereceda, A. y Poiré, D.G. (2015)** Composition of the Lower Cretaceous source rock from the Austral Basin (Río Mayer Formation, Patagonia, Argentina): Regional implication for unconventional reservoirs in the Southern Andes. *Marine Petrol Geol*, 66, 764–790.
- Richiano, S., Varela, A.N. y Poiré, D.G. (2016)** Heterogeneous distribution of trace fossils across initial transgressive deposits in rift basin: an example from the Springhill Formation, Argentina. *Lethaia*, 49, 524–539.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. y Harris, C. (2001)** Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *J Petrol*, 42(6), 1043–1065.

Rivera, H.A. (2017) *Insights into the Tectonostratigraphic Evolution of the Southern Magallanes Basin, Southern Chile, during the Cenozoic*. P. 149, Unpubl. MSc Thesis, Universidad de Chile.

Rivera, H.A., Le Roux, J.P., Farías, M., Gutiérrez, N.M., Sánchez, A. y Palma-Heldt, S. (2020) Tectonic controls on the Maastrichtian-Danian transgression in the Magallanes-Austral foreland basin (Chile): implications for the growth of the southern Patagonian Andes. *Sediment Geol*, 403, 1–23.

Robbiano, J.A., Arbe, H. y Gangui, A. (1996) Cuenca Austral Marina. In: Ramos V.A, Turic M.A (Eds.). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Buenos Aires, 323–342.

Rodríguez, J.F; Miller, M. y Cagnolatti, M.J (2008) Sistemas Petroleros de Cuenca Austral, Argentina y Chile. *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas), 266. European Association of Geoscientists & Engineers.

Rojas, L. y Mpodozis, C. (2006) Geología estructural de la faja plegada y corrida de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos Chilenos. *XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. Actas, 325–328.

Romans, B.W., Fildani, A., Graham, S.A., Hubbard, S.M. y Covault, J.A. (2009a) Importance of predecessor basin history on sedimentary fill of a retroarc foreland basin: provenance analysis of the Cretaceous Magallanes Basin, Chile (50°52'S). *Basin Res.*, 22, 640–658.

Romans, B.W., Hubbard, S.M. y Graham, S. (2009b) Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* 56, 737–764.

Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C. y Graham, S.A. (2011) Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Marine Petrol. Geol.*, 28, 612–628.

Ronda, G., Ghiglione, M.C., Barberón, V., Coutand, I. y Tobal, J. (2019) Mesozoic–Cenozoic evolution of the Southern Patagonian Andes fold and thrust belt (47°–48° S): Influence of the Rocas Verdes basin inversion and onset of Patagonian glaciations. *Tectonophysics*, 765, 83–101.

- Rosello, E. (2004)** Kinematics of the Andean sinistral wrenching along the Fagnano-Magallanes fault zone (Argentina-Chile Fuegian foothills). *VI International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, Extends abstract, 623-626.
- Russo, A. y Flores, M.A. (1972)** Patagonia Austral Extrandina. En: Leanza, A. F. (Ed.). *Segundo Simposio Geología Regional Argentina*, 707–725. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Sáez, M.E. (2017)** *Análisis sismoestratigráfico del Cenozoico en sector norte de isla grande de Tierra del Fuego, Cuenca de Magallanes: integración de datos de subsuelo y afloramientos*. P. 156, Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Sachse, V.F., Strozyk, F., Anka, Z., Rodriguez, J.F. y Di Primio, R. (2015)** The tectonostratigraphic evolution of the Austral basin and adjacent areas against the background of Andean tectonics, southern Argentina, South America. *Basin Res*, 28, 462–482.
- Sánchez, A., Pavlishina, P., Godoy, E., Hervé, F. y Fanning, M. (2010)** On the presence of Upper Paleocene rocks in the foreland succession at Cabo Nariz, Tierra del Fuego, Chile; geology and new palynological and U-Pb data. *Andean Geology* 37(2), 413-432.
- Schwartz, T.M., Fosdick, J.C. y Graham, S.A. (2017)** Using detrital zircon U-Pb ages to calculate Late Cretaceous sedimentation rates in the Magallanes-Austral basin, Patagonia. *Basin Res*, 29, 725–746.
- Schwarz, E., Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Massaferro, J.L. (2011)** The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine Petrol Geol*, 28, 1218–1241.
- SERNAGEOMIN (2003)** *Mapa Geológico de Chile*, escala 1:1 000 000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Severin, E. (1952)** Determinaciones micropaleontológicas de algunas muestras F, coleccionadas por la comisión (Barwick-Mordojovich-García), desde Cabo Nariz a Puerto Yartou en Tierra del Fuego, en 1949. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 17.
- Shultz, M.R, Fildani, A. y Suarez, M. (2003)** Occurrence of the Southernmost South American Ichthyosaur (Middle Jurassic—Lower Cretaceous), Parque Nacional Torres del Paine, Patagonia, Southernmost Chile. *Palaios*, 18(1), 69–73.

Shultz, M.R. y Hubbard, S.M. (2005) Sedimentology, stratigraphic architecture and ichnology of gravity flow desposits partially ponded in a growth-fault-controlled mini basin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *J Sed Res* 75(3), 440–453.

Singer, B.S., Ackert, R.J., y Guillou, H. (2004) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geol Soc Am Bull*, 116(3/4), 434–450.

Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M. y Graham, S.A. (2018) Refining detrital zircon maximum depositional age: an example from the Cerro Fortaleza Formation, Austral Basin, southern Patagonia. *Basin Res*, 30, 708–729.

Sinclair, H.D (1997) Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geol Soc Am Bull*, 109(3), 324–346.

Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. y Watts, A.B. (1991) Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10(3), 599–620.

Sinclair, H.D. y Naylor, M. (2012) Foreland basin subsidence driven by topographic growth versus plate subduction. *Geol Soc Am Bull*, 124(3-4), 368–379.

Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A. y Parra, H. (2007) Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys Res Lett*, 34: L21308.

Sohn, Y.K., Choe, M. y Jo, H.R. (2002) Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, 14, 405–415.

Söllner, F., Miller, H. y Hervé, M. (2000) An Early Cambrian granodiorite age from the pre-Andean basement of Tierra del Fuego (Chile): the missing link between South America and Antarctica?. *J South Am Earth Sci*, 13, 163–177.

Somoza, R. y Ghidella, M.E. (2012) Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth Planet Sc Lett*, 331–332, 152–163.

Somoza, R. y Zaffarana, C.B. (2008) Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth Planet Sci Lett*, 271, 267–277.

Stern, C.R. (1980) Geochemistry of Chilean Ophiolites: Evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. *J Geophys Res*, 85(B2), 955–966.

- Stern, C.R. y De Witt, M.J. (2003)** Rocas Verdes Ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development on oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. In: Dilek, Y. y Robinson, P.T. (Eds.). *Ophiolites in Earth History*. Geol Soc London Spec Pub, 218, 1–19.
- Stern, C.R., Mohseni, P. y Fuenzalida, R. (1991)** Petrochemistry and tectonic significance of Early Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes. *J South Am Earth Sci*, 4(4), 331–342.
- Stern, C.R., Mukasa, S.B. y Fuenzalida, P. (1992)** Age and petrogenesis of the Sarmiento Ophiolite Complex of Southern Chile. *J South Am Earth Sci* 6(1/2), 97–104.
- Stern, C.R. y Stroup, J.B. (1982)** The petrochemistry of the Patagonian Batholith, Última Esperanza, Chile. In: Craddock, C. (Ed.). *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison, 135–142.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C. y Boutilier, R. (1986)** Geodynamic models of convergent margin tectonics: transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland-basin development. *AAPG Bull*, 70 (2), 181–190.
- Stockmal, G.S., Waldron, J.W.F. y Quinlan, G.M. (1995)** Flexural Modeling of Paleozoic Foreland Basin Subsidence, Offshore Western Newfoundland: Evidence for Substantial Post-Taconian Thrust Transport. *J Geology*, 103(6), 653–671.
- Storey, B.C. y Alabaster, T. (1991)** Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. *Tectonics*, 10, 1274–1288.
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. y Millar, I.L (1996)** Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. In: Storey, B.C., King, E.C. y Livermore, R.A. (Eds.). *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. Geol Soc London Spec Publ, 108(1), 87–103.
- Suárez, M. (1978)** Geología de la Región al Sur del Canal Beagle, Chile. Carta Geológica de Chile N°36. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Santiago, 48.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. (1994)** Estratigrafía y paleogeografía Mesozoica de Aysén Nororiental (45° - 46° S), Chile. *VII Congreso Geológico Chileno*, Actas 1, 533–537. Concepción.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. (2001)** Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45–48° S). *Geol Magazine*, 138, 53– 66.

- Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B. y Fanning, M. (2009)** Relationship between volcanism and marine sedimentation in Northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontological evidence. *J South Am Earth Sci*, 27, 309–325.
- Suárez, M., Hervé, M. y Puig, A. (1985)** Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. *Carta Geológica de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 65.
- Suárez, M. y Pettigrew, T.H. (1976)** An upper Mesozoic islands arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol Magazine*, 113, 305-328.
- Tankard, A.J. (1986)** Depositional Response to Foreland Deformation in the Carboniferous of Eastern Kentucky. *Am Assoc Pet Geol Bull*, 70(7), 853–868.
- Thomas, C.R. (1949a)** Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 33, 1553–1578.
- Thomas, C.R. (1949b)** Manantiales field, Magallanes province, Chile. *Assoc Petrol Geol Bull*, 3, 1579–1589.
- Thomson, S.N. y Hervé, F. (2002)** New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Rev Geol Chile*, 29(2), 255–271.
- Thomson, S.N, Hervé, F. y Stockhert, B. (2001)** The Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20, 693–711.
- Todd, R. y Kniker, H.T. (1952)** An Eocene Foraminiferal Fauna from the Agua Fresca Shale of Magallanes Province, Southernmost Chile. *Cushman Foundation Foraminiferal Research*, Special Publication, 1, 1-28.
- Torres Carbonell, P.J. y Dimieri, L.V. (2013)** Cenozoic contractional tectonics in the Fuegian Andes, southernmost South America: A model for the transference of orogenic shortening to the foreland. *Geol Acta*, 11(3), 359–370.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F. y Galindo-Zaldívar, J. (2014)** Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development. *Global Planet Change*, 123(Part B), 174–188.

Torres Carbonell, P.J., Malumián, N. y Olivero, E.B. (2009) El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geol*, 36 (2), 197-235.

Torres Carbonell, P.J. y Olivero, E.B. (2019) Tectonic control on the evolution of depositional systems in a fossil, marine foreland basin: Example from the SE Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Petrol Geol*, 104, 40–60.

Uliana, V.M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. (1989) Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: Tankard AJ, Balkwill HR (Eds.). *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. Am Assoc Pet Geol Bulletin, Memoirs 46, 599–613.

Varela, A.N. (2015) Changes in accommodation space and sediment supply controlled by tectonics: the Mata Amarilla Formation (lower Upper Cretaceous) Patagonia, Argentina. *Sedimentology*, 62, 867-896.

Varela, A.N., Poiré, D.G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F.J., Gelfo, J.N. y Hoffmann, S. (2012) U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geol.*, 39(3), 359–379.

Varela, A.N., Richiano, S., D’elia, L., Moyano Paz, D., Tettamanti, C. y Poiré, D.G. (2019) Sedimentology and stratigraphy of the Puesto El Moro Formation, Patagonia, Argentina: Implications for Upper Cretaceous paleogeographic reconstruction and compartmentalization of the Austral-Magallanes Basin. *J South Am Earth Sci*, 92, 466-480.

Velásquez, A.I. (2016) *Condiciones depositacionales de la Formación Palomares, XII Región de Magallanes*. P. 155. Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Velásquez, R., Bastías, J., Salazar, E., Poblete, F., González Guillot, M., Chew, D., Peña, M., Tapia, F., Ramirez, A. y Drakou, F. (2023) Magmatic arc evolution during the tectonic closure of the Rocas Verdes basin: insights from Cretaceous-earliest Paleocene intrusive rocks of Navarino Island (55°S), Fuegian Andes. *J Geol Soc*, DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2022-163>.

- Velásquez, A.I, González, D. y Perez, A. (2018)** Estratigrafía y petrogénesis de la Formación Palomares, Volcanismo Mioceno en la Región de Magallanes. *XV Congreso Geológico Chileno*, Concepción. Actas, 1360–1362.
- Van de Lagemaat, S.H.A., Swart, M.L.A., Vaes, B., Kusters, M.E., Boschman, L.M., Burton-Johnson, A., Bijl, P.K., Spakman, W., van Hinsbergen, D.J.J. (2021)** Subduction initiation in the Scotia Sea region and opening of the Drake Passage: When and why?. *Earth-Sc Rev*, 215, 103551.
- Von Goetsche, G. y Huca, J.R (1953)** *Informe geológico del área Tres Morros-Agua Fresca-San Isidro*. Empresa Nacional de Petróleo (ENAP), unpublished technical report, 305.
- Waschbusch, P.J. y Royden, L.H. (1992)** Spatial and temporal evolution of foredeep basins: Lateral strength variations and inelastic yielding in continental lithosphere. *Basin Res*, 4, 179–196.
- Wilson, T.J. (1991)** Transition from Back-Arc to Foreland Basin Development in the Southernmost Andes-Stratigraphic Record from the Última-Esperanza-District, Chile. *Geol Soc Am Bull*, 103, 98–111.
- Winn, R.D. y Dott, R.H. (1979)** Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology* 26:203-228.
- Xiao, H. y Suppe, J. (1992)** Origin of rollover. *Am Assoc Pet Geol Bull*, 76, 509–529.
- Zaffarana, C., Gallastegui, G., Lagorio, S., Poma, S., Busteros, A., Serra Varela, S., Orts, D., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Puigdomenech, C., Boltshauser, B. y Somoza, R. (2018)** Geochemical signature and reservoir conditions of early Jurassic calc-alkaline volcanic rocks from Lonco Trapial formation, central Patagonia. *J South Am Earth Sci*, 88, 415–445.
- Zaffarana, C.B., Lagorio, S.L., Gallastegui, G., Wörner, G., Orts, D.L., Gregori, D., Poma S., et al. (2020)** Petrogenetic study of the Lonco Trapial volcanism and its comparison with the Early-Middle Jurassic magmatic units from northern Patagonia. *J South Am Earth Sci*, 101, 102624.
- Zerfass, H., Ramos, V.A., Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Belotti, H.J., y Carmo, I.O. (2017)** Folding, thrusting and development of push-up structures during the Miocene tectonic inversion of the Austral Basin, Southern Patagonian Andes (50 S). *Tectonophysics*, 699, 102-120.