



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**BELEMNITES Y FAUNA ASOCIADA DE LA
FORMACIÓN KATTERFELD (CRETÁCICO
INFERIOR) AL SUR DEL LAGO ELIZALDE,
REGIÓN DE AYSÉN DEL GENERAL CARLOS
IBAÑEZ DEL CAMPO, CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Jorge Simón Cortés Sepúlveda

Profesor Patrocinante: Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn
Profesional Guía: MSc. Leonardo Pérez Barría
Profesores Comisión: MSc. Sylvia Palma Heldt
MSc. Abraham González Martínez

Concepción, 2024

INDÍCE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES DEL ESTUDIO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 Objetivo general	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	2
1.4 TRABAJOS ANTERIORES.....	2
1.5 AGRADECIMIENTOS.....	4
2. MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.1 GENERALIDADES.....	6
2.2 ROCAS ESTRATIFICADAS.....	7
2.2.1 Formación Ibáñez	7
2.2.2 Grupo Coyhaique	8
2.2.2.1 Formación Toqui	8
2.2.2.2 Formación Katterfeld.....	9
2.2.2.3 Formación Apeleg.....	10
2.2.3 Formación Divisadero.....	11
2.3 ROCAS CRISTALINAS.....	12
2.3.1 Complejo Plutónico Elizalde.....	13
2.3.2 Pórfidos ácidos.....	13
2.3.3 Filones básicos e intermedios.....	13
2.4 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS.....	13
2.4.1 Depósitos glaciales antiguos.....	13
2.4.2 Depósitos aluviales antiguos.....	14
2.4.3 Depósitos lacustres.....	14
2.4.4 Depósitos coluviales.....	14
2.4.5 Depósitos deltaicos.....	14
2.4.6 Depósitos fluviales.....	14
2.5 GEOMORFOLOGÍA.....	14
2.5.1 Geomorfología regional.....	14
2.5.2 Geomorfología local.....	15
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	17
3.1 TRABAJO DE PRE-TERRENO.....	17
3.2 TRABAJO DE TERRENO.....	17
3.3 TRABAJO DE GABINETE.....	17
4. ESTRATIGRAFÍA.....	19
4.1 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS.....	19
4.1.1 Columna ELZ-C1.....	19
4.1.2 Columna ELZ-C2.....	21
5. PALEONTOLOGÍA.....	29

5.1 GENERALIDADES	29
5.2 MÉTODOS Y REPOSITARIOS	29
5.3 SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA: BELEMNITES	31
5.4 OTRAS FAUNAS	51
5.4.1 Nautiloideos	51
5.4.2 Ammonoideos	53
5.4.3 Bivalvos	55
5.4.4 Braquiópodos	55
5.4.5 Poliquetos	57
5.4.6 Vertebrados	57
5.4.7 Material indeterminado	57
5.5 OTROS FÓSILES	58
5.5.1 Plantas	58
5.5.2 Trazas fósiles	58
6. DISCUSIÓN	59
6.1 AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN	59
6.2 EDAD Y POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA	64
6.3 TAXONOMÍA DE LOS BELEMNITES DEL SITIO ELIZALDE	66
6.3.1 Antecedentes y problemática histórica	66
6.3.2 Afinidad entre <i>Parabelemnopsis</i> y <i>Telobelemnopsis</i>	66
6.4 PALEOBIOGEOGRAFÍA	70
6.5 ESTADO DEL ESTUDIO DE LOS BELEMNITES EN CHILE	73
7. CONCLUSIONES	76
8. REFERENCIAS	78

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos.....	3
2. 1. Mapa geológico del área de estudio.....	6
2. 2. Mapa topográfico del área de estudio.....	16
4. 1. Zona de columna ELZ-1.....	19
4. 2. Columna ELZ-1.....	20
4. 3. Columna ELZ-2.....	22
4. 4. Área de columna ELZ-2.....	23
4. 5. Sector bajo columna ELZ-2.....	24
4. 6. Sector medio columna ELZ-2.....	25
4. 7. Belemnites <i>in situ</i>	26
4. 8. Sector alto columna ELZ-2.....	27
4. 9. Fallamiento en el sitio ELZ.....	28
5. 1. Terminología y medidas del rostrum.....	29
6. 1. Bioerosión en belemnites.....	62
6. 2. Interpretación esquemática del ambiente en el sitio Elizalde.....	63
6. 3. Biocrones de las taxa presentes en el sitio Elizalde.....	65

6.	4.	Comparativa de la posición de la línea apical en los géneros <i>Belemnopsis</i> Bayle, <i>Parabelemnopsis</i> Howlett y <i>Telobelemnopsis</i> Howlett.....	69
6.	5.	Paleobiogeografía de <i>Parabelemnopsis</i> , <i>Telobelemnopsis</i> y <i>Belemnopsis gladiatoris</i> en Gondwana durante el Valanginiano-Hauteriviano.....	72
6.	6.	Distribución de los hallazgos de belemnites (reportados) en Chile.....	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página	
5. 1.	Medidas de <i>Belemnopsis</i> cf. <i>gladiatoris</i>	32
5. 2.	Medidas de <i>Parabelemnopsis madagascariensis</i>	35
5. 3.	Medidas de <i>Parabelemnopsis</i> “ <i>patagoniensis</i> ”.....	38
5. 4.	Medidas de <i>Telobelemnopsis</i> cf. <i>bertrami</i>	43
5. 5.	Medidas de <i>Telobelemnopsis</i> cf. <i>stephensoni</i>	45
5. 6.	Medidas de <i>Telobelemnopsis</i> sp. nov.?.....	47
5. 7.	Medidas de <i>Hibolites antarctica</i>	50
5. 8.	Material (belemnites) no clasificado.....	51
6. 1.	Belemnites (Belemnitida) en las cartas geológicas del norte de Chile.....	74

ÍNDICE DE LÁMINAS

Lámina	Página	
1.	Belemnites I.....	34
2.	Belemnites II.....	39
3.	Belemnites III.....	42
4.	Belemnites IV.....	46
5.	Nautiloideos y ammonoideos.....	52
6.	Otros fósiles del sitio Elizalde.....	56

RESUMEN

La Formación Katterfeld que corresponde a una sucesión marina de pelitas negras con alto contenido fosilífero, ha sido interpretada como depositada en un ambiente marino de plataforma externa, que aflora con frecuencia en los alrededores de Coyhaique y en los valles de los ríos Coyhaique y Simpson. Forma parte de la Cuenca de Aysén, que está conformada por una sucesión de rocas volcano-sedimentarias depositadas en la región homónima de Chile, así como en zonas colindantes de las provincias del Chubut y Santa Cruz de Argentina, y cuya depositación ocurrió en el lapso Titoniano-Aptiano.

Es en el borde oriental de la cordillera patagónica, en las boscosas laderas al sur del lago Elizalde donde se encuentra un afloramiento de medianas dimensiones de pelitas negras en un talud, limitado por la presencia de intrusiones ígneas paralelas a la estratificación. Este sitio, denominado en este trabajo como sitio fosilífero Elizalde, es caracterizado litológicamente por primera vez, con una descripción detallada por tramos y dos columnas estratigráficas. La litología es dominada por lutitas negras y acompañadas por niveles decimétricos de lutitas carbonatadas pardas de manera intermitente, así como por niveles ocasionales de arenisca cuarcífera parda clara. El sitio es interpretado como un ambiente de plataforma externa con bajos niveles de oxigenación en el sustrato.

El ensamblaje fósil en el sitio Elizalde consiste principalmente en invertebrados: braquiópodos (*Discinisca cf. variabilis*), bivalvos (*Entolium cf. argentinum*), ammonites (*Favrella cf. americana*, *Favrella wilckensi* y *Protaconeceras cf. patagonicum*), nautiloideos (*Cymatoceras cf. perstriatum*), belemnites y serpúlidos (*Rotularia* sp.). Lo acompañan escasos restos de vertebrados y plantas y algunas trazas fósiles (*Ophiomorpha?* isp. y *Zoophycos?* isp.) Dentro de este conjunto destacan los belemnites debido a su abundancia, talla, buena preservación y diversidad. En total se registran un total de 253 fósiles recolectados en la campaña 2023, de los cuales 154 corresponden a belemnites, con seis especies identificadas: *Belemnopsis cf. gladiatoris*, *Parabelemnopsis madagascariensis*, *Parabelemnopsis "patagoniensis"*, *Telobelemnopsis cf. bertrami*, *Telobelemnopsis cf. stephensoni* e *Hibolites antarctica*. Adicionalmente se registra un ejemplar que puede representar una nueva especie en *Telobelemnopsis* sp. nov.?

Se discuten elementos cronoestratigráficos del sitio Elizalde que permiten ubicarlo temporalmente relativo al contexto mayor de la cuenca de Aysén, así como las relaciones y afinidades taxonómicas y paleobiogeográficas de los belemnites registrados en la zona de estudio. Por último, se hace una revisión de la situación del conocimiento de los belemnites en Chile para poner en perspectiva el aporte que este sitio provee y su relevancia paleontológica para un grupo poco conocido en nuestro país.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES DEL ESTUDIO

La Formación Katterfeld (Ramos, 1976) es una unidad marina del Valanginiano – Hauteriviano altamente fosilífera que aflora principalmente en la región de Aysén. Junto a las formaciones Toqui y Apeleg conforman el Grupo Coyhaique, el cual marca un período transgresivo – regresivo que abarca desde el Titoniano hasta el Aptiano y constituyen el relleno marino sedimentario de la cuenca de Aysén – Río Mayo.

Esta Formación está bien representada en los alrededores de Coyhaique, donde se puede observar en los cañones de los ríos Coyhaique y Simpson, en los que se han levantado columnas estratigráficas (Fuenzalida, 1935; Skarmeta, 1974; Suárez y De la Cruz, 1994; Townsend, 1998) y descrito de manera somera la fauna fósil, la cual excepción de un trabajo sobre las trigonias de la región (Reyes, 1970), no ha sido estudiada en profundidad. Sin embargo, y a pesar de los aportes de estos trabajos, existen a la fecha muchos afloramientos en la región que se han sido poco descritos o simplemente no visitados, debido a las dificultades que enfrentan los geólogos ante las condiciones climáticas y la naturaleza accidentada de la cordillera de la región.

Es en este contexto que, durante una expedición arqueológica en la ribera sur del lago Elizalde (Sade, 2008) se encuentra de manera incidental un afloramiento de moderadas dimensiones en una ladera montañosa, rodeado de un espeso bosque patagónico. Este sitio recientemente reportado (Cortés *et al.*, 2023), contiene un ensamblaje fosilífero consistente en braquiópodos, bivalvos, restos de vertebrados, ammonites y belemnites. Estos últimos son un grupo de coleoideos extintos con un registro escaso en Chile pero que son relativamente comunes en la cuenca Austral (y de Aysén) y que en el sitio Elizalde son muy abundantes y bien preservados. Si bien han sido estudiados en detalle en otros lugares del mundo, en Sudamérica apenas hay trabajos que cubran sistemáticamente a este grupo (ej.: Riccardi, 1977; Vennari *et al.*, 2023).

El presente trabajo entrega nuevos antecedentes del sitio Elizalde, a través del estudio sistemático del conjunto fosilífero, con un especial énfasis en los belemnites, y así aportar al conocimiento geológico y paleontológico de la región de Aysén.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Realizar la primera caracterización litológica y estratigráfica del sitio fosilífero Elizalde y reconocer y asignar el material fósil a sus respectivos taxa.

1.2.2 Objetivos específicos

- ❖ Elaborar una columna estratigráfica del sitio, identificando unidades y niveles litológicos.
- ❖ Identificar y clasificar los fósiles recolectados, e ingresarlos a la colección del Museo Regional de Aysén.
- ❖ Reconocer las afinidades paleobiogeográficas de las taxas presentes para una adecuada interpretación en el contexto de Gondwana.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio está ubicada en el borde oriental de la cordillera de los Andes Australes, en la comuna de Coyhaique, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Chile. El sitio ELZ se encuentra 25 km en línea recta al SW de la capital regional, Coyhaique, en la ribera sur del lago Elizalde, a aproximadamente 600 m s.n.m. El acceso desde Coyhaique es primero por la ruta 7 (Carretera Austral) hasta la bifurcación hacia Valle Simpson, por ruta X-674 y luego por la ruta X-686 hasta el Km 9, y luego por un camino privado y ruta leñera con previa autorización de los dueños.

1.4 TRABAJOS ANTERIORES

El primer trabajo de geología regional conocido en Aysén es el llevado a cabo por **Percy Quensel** en el año 1911, en el cual describe a la “Formación Schieffer” de lutitas negras (en Niemeyer *et al.*, 1984).

Humberto Fuenzalida en el año 1935 realiza una exploración del área central de la región. En esta, describe una “arcilla endurecida ligeramente esquistosa, de color negro “ceniciento” que aparece en Alto Baguales y la confluencia de los ríos Simpson y Baguales. Compara estos niveles a los “Rio Mayer Beds” del lago San Martín.

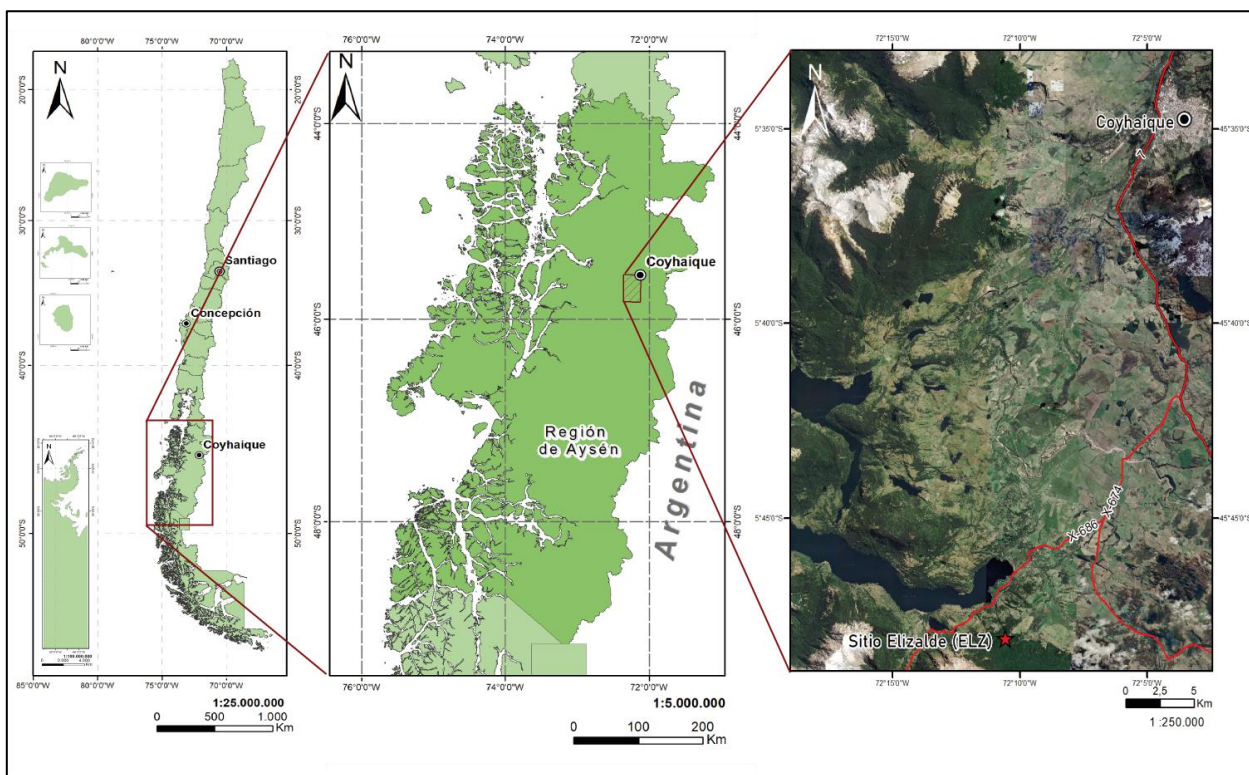


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos.

Alfredo Lahsen en 1966 escribe “Geología de la región continental de Aysén”, en la que define la Formación Coyhaique, cuyo miembro inferior es “aprox. 400 m de lutitas de fractura arcillosa” las cuales afloran desde el faldeo N del Cerro la Paloma, hasta el cerro Negro Deseoso. Identifica una fauna que incluye ammonites, belemnites y bivalvos.

Jorge Skarmeta realiza su trabajo de memoria en la región en el año 1974 realizando perfiles que incluyen al miembro inferior de la Formación Coyhaique en Ñirehuao, cerro Cinchao y el río Emperador Guillermo. Reconoce trazas fósiles (huellas de gusano) junto a fauna invertebrada.

Víctor Ramos en 1976 da a conocer los resultados de su exploración en los lagos Fontana y La Plata (Argentina) en las que describe una sucesión de lutitas negras de origen orgánico a las que denomina Formación Katterfeld y que afloran en el cerro fronterizo homónimo. Posteriormente **Haller & Lapido** en 1980 elevan la Formación Coyhaique a grupo, designando a la Formación Katterfeld como parte de este, equivalente a la parte inferior.

Niemeyer *et al.* en 1984 publican la carta geológica Hoja Península de Taitao y Puerto Aysén a escala 1:5.000.000 que incluye la zona del lago Elizalde. Una segunda carta es realizada en 2003 por **De la Cruz *et al.*** (Hoja Coyhaique-Balmaceda) con una mejor resolución de 1:1.000.000.

Marisia Townsend en su tesis Doctoral del año 1998 reconoce y levanta nuevas columnas estratigráficas en el cerro La Virgen (río Simpson) y en el camino a Coyhaique Alto (cuesta Los Leones). Registra dientes de vertebrados y escamas de peces.

Aguirre-Urreta *et al.* (2007) estudian el cerro Ap Iwan, donde identifican una sección de la Formación Katterfeld con el ammonite: *Aegocrioceras patagonicum* con el cual, junto a *Favrella americana* y "*F.*" *wilckensi*, definen una biozonación para el Hauteriviano. En la misma área **Poblete Huanca *et al.*** (2021) dan a conocer el hallazgo del primer plesiosaurio registrado en la cuenca.

1.5 AGRADECIMIENTOS

A Leonardo Pérez, mi Profesional Guía, no solo por darme la oportunidad de trabajar en un lugar fantástico, sino también por las conversaciones, correcciones, constantemente retarme a ponerme metas más ambiciosas y por el constante apoyo otorgado. A Juan Pablo, Gustavo y el personal del Museo Regional de Aysén, por darme todas las facilidades para realizar mis estudios y a Javier por su apoyo en la fotografía de los fósiles. A los practicantes y memoristas, Camille, Juanito, Cristian, Vale, Felipe y Martin por la amistad y ayuda durante mi estadía en Coyhaique. Junto a lo anterior a Huamani que además me hospedó en su casa en mis viajes a Concepción durante el desarrollo de esta memoria.

Al personal del Departamento Ciencias de la Tierra y de la Carrera de Geología, Universidad de Concepción, profesores, técnicos, auxiliares y secretarías, por su buena disposición y servicios entregados durante todos mis años de estudio.

A don Orlando, por permitirnos el acceso al sitio a través de su fundo.

A Enrique Bostelmann, Dra. Marcela Cichowolski y Alexey Ippolitov por ayudarme a resolver a mis dudas y proporcionarme valioso material bibliográfico. Junto a esto último, también agradecer a los Dres. y Dras. Alberto Riccardi, Susana Damborenea, Miguel Manceñido y Beatriz Aguirre-Urreta por su amable recepción, buena voluntad y valiosos consejos y comentarios durante mi breve estadía en La Plata y Buenos Aires.

A Sebita, Carlitos, Vicky, Javier, Rocío, Su, Rubén, Cata y Cata y a tantas otras personas que me han acompañado en este proceso universitario, en carretes, en estudios y todo lo entre medio. También a Kevin que además de amigo fue compañero de departamento por muchos años y ha sido colega en el interés por la paleontología.

Finalmente agradecer a mi familia: Benjita, Natalia, papá y mamá por su cariño y apoyo, especialmente a esta última, que siempre se ha preocupado de animarme a encontrar las ganas de seguir avanzando, aunque cueste.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 GENERALIDADES

El área donde se realizó este trabajo es parte del cuadrángulo entre los 45°44'-45°49' S y los 72°07'-72°15'W. Las rocas más antiguas corresponden a los depósitos volcánicos de la Formación Ibañez, que son la base del relleno de la Cuenca de Aysén (Figura 2.1), sobre la que se depositan las formaciones del Grupo Coyhaique (Toqui, Katterfeld y Apeleg) que representan el relleno sedimentario marino de la cuenca entre el Titoniano y el Aptiano. Más arriba, la Formación Divisadero, del Aptiano-Albiano con sus productos volcano-sedimentarios. En el rango Cretácico Superior tardío a Paleoceno temprano ocurren varios pulsos ígneos en el área que dan origen a intrusiones de tipo stock, dique y filones manto. Finalmente, en el Cuaternario, la meteorización causada por las glaciaciones pasadas y los fenómenos actuales dan origen a depósitos no consolidados.

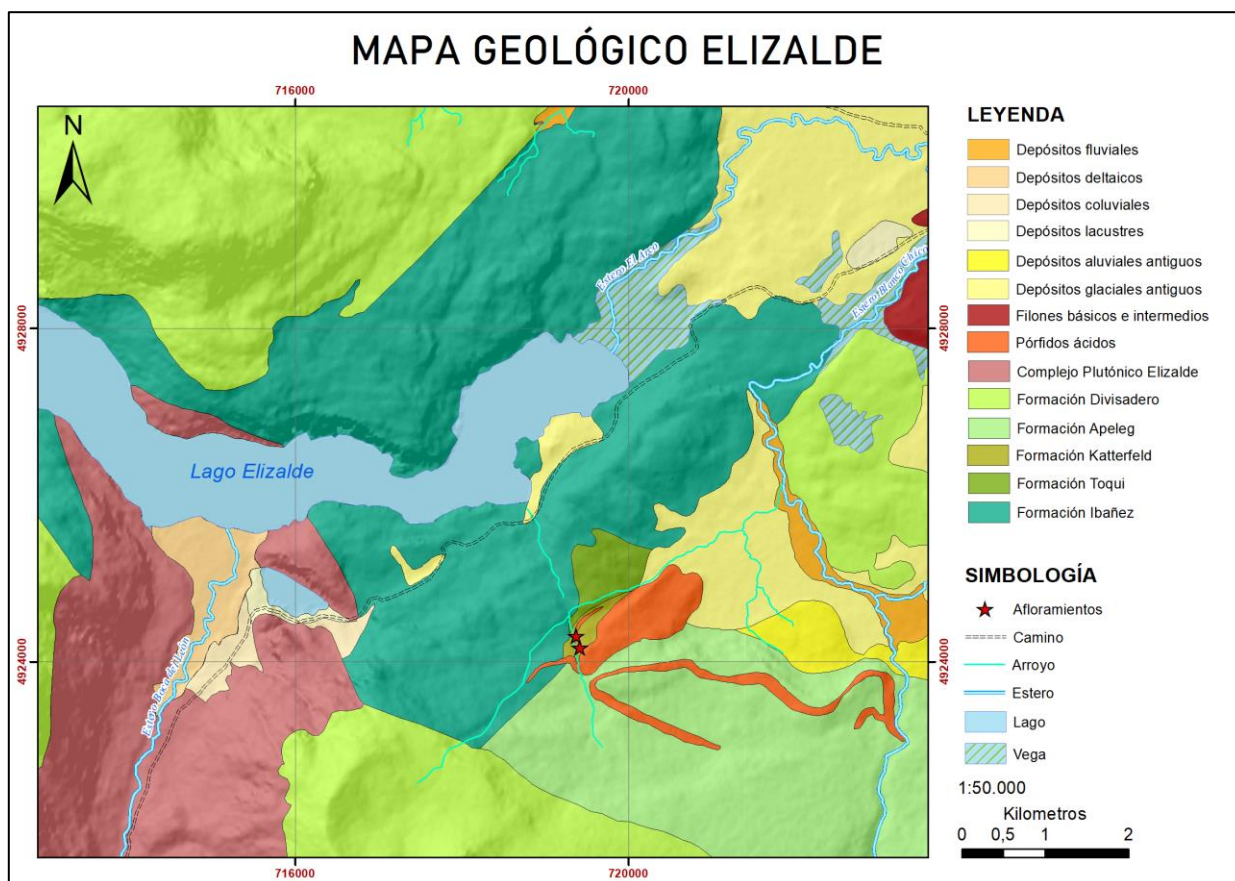


Figura 2.1. Mapa geológico del área de estudio. Modificado a partir de De la Cruz *et al.* (2003)

2.2 ROCAS ESTRATIFICADAS

Las rocas estratificadas en la zona de estudio corresponden a depósitos sedimentarios y volcanosedimentarios del Jurásico- Cretácico (Mesozoico).

2.2.1 Formación Ibáñez

La Formación Ibáñez es definida originalmente por Niemeyer (1975) en la localidad homónima de Puerto Ingeniero Ibáñez. Está conformada por rocas volcánicas y volcanoclásticas principalmente ácidas (De la Cruz *et al.*, 2003). Aflora cerca de Coyhaique Alto, en la frontera con Argentina, también en la cordillera Castillo, al sur del lago La Paloma y en varios puntos del valle del Río Simpson.

En el área de estudio se presenta a ambos lados, sur y norte del lago Elizalde, donde es nombrada Complejo Volcánico Elizalde (CVE) y es parcialmente equivalente a la Formación Elizalde de Espinoza y Fuenzalida (1971). En zona de este trabajo no se encuentra su base y subyace a las Formaciones Toquí y Divisadero, además de tener contacto por falla con la Formación Katterfeld.

La Formación está compuesta por ignimbritas riolíticas y dacíticas, depósitos de caída, brechas piroclásticas y lavas, éstas últimas siendo la principal litología del CVE, con composición andesítica, usualmente brechosa y cloritizada, junto con intercalaciones de tobas riolíticas a dacíticas. La potencia mínima asociada es de 500 m y en el área de este trabajo de 300 m. (De la Cruz *et al.*, 2003). Estos productos están asociados a volcanismo de calderas y estratovolcanes, que a su vez se relacionan a procesos de subducción con una señal magmática calco-alcalina bimodal (Bruce, 2001).

La edad de la Formación Ibáñez es asignada al Jurásico Superior – Berriasiano, debido a edades K-Ar que varían entre los 144 y los 160 Ma y edades U-Pb SHRIMP de 138,4 Ma en una dacita cercana al techo de la Formación (Pankhurst *et al.* 2003) y puede que se extienda hasta el Valanginiano. La Formación Ibáñez es correlacionable con el Complejo El Quemado el cual aflora en buena parte de la Patagonia Argentina hacia el sur y la Formación Tobífera de la región de

Magallanes, y es tremendamente similar en la química de elementos mayores con otros volcanismos jurásicos calco-alcalinos de la Patagonia (Bruce, 2001).

2.2.2 Grupo Coyhaique

Definido formalmente por Haller & Lapido (1980) constituye un grupo de unidades principalmente sedimentarias que representan un período de transgresión – regresión marina en la cuenca de Aysén. Incluye, en la zona de estudio a las formaciones Toqui (Suárez y De la Cruz, 1994), Katterfeld (Ramos, 1976) y Apeleg (Ploszkiewicz & Ramos, 1977).

2.2.2.1 Formación Toqui

Definida por Suárez y De la Cruz (1994) se trata de una unidad volcano-sedimentaria compuesta por tres miembros: un miembro calcáreo basal, un miembro piroclástico y otro arenoso marino, de acuerdo a De la Cruz *et al.* (2003). Por su parte, Rivas *et al.* (2021) proponen dos miembros: Manto y Mina San Antonio, los cuales tienen relación estratigráfica entre ellos. Aflora en los alrededores de la mina Toqui, de la cual deriva el nombre, así como en los alrededores de la localidad de Ñirehuao, en el cañadón del río Coyhaique, al sur de Coyhaique cercano a la laguna Foitzick y en el sector conocido como Muralla China (Townsend, 1998; De la Cruz, *et al.*, 2003; Rivas *et al.*, 2023) y en cerro El Rosado, Villa Ortega (Cea, 2021). En el área de estudio aflora al sur del lago Elizalde. Sobreyace en contacto irregular a la Formación Ibáñez y subyace en concordancia a la Formación Katterfeld.

Las facies predominantemente calcáreas están constituidas por calizas coquinoideas en forma de packstones y grainstones, típicamente con restos de bivalvos (ostreídos) y equinodermos, especialmente en los afloramientos de la zona norte donde alcanzan gran espesor (Townsend, 1998; Rivas *et al.*, 2023). Las facies calco-arenosas con areniscas calcáreas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos con matriz calcárea. (Cea, 2021; Rivas *et al.*, 2021), mientras que las rocas piroclásticas están representadas por tobas submarinas, calizas con aporte volcanoclástico y areniscas y lutitas tobáceas. Las secciones son frecuentemente discontinuas y de poca potencia, no superando los 70 m de espesor. En cuanto al ambiente, este ha sido interpretado como marino transgresivo, el cual marca el inicio de la sedimentación marina en la cuenca de Aysén (Rivas *et al.* 2021), correspondería a zonas costeras someras con condiciones de energía variables y un

importante desarrollo de bancos de ostras (*Aetostreon* spp.) con presencia de algas rojas (*Archamphiroa jurassica*) en condiciones de “baja temperatura” del agua (Rivas *et al.*, 2023).

La base de la Formación Toqui ha sido asignada al Berriasiano en base a dataciones U-Pb que indican edades entre 140,3 y 136,1 Ma (Suárez *et al.*, 2015), aunque es probable que ésta alcance el Titoniano (Olivero, 1982). El límite superior transiciona gradualmente a la Formación Katterfeld, y, en las capas superiores se encuentra fauna que señala una edad Valanginiano. Al norte, en el sector de los lagos Fontana y La Plata (Argentina), las Formaciones Cotidiano (Ramos, 1976) y Tres Lagunas (Ploszkiewicz & Ramos, 1977) son parcialmente correlacionables a las facies calcáreas y arenosas, respectivamente (De la Cruz *et al.*, 2003), mientras que al sur se correlaciona con la Formación Springhill de Magallanes y la Patagonia Argentina.

2.2.2.2 Formación Katterfeld

Fue definida por Ramos (1976), corresponde a una sucesión masiva de lutitas negras es reconocida originalmente en los alrededores del cerro Katterfeld y el lago Fontana en Argentina. En Chile, aflora en diversos sectores de la región de Aysén tales como los cañones de los ríos Coyhaique, Simpson y Claro y en las inmediaciones del cerro Ap Iwan (Puerto Ibáñez), Villa Ortega, Valle Simpson y en el sector minero de Toqui. Pequeños afloramientos se encuentran en pequeños parches a lo largo de la región; uno de éstos se ubica en el área de estudio, en los faldeos del cerro La Paloma, al sur del lago Elizalde. Estratigráficamente, Katterfeld sobreyace a la Formación Ibáñez y a la Formación Toqui en concordancia, mientras que es sobreyacida por la Formación Apeleg, con la cual tiene un contacto transicional y se intertidigita en algunos sectores (ej., Valle Simpson).

La Formación Katterfeld es relativamente monótona en su litología, con grandes capas de lutitas y limolitas de color pardo oscuro a negro, fisibles, pudiendo ser débilmente laminadas o masivas. En algunos sectores, particularmente en los afloramientos más occidentales se puede observar silicificación producto del contacto con diques, que la cortan (Suárez y De la Cruz, 1994; Townsend, 1998). Son comunes también las concreciones de origen orgánico, algunas con estructura de septaria (Ramos, 1976). Ocasionalmente se registran niveles de areniscas y tobas, y en el sector baguales hay un nivel de brechas matriz soportadas (Suárez y De la Cruz, 1994). La

potencia es variable y difícil de determinar, debido a la discontinuidad de sus afloramientos. Ramos (1976), determina 350 m para el sector del cerro Katterfeld, mientras que en Chile se han estimado espesores entre 65 y 410 m (Skarmeta, 1975; Suárez y De la Cruz, 1994). La abundancia de lutitas ha llevado a la Formación Katterfeld a ser interpretada como depositada en una plataforma tectónicamente estable y plana, donde la sedimentación es causada principalmente por decantación hemipelágica, con un alto aporte de materia orgánica (Suárez y De la Cruz, 1994; Townsend, 1998).

La fauna incluye ammonites (*Favrella americana* (Favre), “*Favrella*” *wilckensi* (Favre), *Crioceratites* (*Crioceratites*) *apricum* (Giovine), *Aegocrioceras patagonicum* (Aguirre-Urreta *et al.*, 2007) belemnites, que son especialmente abundantes (*Belemnopsis patagoniensis* (Favre), *B. aff. extenuatus* Yang y Wu, *B. aff. aucklandica* Hochstetter), bivalvos, gastrópodos, braquiópodos y vertebrados marinos (Fuenzalida, 1935; Skarmeta, 1974; Reyes & Pérez, 1979; Townsend, 1998; Aguirre-Urreta *et al.*, 2007; Poblete-Huanca *et al.* 2021).

En base a la presencia de *Favrella*, la Formación Katterfeld ha sido asignada al Hauteriviano por varios autores (Riccardi, 1970; Aguirre-Urreta *et al.*, 2007) y debido a los espesores considerables bajo esta fauna, se estima que puede extenderse al Valanginiano (Suárez y de la Cruz, 1994). Kesjar *et al.* (2017) realiza dataciones U-Pb en dos capas de toba que dan edades de 129,35 y 127,52 Ma respectivamente, lo que respalda la evidencia bioestratigráfica.

Grandes sucesiones de lutitas negras son comunes en el Cretácico Inferior de la Patagonia, y las formaciones Río Mayer (Santa Cruz, Argentina) y Zapata (Magallanes) de las cuencas Austral y Rocas Verdes, respectivamente, son muy similares a Katterfeld, aunque poseen espesores mayores (aumentando hacia el sur, hasta alrededor de 4.000 m) y depósitos turbidíticos más abundantes. La Formación Katterfeld es parcialmente equivalente con el miembro inferior de la antigua Formación Coyhaique de Lahsen (1966).

2.2.2.3 Formación Apeleg

Definida por Ploszkiewicz & Ramos (1977) en el valle Apeleg (Chubut, Argentina), consiste en una sucesión de depósitos de transición y continentales, constituida por areniscas y areniscas conglomerádicas. En Argentina también aflora en la sierra de Payaniyeu y en el sector del Lago

Fontana. En Chile corresponde a una sucesión de areniscas grises a gris-verdosas que afloran en el sector de Ñirehuao-Baño Nuevo, cerro Bayo, Villa Ortega, Coyhaique Alto, cerro Cinchao, Valle Simpson y en los faldeos de los cerros La Virgen y La Paloma, este último en el área de estudio. La Formación Apeleg sobreyace a la Formación Katterfeld en paraconformidad y en contacto transicional, que se interdigita en algunos sectores, y subyace a la Formación Divisadero en paraconformidad.

En Chile, las rocas de Apeleg consisten en areniscas de grano medio a fino de colores verdes a grises, masivas, de buena selección, con altos niveles de bioturbación o con estratificación cruzada. También se encuentran niveles finos, usualmente intercalados en facies heterolíticas (Suárez y De la Cruz, 1994; De la Cruz *et al.*, 2003). En Argentina alcanza espesores hasta 1.200 m y en Chile se han reconocido hasta 400 m.

González-Bonorino y Suárez (1995) y Bell & Suárez (1997) interpretan estos depósitos como ambientes sedimentarios de plataforma o prodelta, transicionando a frente deltaico o costero-sublitoral y, finalmente, planicie arenosa mareal y/o llanura aluvial. El registro icnológico es especialmente abundante y diverso, incluye *Chondrites*, *Thalassinoides*, *Gyrochorte*, *Lockeia*, *Helminthopsis*, *Rhizocorallium*, *Planolites*, *Biformites*, *Asteriacites*, *Diplichnites*, *Dimorphichnus* y *Aysenspriggia* (Bell & Suárez, 1997; Álvarez-Mena, 2023).

La presencia de *Favrella* sp. en los niveles basales indica que la Formación Apeleg se remonta, al menos, al Hauteriviano, mientras que al sur del lago General Carrera, en niveles asignados a la Formación, se registra *Tropaeum* o *Australiceras* sp., del Aptiano Inferior, por lo que estos serían los límites de edad (Suárez y De la Cruz, 1994). Las formaciones Río Belgrano y Kachaike de la cuenca Austral al sur son correlacionables por edad y litología.

2.2.3 Formación Divisadero

Unidad definida por Heim (1940), conformada por una secuencia volcanoclástica, cuya localidad tipo está en el cerro Divisadero. Aflora ampliamente en el valle del Río Simpson, usualmente en zonas elevadas y cerros (ej., cerros Cinchao, Cordillerano, Monreal, La Virgen, etc.), incluyendo el cerro La Paloma en el área de estudio (De la Cruz *et al.*, 2003). Sobreyace en paraconformidad

a la Formación Apeleg, como contacto erosivo a la Formación Katterfeld y en discordancia a la Formación Ibáñez en algunos sectores, de acuerdo a De la Cruz *et al.* (2003) y subyace en discordancia angular a la Formación El Toro y los Basaltos Balmaceda (Suárez y De la Cruz, 1994; De la Cruz *et al.*, 2003).

Litológicamente, la Formación Divisadero se compone principalmente de ignimbritas riolíticas y dacíticas con lavas subordinadas riolíticas, dacíticas y, en menor medida, de andesíticas tipo calcoalcalino (Belmar, 1996 en De la Cruz *et al.*, 2003), con volcano-sedimentarias y depósitos de caída (tobas), ocasionales. La Formación posee una potencia máxima de 1.500 m al sur del lago Elizalde y está parcialmente presente en el área de estudio. Los depósitos están asociados principalmente a centros volcánicos y calderas, junto con abanicos aluviales relacionados a las laderas de los volcanes y menormente a depósitos fluviales y lacustres (Suárez y De la Cruz, 1994; De la Cruz *et al.*, 2003).

Bruce (2001) interpreta las secciones inferiores en el sector de Puerto Ibáñez como capas continentales con estructuras de canal y madera petrificada. El volcanismo que dio origen a la Formación estaría asociado a la continuación de la subducción durante el Cretácico Inferior alto.

Dos edades U-Pb SHRIMP en la localidad tipo indican edades de 118,0 y 116,1 Ma lo que acotaría la edad al Aptiano (Pankhurst *et al.*, 2003). Otros autores han señalado una edad Aptiano-Albiano (Suárez y De la Cruz, 1994, y referencias en este).

2.3 ROCAS CRISTALINAS

2.3.1 Complejo Plutónico Elizalde

Forma parte del Batolito Norpatagónico, una unidad plutónica asociada a la subducción andina presente hoy en día desde el lago Ranco (40° S) hasta el golfo de Penas (47°S) (Pankhurst *et al.*, 1999). Aflora en el margen sur del lago Elizalde y estero Boca de León. Se encuentra en contacto intrusivo y por falla con las formaciones Divisadero e Ibáñez (De la Cruz *et al.*, 2003). Está compuesto por dioritas, monzodioritas cuarzíferas, diques dacíticos y gabros de olivino, cuyas dataciones K-Ar, en roca total y anfíbola arrojan edades de 92±3 y 104±4 Ma respectivamente, lo que sitúa esta unidad entre el Albiano superior y el Turoniano inferior.

2.3.2 Pórfidos ácidos

Unidad subvolcánica definida por De la Cruz *et al.* (2003) de stocks de pórfidos ácidos, expuesta en los alrededores de Coyhaique. En el área de estudio se encuentran al SE del lago Elizalde, intruyendo rocas de las formaciones Katterfeld, Apeleg y Divisadero. Pueden ser dacíticos, con hornblenda, piroxeno y biotita o anfíbola, o riolíticos, en cuyo caso poseen biotita cloritizada y feldespatos potásicos. En la zona tienen una posición subparalela a las capas y alcanzan un máximo de 50 m de potencia.

Una datación K-Ar en el cerro Mackay indica una edad mínima de 63 ± 2 Ma, es decir, Cretácico Superior alto a Paleoceno (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.3.3 Filones básicos e intermedios

Filones manto y diques que intruyen a las formaciones Katterfeld, Apeleg y Divisadero. Presente al este del área de estudio. Composición basáltica a andesítica (De la Cruz *et al.*, 2003).

Una datación Ar/Ar en un dique al sur de Coyhaique arroja una edad de $61 \pm 0,4$ Ma (Petford y Turner, 1996 en De la Cruz *et al.*, 2003).

2.4 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

Corresponden a los depósitos del Holoceno, semiconsolidados o no consolidados, que en el área de estudio se categorizan como: depósitos glaciales antiguos, de abanicos aluviales antiguos, lacustres, deltaicos, coluviales y fluviales.

2.4.1 Depósitos glaciales antiguos

Los Depósitos Glaciales Antiguos cubren los valles al sur de Coyhaique y al este de la zona de estudio. Consisten principalmente en gravas clastosoportadas, de matriz arenosa y tills indiferenciados. Localmente sedimentos glaciolacustres, con varvas (De la Cruz *et al.*, 2003). Sus edades ^{14}C son de 3.670 ± 70 , 2.330 ± 70 y 970 ± 50 años AP en el lago Elizalde (Naranjo y Stern, 1998 en De la Cruz *et al.*, 2003), lo que los sitúa en el Holoceno Superior.

2.4.2 Depósitos aluviales antiguos

Se distribuyen al este del área de estudio y están constituidos por gravas clasto y matriz soportadas, que ocasionalmente muestran estratificación cruzada planar (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.4.3 Depósitos lacustres

Alrededor de las lagunas Azul y El Espejo se presentan como depósitos lacustres, de limos y arcillas con arenas laminadas subordinadas. Consisten en depósitos muy recientes, posteriores a la última glaciación (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.4.4 Depósitos coluviales

Al este del estero Boca de León y asociados a elevadas pendientes se distribuyen depósitos gravitacionales de caídas de rocas y remociones en masa, mal seleccionados, con gravas angulosas y matriz fina (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.4.5 Depósitos deltaicos

En el borde sur del lago Elizalde, donde desemboca el estero Boca de León se encuentran depósitos deltaicos, con gravas de clastos subredondeados, y bancos estratificados de arena y limo (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.4.6 Depósitos fluviales

En los esteros Boca de León y Blanco Chico, existen depósitos de gravas clastosoportadas, localmente imbricadas y, en menor cantidad, acumulaciones de arena y limo en estratificación cruzada o planar que constituyen los depósitos fluviales (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.5 GEOMORFOLOGÍA

2.5.1 Geomorfología Regional

La Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo se ubica en el sur de Chile, en lo que tradicionalmente se conoce como la zona austral del país. Geomorfológicamente, esta zona se denomina Región de glaciación y hundimiento, de acuerdo a la clasificación de Börgel (1983). De esta, las geoformas presentes en la región son:

- **Cordillera de la Costa:** Se encuentra fuertemente afectada por tectónica de hundimiento, lo que resulta en que en este segmento se presente como una serie desmembrada de islas, archipiélagos y penínsulas. Comprende los archipiélagos de las Guaitecas, de los Chonos y la Península de Taitao.

- **Llano Central:** La continuación de la depresión central, nace en el seno de Reloncaví (al norte de la región) y en la zona está ocupado por el mar. Corresponden a esta zona los canales Moraleda y Costa, así como la laguna San Rafael y el istmo de Ofqui.

- **Cordilleras Patagónicas:** Se trata de un relieve andino positivo, al este de la zona insular. Aquí Börgel (1983) hace una división entre las cordilleras patagónicas con ríos y fiordos y las con ríos y lagos. En el caso de las primeras, sufren fragmentación con numerosos fiordos, canales, islas y senos. Incluyen en su orografía ventisqueros aislados. Presentes en una franja N-S que se interrumpe en el Campo de Hielo Norte. Las cordilleras de ríos y lagos, corresponden a la porción más oriental del cordón andino, que discurre ininterrumpidamente por la región. Hacia el este, la orografía se suaviza, transicionando lentamente a la pampa patagónica que se observa en algunos sectores fronterizos como Ñirehuao o Balmaceda.

- **Ventisqueros Patagónicos:** Corresponden a los campos de hielo Norte y Sur que se encuentran completa y parcialmente en la región, respectivamente.

2.5.2 Geomorfología Local

El área de estudio se encuentra en la zona que Börgel (1983) denomina Cordilleras Patagónicas, en la cual el paisaje está dominado por el lago Elizalde, de origen glacial y con una orientación E-W (Niemeyer. 1980). Al norte y al sur está rodeado por relieve montañoso, con el cerro Elizalde al norte y los cerros Iglesia, Mortaja y la Paloma al sur. Hacia el este, el relieve se suaviza formando parte del valle del río Simpson y se encuentran zonas de humedales y/o anegadas (Figura 2.2)

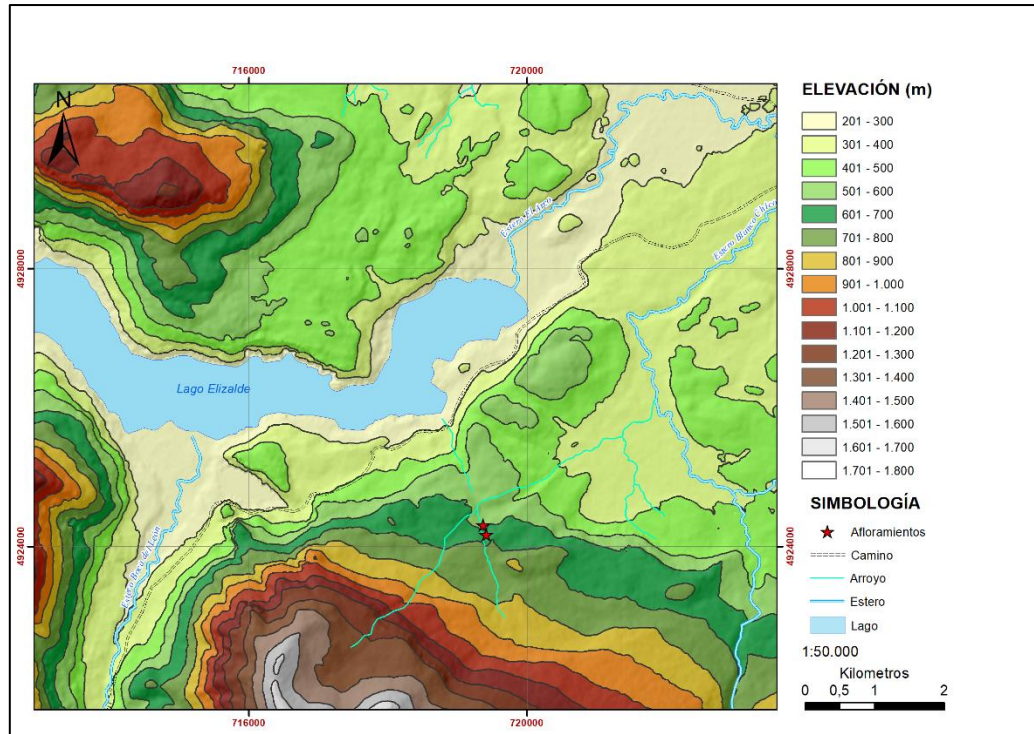


Figura 2.2. Mapa topográfico del área de estudio.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 TRABAJO DE PRE-TERRENO

El trabajo de pre-terreno fue realizado en las dependencias del Museo Regional de Aysén durante el mes de febrero. Consistió en familiarizarse con la geología local vía revisión bibliográfica de cartas geológicas (ej.: Hoja Coyhaique-Balmaceda), así como trabajos de carácter regional (ej.: Fuenzalida, 1935; Skarmeta, 1974; Townsend, 1998). La revisión bibliográfica se extendió también al registro fósil de la Formación Katterfeld y otras formaciones coetáneas de la Patagonia con faunas similares. Finalmente, previo a las salidas de terreno se revisó material alojado en el museo rescatado del sitio Elizalde previamente (MURAY.PI.215-276 y MURAY.PV.2007) en orden de entender el tipo de material que se esperaba encontrar en terreno, así como otros ejemplares alojados en la colección de Paleontología de Invertebrados (MURAY.PI) pertenecientes a sitios del Grupo Coyhaique (MURAY.PI.030-214).

3.2 TRABAJO DE TERRENO

La salida de terreno se realizó en dos días, 3 y 23 de marzo de 2023. El primer día se realizó el levantamiento de dos columnas estratigráficas, ELZ-1 y ELZ-2 (ver capítulo 4: estratigrafía), recolectándose material fosilífero en la primera de estas. La segunda fecha fue usada principalmente para recolectar material fósil capa por capa en el sector de la columna ELZ-2. Las mediciones fueron hechas usando una huincha de 50 m, mientras que se tomaron fotografías usando una cámara Olympus TG-5, así como las del teléfono celular. Los Fósiles más frágiles fueron embalados y asegurados con cinta aislante y transportados en bolsas deslizantes o plásticas dependiendo de sus dimensiones.

3.3 TRABAJO DE GABINETE

Finalizados los terrenos, los fósiles fueron transportados al Museo Regional de Aysén para su estudio y conservación. Allí fueron almacenados en cajas, montados sobre planchas de ethafoam y se les asignó un código para su ingreso al catálogo de colecciones. Aquellos ejemplares que se encontraran fracturados o en un estado de baja estabilidad, fueron tratados usando resina paraloid por el conservador del museo, Sr. Juan Pablo Varela. El material fue entonces clasificado y

comparado con publicaciones científicas referentes a los taxones correspondientes, similares o emparentados a estos.

Todos los fósiles recolectados fueron fotografiados en una cámara oscura usando una cámara fotográfica Nikon D3400. El material fue montado usando masilla no adherente cuando esto fue requerido.

Gran parte del material fue medido siguiendo parámetros específicos para cada grupo (Capítulo 5: Paleontología), poniendo énfasis en los belemnites completos o casi completos. Las mediciones fueron realizadas usando un pie de metro digital.

Para la elaboración del mapa geológico y otros mapas de ubicación se usó el software ArcGIS 10.8, mientras que para la columna estratigráfica se usó Adobe Illustrator, y Adobe Photoshop para la edición de imágenes y elaboración de figuras.

4. ESTRATIGRAFÍA

4.1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICAS

Para este trabajo se realizaron dos columnas estratigráficas en el sector Elizalde, separadas por un potente filón manto de aprox. 30 m de espesor y de un sector cubierto de espesor desconocido por sobre este. La ubicación de las columnas fue señalada en la Figura 2.1. La secuencia general es una sucesión dominada por lutitas negras a pardas con abundantes restos fósiles, intercalaciones de niveles de concreciones septarias y ocasionales niveles de arenisca cuarcífera. La secuencia está cortada en varios puntos por filones manto con potencias que alcanzan los 50 m. Estos corresponden a pórfidos ácidos de composición dacítica y edad Cretácica Superior (~63 Ma., De la Cruz *et al.*, 2003).

4.1.1 Columna ELZ-C1

La columna ELZ-C1 se encuentra a unos 2 km en línea recta al sur de la orilla del lago Elizalde coordenadas UTM 18G 719.408 E/ 4.924.276 S m, al costado este del arroyo (Figura 4.1. A).

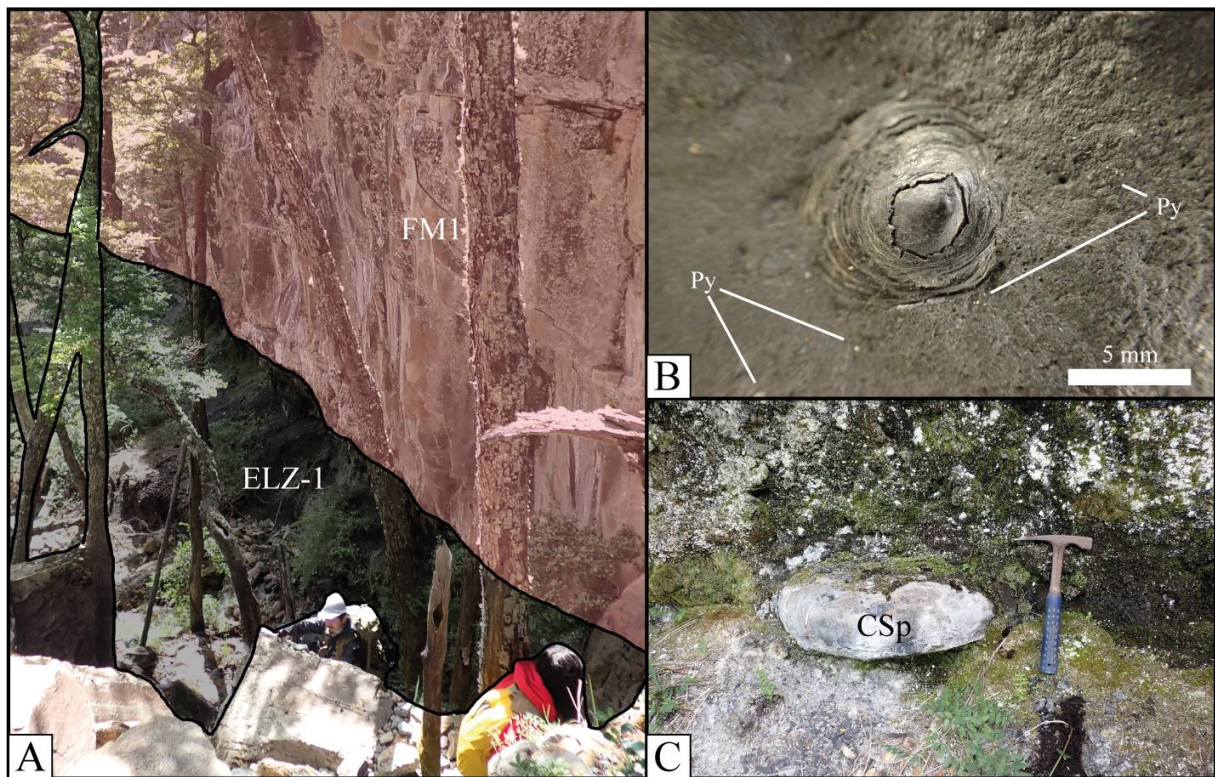


Figura 4.1. Zona de columna ELZ-1. A: Área donde se realizó la columna ELZ-1 (en negro), bajo el filón manto (FM1), rodeado de una intensa cubierta vegetal. B: Discinisca variabilis Stanton en lutita, con pirita diseminada alrededor. C: Concreción septaria (CSp).

Está parcialmente cubierta por vegetación por lo que la medición de ésta fue hasta donde fue posible despejar el terreno, y la base probablemente se extiende varios metros bajo la establecida en la Figura 4.2. (FM1). Corresponde a una sucesión monótona de 4,5 m de potencia de lutitas negras, con un nivel calcáreo con concreciones septarias cercano al techo.

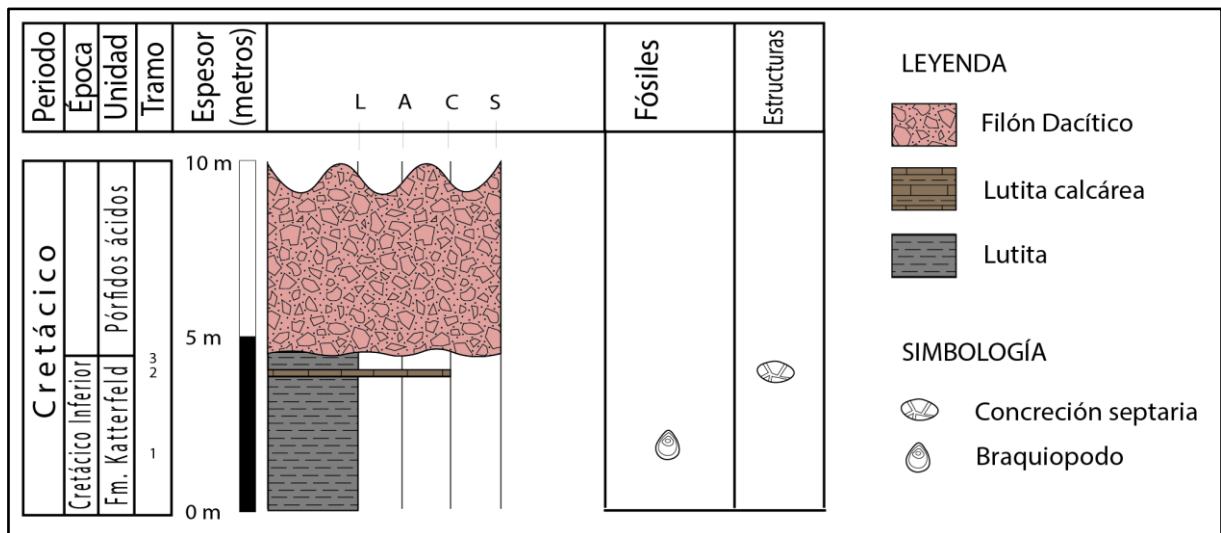


Figura 4.2. Columna ELZ-1. L: lutita, A: arenisca, C: roca calcárea, S: sill

Límite Inferior: Desconocido.

C1-T1: 3,8 m. **Lutitas finamente estratificadas, muy fisibles y levemente silicificadas, de color gris pardo a negro.** Es probable que la humedad del sector influye en su color. Se caracterizan por tener un fuerte olor a azufre. Esta sección en general es pobre en fósiles, la única excepción consiste en un par de minúsculos moldes internos de braquiópodos (MURAY.PI.457, Figura 4.1. B).

C1-T2: 0,2 m. **Nivel de lutitas calcáreas con concreciones septarias rellenas de calcita recrystalizada.** Las concreciones tienen formas redondeadas u ovaladas con diámetros de hasta 40 cm, sin fósiles (Figura 4.1. C).

C1-T3: 0,5 m. **Lutitas, similar al nivel C1-T1.** La roca es más dura en este tramo que el primero. Este patrón se repite en la roca que se encuentra en la proximidad de los cuerpos intrusivos.

Límite Superior: corresponde al contacto con un filón manto.

Al lado opuesto, arroyo arriba de FM1, y antes de la segunda columna (ELZ-C2), ha de un afloramiento de 1,5 a 2 m de potencia, expuesto en parches entre la vegetación. Debido a su extensión, este punto no tiene columna asociada, sin embargo, se constató que la litología se mantiene igual al tramo C1-T1, es decir, lutitas fisibles y monótonas. En este punto fueron recolectadas las muestras MURAY.PI.294 (belemnite) y MURAY.PI.408 (ammonite).

4.1.2 Columna ELZ-C2

La columna ELZ-C2 (Figura 4.3) se encuentra unos 70 m al SE de ELZ-C1, al lado este del arroyo (Figura 4.4), coordenadas UTM 18 G 719.415 E/ 4.924.161 S m. Corresponde a un afloramiento en un talud pronunciado con numerosos niveles de roca sedimentaria expuesta, con una exposición de unos 120 m de ancho. La misma secuencia, debido a la fisibilidad de la roca y las frecuentes precipitaciones, acumula abanicos de sedimento negro (Figura 4.5 A), no consolidado, donde es muy común la presencia de fragmentos rodados de fósiles, especialmente de belemnites. Estos últimos suelen estar completos o casi completos y, en general, se encuentran paralelos a la estratificación, o levemente inclinados, en no más de 15°. El techo es asignado al contacto con FM3.

Límite Inferior: Desconocido.

C2-T1: 2,9 m. **Lutitas negras, duras, altamente fisibles, con fractura concoidal.** Poseen un aspecto escamoso (Figura 4.5 B). Frecuentemente contiene un patrón moteado con puntos blanquecinos de calcita. En este nivel hay un ammonite (MURAY.PI.418), un belemnite (MURAY.PI.284), un bivalvo (MURAY.PI.454) y un fósil indeterminado (MURAY.PI.460). Algunos bivalvos encontrados como rodados (MURAY.PI.455, 456) podrían pertenecer también a este nivel.

C2-T2: 0,2 m. **Areniscas pardo-amarillentas, color blanquecino en superficie.** Muy mal consolidada y pobremente cohesionada. Posee una gran cantidad de cuarzo con granos semiangulosos. También se reconocen algunas micas y feldespatos, junto a líticos de lutita. La roca no reacciona al ácido clorhídrico.

C2-T3: 1,0 m. **Lutitas negras, similares a las de C2-T1.** Cuentan con mayor efervescencia comparadas a estas, no contienen fósiles.

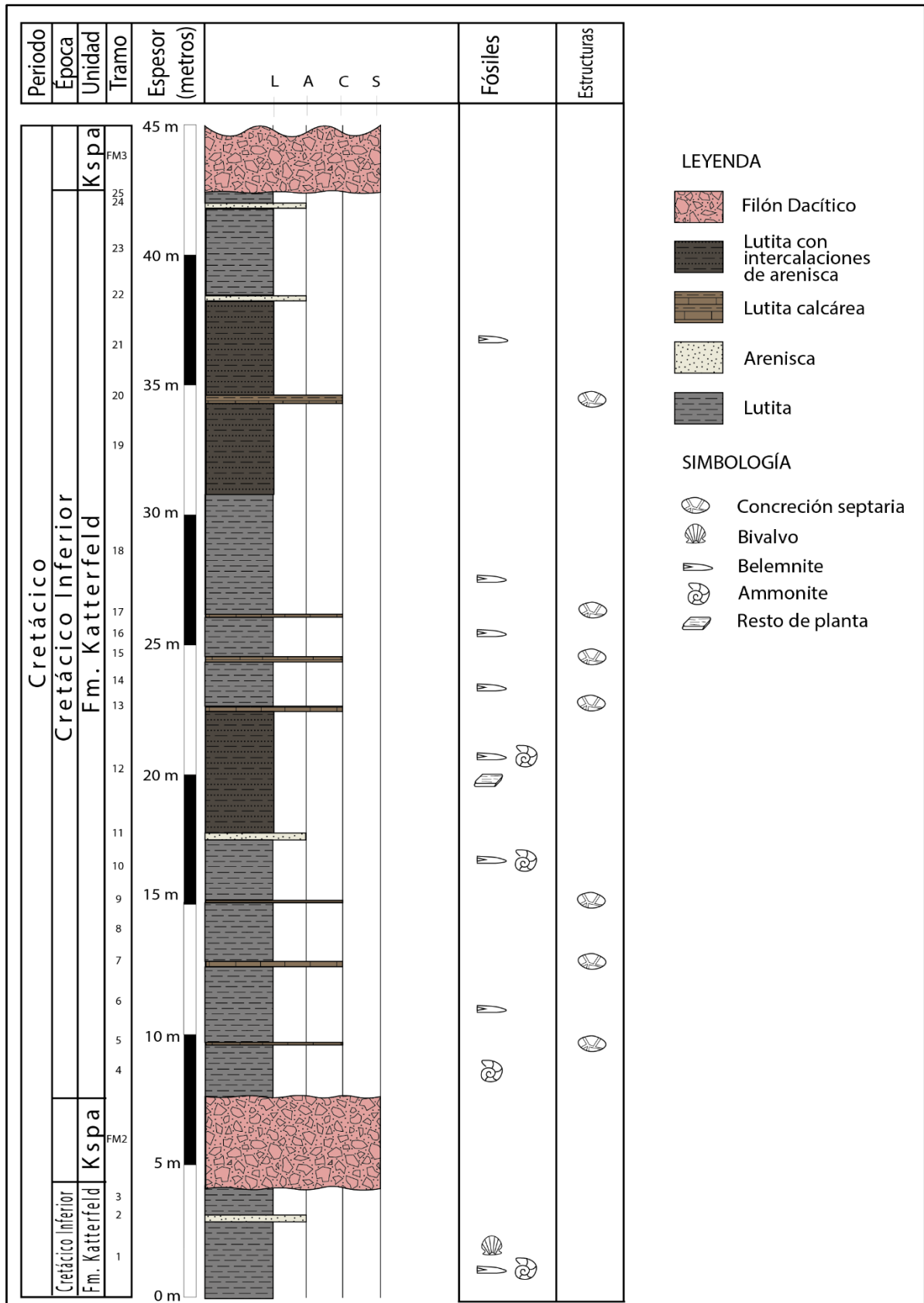


Figura 4.3. Columna ELZ-2. L: lutita, A: arenisca, C: roca calcárea, S: sill.



Figura 4.4. Área de columna ELZ-2.

Entre este nivel y el siguiente se encuentra emplazado un filón manto de composición dacítica de 4 m de potencia atraviesa su mitad sur.

- C2-T4:** 2,0 m. **Lutitas gris oscuras, similares a las del tramo anterior.** En este tramo se hallaron dos ammonites (MURAY.PI.414, 419).
- C2-T5:** 1,0 m. **Nivel de lutita calcárea, de coloración negra a pardo oscuro.** Costra o pátina de color pardo a pardo anaranjado. Roca masiva, dura y bien consolidada. Este y otros niveles posteriores similares suelen sobresalir por sobre las lutitas (Figura 4.6. A, B). Concreciones septarias presentes, relativamente comunes a lo largo del nivel.
- C2-T6:** 2,9 m. **Lutitas negras, sin diferencias respecto a C2-T4.** Se registran dos belemnites, MURAY.PI.281, 283.
- C2-T7:** 0,2 m. **Nivel de lutita calcárea, mismas características que C2-T5.**
- C2-T8:** 2,15 m. **Lutitas.** Sin diferencias respecto a las ya descritas.
- C2-T9:** 0,1 m. **Lutita calcárea.** Similar a los ya descritos.

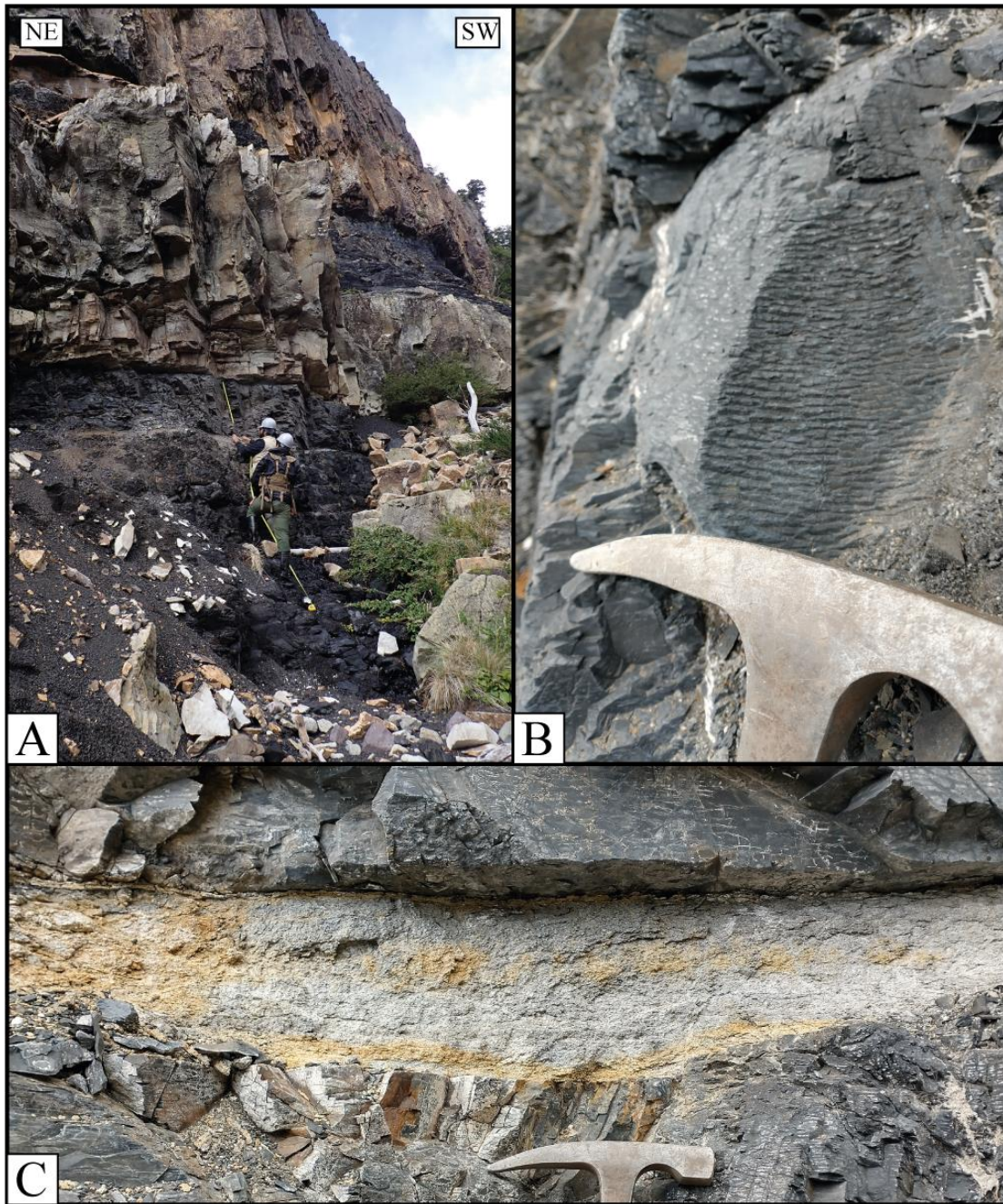


Figura 4.5. Sector bajo columna ELZ-2. A: Vista general. B: Apariencia “escamosa” de las lutitas. C: Nivel de arenisca cuarcífera.

C2-T10: 2,3 m. **Lutitas sin diferencias litológicas relevantes.** Fósiles recolectados: MURAY.PI.285 (belemnite), MURAY.PI.413 (ammonite).

C2-T11: 0,2 m. **Areniscas cuarcíferas.** similares a las de C2-T2. Al igual que en este, no tienen efervescencia y no presentan fósiles, pero sí algunos líticos de lutita de pequeñas dimensiones.

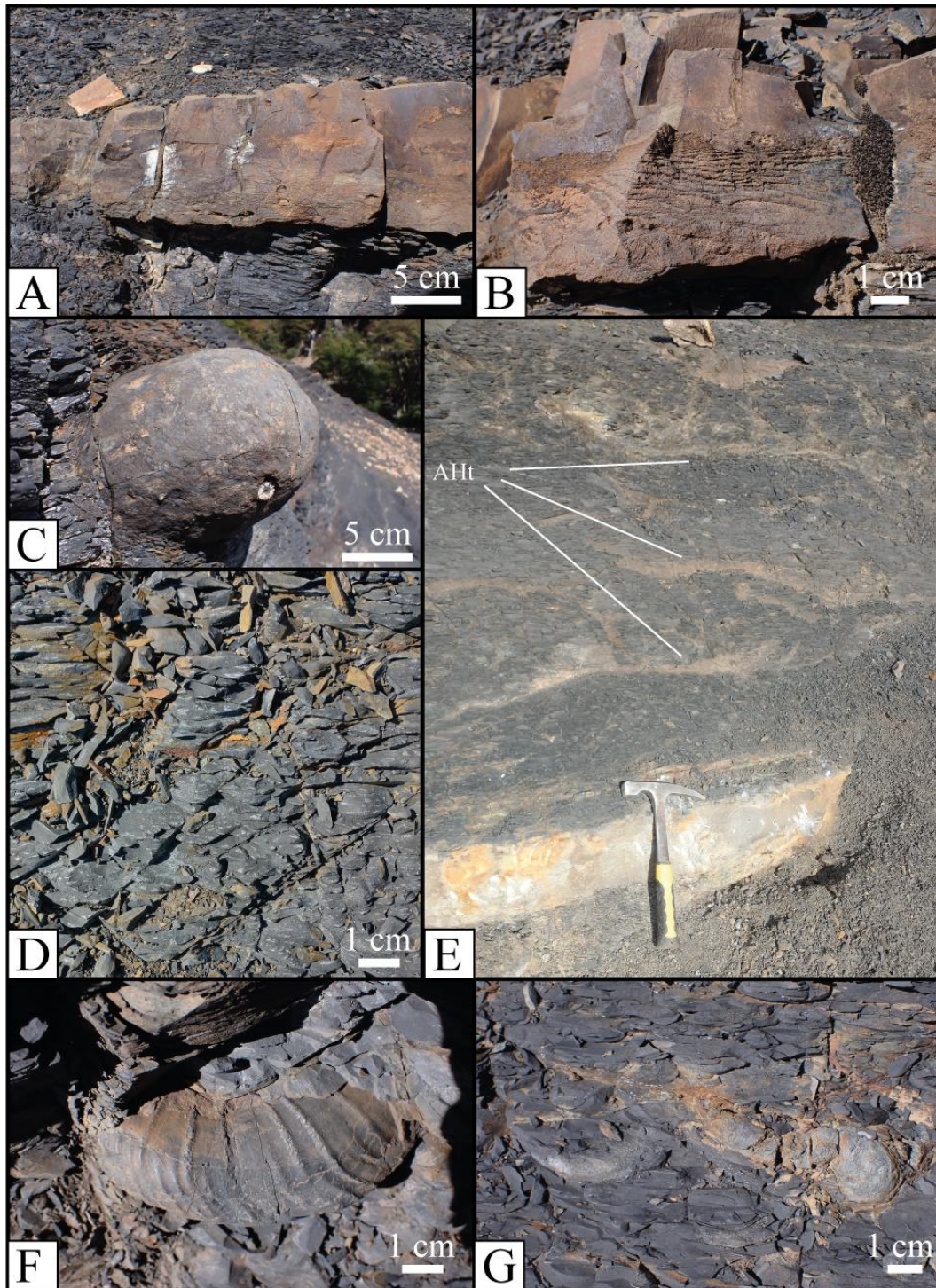


Figura 4.6. Sector medio columna ELZ-2. A: Nivel de lutita calcárea típico. B: Detalle de nivel de lutita calcárea. C: Concreción con belemnite. D: Lutitas “moteadas”. E: Nivel de arenisca cuarcífera (C2-T11) y sobre este, lutitas con intercalaciones centimétricas de arenisca (AHt). F: Ammonite in situ. G: Traza fósil (cf. *Zoophycos* isp.).

- C2-T10:** 2,3 m. **Lutitas sin diferencias litológicas relevantes.** Fósiles recolectados: MURAY.PI.285 (belemnite), MURAY.PI.413 (ammonite).
- C2-T11:** 0,2 m. **Areniscas cuarcíferas.** similares a las de C2-T2. Al igual que en este, no tienen efervescencia y no presentan fósiles, pero sí algunos líticos de lutita de pequeñas dimensiones.
- C2-T12:** 4,7 m. **Lutitas gris oscuras a negras similares a anteriores.** Intercaladas con estas, se encuentran pequeñas capas de areniscas pardas de 2-5 cm de potencias. Este tramo posee una importante cantidad de cefalópodos. Se recolectan los belemnites MURAY.PI.277, 279, 280, 290, 293, 295 y los ammonites MURAY.PI.405, 415, 416, 417, 420, 421, 450. También a este nivel corresponde un resto de planta indeterminado, MURAY.PB.1001.
- C2-T13:** 0,2 cm. **Nivel de lutita calcárea con concreciones septarias.**
- C2-T14:** 1,7 m. **Lutitas negras.** Un belemnite, MURAY.PI.286. (Figura 4.7 B)
- C2-T15:** 20 m. **Nivel calcáreo con concreciones septarias.**
- C2-T16:** 1,5 m. **Lutitas negras.** Belemnite MURAY.PI.282 obtenido en este nivel.
- C2-T17:** 0,1 m. **Nivel calcáreo con concreciones septarias.**
- C2-T18:** 4,8 m. **Lutitas negras.**
- C2-T19:** 3,5 m. **Nivel de lutitas con intercalaciones centimétricas de arenisca.** Similar a C2-T12. Las lutitas adquieren una coloración superficial naranja-rojizo por óxidos de hierro. Pirita diseminada bastante común.

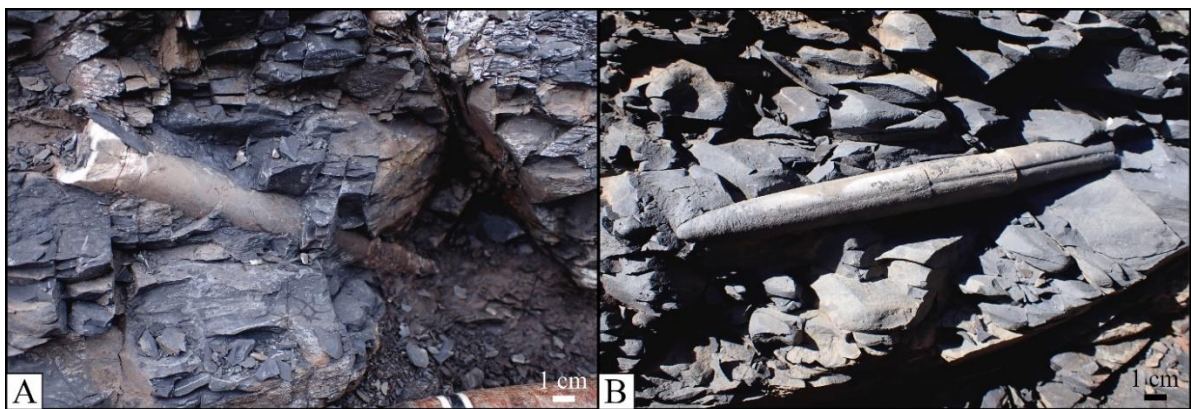


Figura 4.7. Belemnites *in situ*. A: MURAY.PI.280. B: MURAY.PI.287

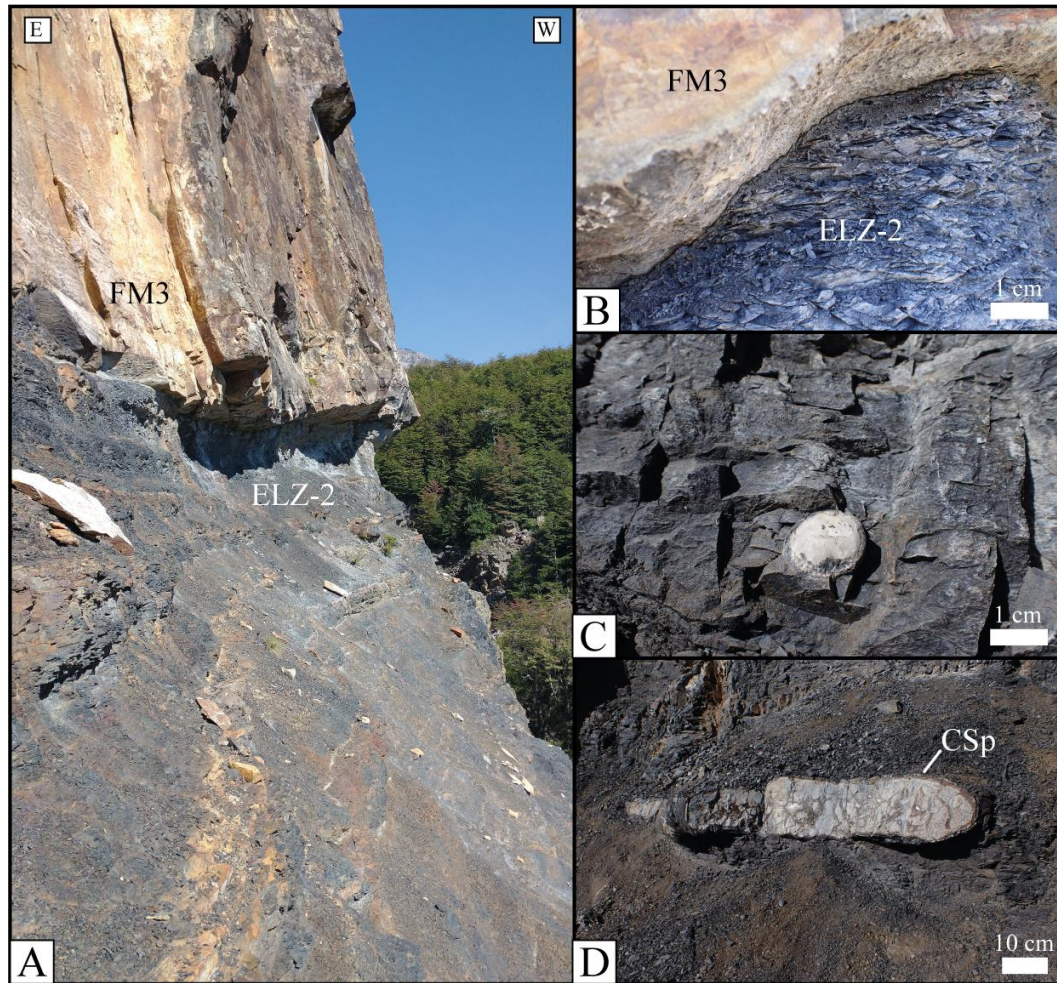


Figura 4.8. Sector alto columna ELZ-2. A: Vista general. B: Contacto entre las lutitas silicificadas y la intrusión dacítica. C: Belemnite en la lutita en vista transversal. Se encuentra recrystalizado y su estructura anillada está obliterada. D: Concreción septaria de grandes dimensiones.

- C2-T20:** 0,3 m. **Nivel de lutita calcárea, con septarias oxidadas.** Una de estas alcanza los 40 cm de ancho.
- C2-T21:** 3,6 m. **Lutitas con intercalaciones de areniscas.** Como C2-T19. Se observan belemnites, los cuales están recrystalizados.
- C2-T22:** 0,2 m. **Roca blanco amarillenta, muy alterada.** (¿Arenisca?) con elevado hedor a azufre.
- C2-T23:** 3,3 m. **Lutitas, silicificadas, de elevada induración, con pirita diseminada.** Belemnites presentes, completamente recrystalizados. Se recolectan en este nivel MURAY.PI.291, 292, 296, 297, 406. Al sur del afloramiento se encuentran algunas concreciones septarias de gran tamaño alineadas en la base de este tramo, la mayor de

estas alcanzando el metro de diámetro (Figura 4.7 D). Los fósiles se encuentran recristalizados debido a la proximidad a la intrusión ígnea (Figura 4.8 C).

C2-T24: 0,2 m. Nivel de arenisca parda cuarcífera, como los anteriores.

C2-T25: 0,5 m. Lutitas silicificadas, iguales a C2-T23.

Límite Superior: Contacto irregular (Figura 4.8. B) con filón manto de composición dacítica, cuya potencia es cercana a 50 m. Desde él se desprenden bloques que se encuentran dispersos por todo el talud, en grandes acumulaciones.

En este afloramiento se observaron varias fallas normales de alto ángulo con dirección NW y desplazamientos decimétricos. La medición de una de ellas (Figura 4.9 A) es $229^{\circ}/76^{\circ}$, con un despegue de ~ 30 cm. Éstas, podrían ser fallas derivadas de una mayor, probablemente están asociadas a la Falla Elizalde, la cual pasa, según la carta Coyhaique-Balmaceda (De la Cruz *et al.*, 2003) al sur del afloramiento, muy cercana a este. De acuerdo a esta fuente, La falla Elizalde es inversa, de rumbo NE-SW y de edad Cretácico Inferior alta. Notablemente, las fallas presentes solo cortan a las rocas de la Formación Katterfeld y no a los filones dacíticos, lo que indica que su actividad precede al Cretácico Superior y es consistente con la edad de la falla Elizalde.

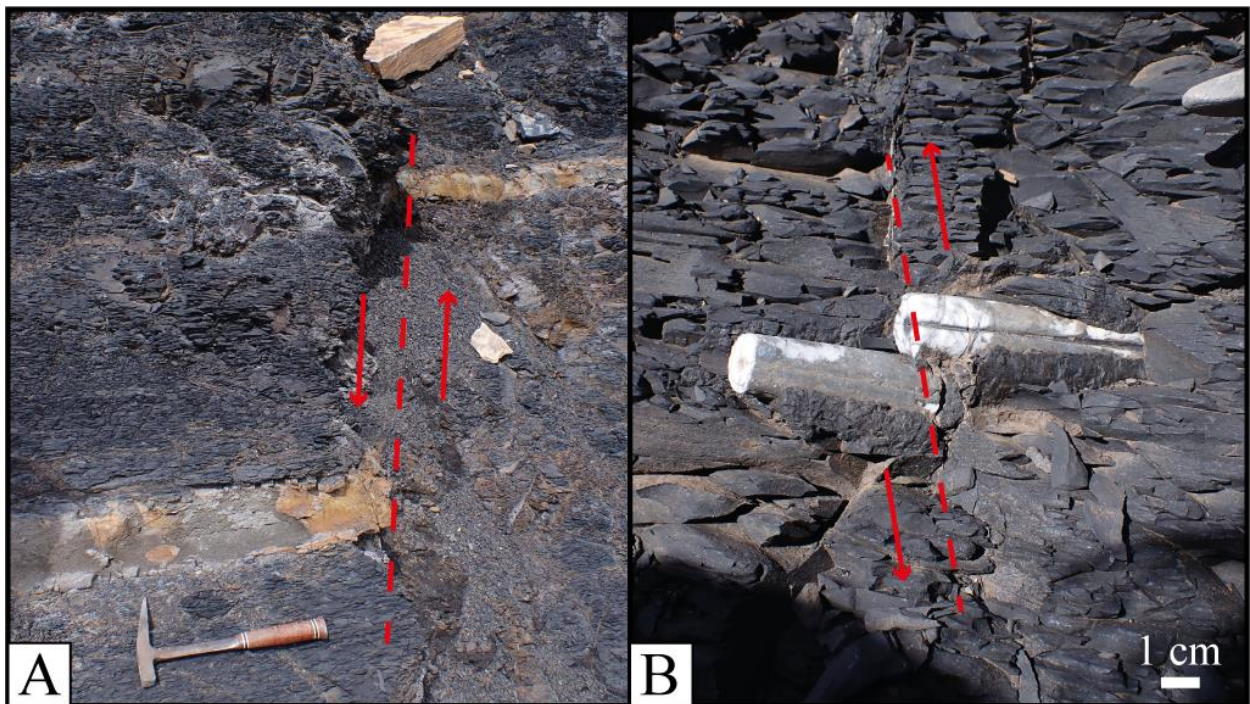


Figura 4.9. Fallamiento en el sitio ELZ. A: Falla normal evidenciada por el nivel de arenisca. B: Fractura de cizalle separando un belemnite.

5. PALEONTOLOGÍA

5.1 GENERALIDADES

Fueron estudiadas un total de 253 piezas fosilíferas, colectadas en la campaña de terreno 2023 (Capítulo 3.2). De éstos, 38 es material recolectado en su nivel estratigráfico y el resto a ejemplares rodados. Los fósiles corresponden a: 1 tubo de poliqueto, 5 braquiópodos, 12 bivalvos, 2 nautiloideos, 71 ammonoideos, 154 belemnites, 1 resto de planta, 1 vertebrado, 3 trazas fósiles y 3 fósiles indeterminados.

5.2 MÉTODOS Y REPOSITORIOS

Para los belemnites (Figura 5.1.) las descripciones fueron realizadas de acuerdo al orden descriptivo establecido por Stevens (1965). La terminología morfológica es a partir del mismo autor, de Combémorrel (1988) y Doyle & Kelly (1988). Las medidas se basan en Doyle & Kelly (1988) y Sanders *et al.* (2013), con adición del largo total del surco (S).

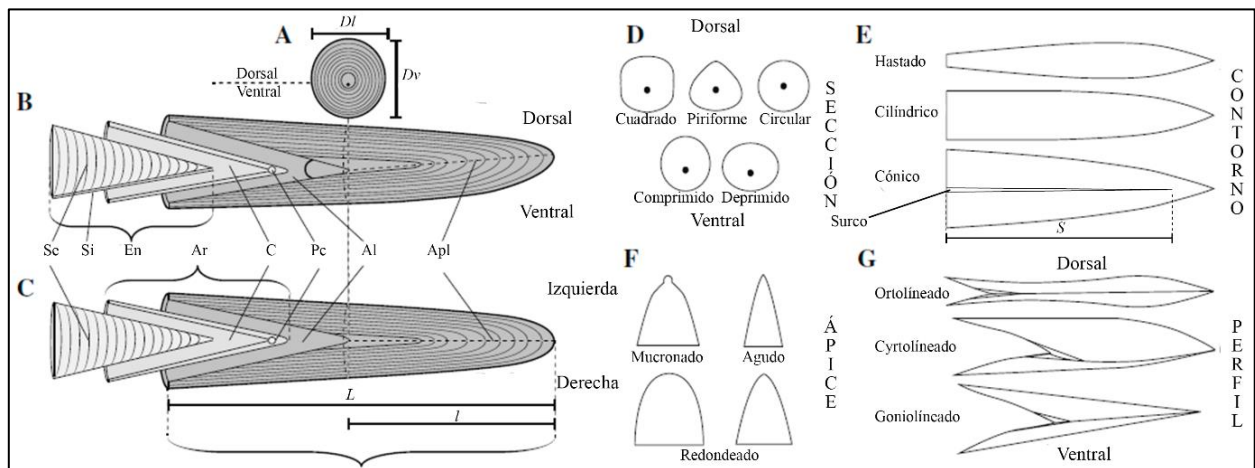


Figura 5.1. Terminología y medidas del rostrum. A: Sección transversal. B: sección longitudinal, y C: sección sagital, Se: septo, Si: sifunculo, En: endoteca, Ar: architeca. C: conoteca, Pc: protoconcha, Al: alveolo, Apl: línea apical. D: morfología de secciones transversales. E: Morfología en contorno. F: Morfología apical G: Morfología de la línea apical. Modificada a partir de Sanders *et al.* (2013: Figura 6).

L: largo total del rostrum

l: largo post-alveolar (a partir de la protoconcha)

Dl: Diámetro lateral

Dv: Diámetro vertical

DI_{Max}: Diámetro lateral máximo

D_vMax: Diámetro vertical máximo

A: relación entre los diámetros (D_v/D_l)

S: largo total del surco

En tabla de medidas, el símbolo asterisco (*) indica una medida estimada, debido a una preservación deficiente.

El uso de abreviaciones en voz latina cf. (confer) y aff. (affinis) siguen el sentido de Lincoln *et al.* (1998). El uso de nomenclatura abierta, incluyendo “?” sigue las recomendaciones de Bengtson (1988) de acuerdo al cual indica incertidumbre en la asignación.

La nomenclatura paleontológica usada en este trabajo sigue lo estipulado por el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica, 4ª Edición (ICZN, 1999). Es importante señalar que algunos de los nombres genéricos empleados en este trabajo corresponden a combinaciones nuevas de éstos. Se da por entendido que, debido a la naturaleza del trabajo, no debe considerarse como un acto nomenclatural oficial y es solamente con fines académicos. El autor pretende formalizarla en una publicación posterior.

Todos los ejemplares fósiles descritos en este trabajo se encuentran conservados en el Museo Regional de Aysén (MuRAy), de acuerdo a lo estipulado en el permiso de prospección paleontológica ORD.: 4827 del Consejo de Monumentos Nacionales, bajo el cual se ampara esta Memoria de Título. El material se encuentra conservado en las colecciones MURAY.PI (Paleoinvertebrados), MURAY.PV (Paleovertebrados), MURAY.PB (Paleobotánica) y MURAY.IC (Icnología) según corresponda.

Material adicional fue revisado en el Museo de Historia Natural de La Plata, La Plata (Código: MLP) y en la Cátedra de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires (CPBA), ambas instituciones argentinas.

5.3 SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA: BELEMNITES

Subclase COLEOIDEA Bather, 1888

Orden BELEMNITIDA Zittel, 1895

Familia BELEMNOPSEIDAE Naef, 1922

(=Mesohibolitidae Nerodenko, 1983)

Discusión: Riegraf (1999) considera al género *Belemnopsis* Bayle 1878 como *nomen dubium* y, a la familia Belemnopseidae Naef, 1922 como inválida. Mitchell (2015) revalida tanto el género como la familia basándose en la evidencia taxonómica y nomenclatural que permiten reconocerla como válida. En este trabajo se apoyan las conclusiones de este último.

Género *Belemnopsis* Bayle, 1878

Especie tipo: *Belemnites apiciconus* Blainville, 1827, Aaleniano tardío – Bajociano de Inglaterra, Francia y el sur de Alemania.

***Belemnopsis* cf. *gladiatoris* Willey, 1973**

Lámina 1, K-L

cf. 1973 *Belemnopsis gladiatoris* Willey, pág. 33, 36-37, Fig. 2

cf. 1989 *Belemnopsis gladiatoris* Willey 1973: Howlett, pág. 39-40. Pl.7 Fig. 7-10

Material: Un único ejemplar, MURAY.PI.297, incompleto (zona apical preservada) *in situ* en el nivel C2-23. Recristalizado.

Descripción: Parte de la zona apical, que se ve cónica tanto en contorno como en perfil. Si bien el ápice no está preservado, por la inclinación de los bordes en la zona apical este debe haber sido agudo o moderadamente agudo. En sección se observa levemente deprimido. Posee un surco probablemente alveolar, que es ancho y marcadamente profundo para estar tan cerca del ápice. Las paredes de este tienen forma de “U”, ancho y suave. No se observan rasgos internos. El ejemplar se encuentra recristalizado y fue recolectado en un nivel muy cercano a una intrusión de grandes

dimensiones, por lo que es posible que algunos de los rasgos observados se encuentren deformados por el metamorfismo de contacto.

Dimensiones:

Tabla 5.1: Medidas de *Belemnopsis cf. gladiatoris*. Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.297	35**	35**	12,4*	11,6*	1,06	-

**medida del fragmento recuperado.

Discusión: Comparado con otros ejemplares del lago Elizalde, es inmediatamente aparente que el surco es notoriamente ancho y profundo, especialmente para estar tan cerca del ápice. Esta característica es acorde con el género *Belemnopsis* en contraste con *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis*, los que poseen surcos relativamente poco profundos a la altura de la zona apical. Comparte con *B. gladiatoris* el surco, que es ancho y profundo en la zona apical, el ápice aparentemente agudo y la sección deprimida, aunque este rasgo puede ser atribuible a una deformación térmica por metamorfismo de contacto, por lo que no es un criterio viable.

B. launcelotti Howlett, comparte estos rasgos y es también candidato, pero difiere en poseer un surco menos profundo en la zona apical, con paredes menos pronunciadas.

Debido a la pobre preservación del material se mantiene una nomenclatura abierta, a la espera de mejor material complementario.

Ocurrencia: *Belemnopsis gladiatoris* es conocido del Berriasiano – Valanginiano de la Isla Alexander, Antártica. Willey (1973) considera que los ejemplares asignados por Feruglio (1936) a *B. patagoniensis* provenientes del Valanginiano de la provincia de Santa Cruz, Argentina, corresponden en realidad a *B. gladiatoris*, mientras que Howlett (1989) propone lo mismo para ejemplares clasificados como *B. africana* en el Valanginiano de Sudáfrica, Madagascar y el Tíbet.

Género *Parabelemnopsis* (Howlett, 1989)

Especie tipo: *Belemnites madagascariensis* Besairie, 1930. Titoniano-Valanginiano de Madagascar.

Discusión: *Belemnopsis* Bayle es un género cuyo rango temporal se extiende desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior (Hauteriviano) y que comprende más de 100 especies registradas con una considerable variabilidad morfológica entre ellas, desde Europa occidental hasta la Antártida y a lo largo de todo el circum-pacífico Gondwánico (Challinor, 1991; Challinor *et al.*, 1992; Ippolitov *et al.*, 2015). Stevens (1965) agrupa formas de *Belemnopsis* afines, como el grupo uhligi de Indonesia y Nueva Zelanda, y considera al grupo conformado por *B. madagascariensis* (Besairie), *B. casterasi* Besairie y *B. patagoniensis* (Favre) como un linaje separado y distintivo de las formas europeas (Stevens, 1965, p. 160). Howlett (1989), continuó esta idea al considerar este linaje previamente mencionado como un subgénero propio, al cual nombra *Parabelemnopsis*. Ippolitov *et al.* (2015) considera que tanto *Parabelemnopsis* como *Telobelemnopsis* Howlett, poseen validez no solo como subgéneros, sino que como géneros propios, basándose en diferencias morfológicas, así como la utilidad que tales delimitaciones tienen desde un punto de vista metodológico para el desarrollo de un mejor sistema de clasificación. Este trabajo se adscribe a esta interpretación.

Parabelemnopsis madagascariensis (Besairie, 1930) Comb. Nov.

Lámina 1, A-J, M-P

1930 *Belemnites madagascariensis* Besairie, pág. 552-553, Pl. XIII, Fig. 4

? 1977 *Belemnopsis* cf. *madagascariensis* (Besairie): Riccardi, pág. 244-245, Fig. 6, d-f, j-l.

non 1985 *Belemnopsis madagascariensis* (Besairie): Aguirre-Urreta & Suárez, pág. 9-12, Lám. 1.

1988 *Belemnopsis madagascariensis* (Besairie): Combémorél, pág. 73-77, Pl. 5-7.

Material: Tres ejemplares completos, MURAY.PI.278, 279, 290 (figurados), donde 278 y 279 corresponden a adultos y 290 probablemente a un sub-adulto o juvenil. También restos fragmentarios: MURAY.PI.292, 310, 342, 344, 363, 364, 377, 399.

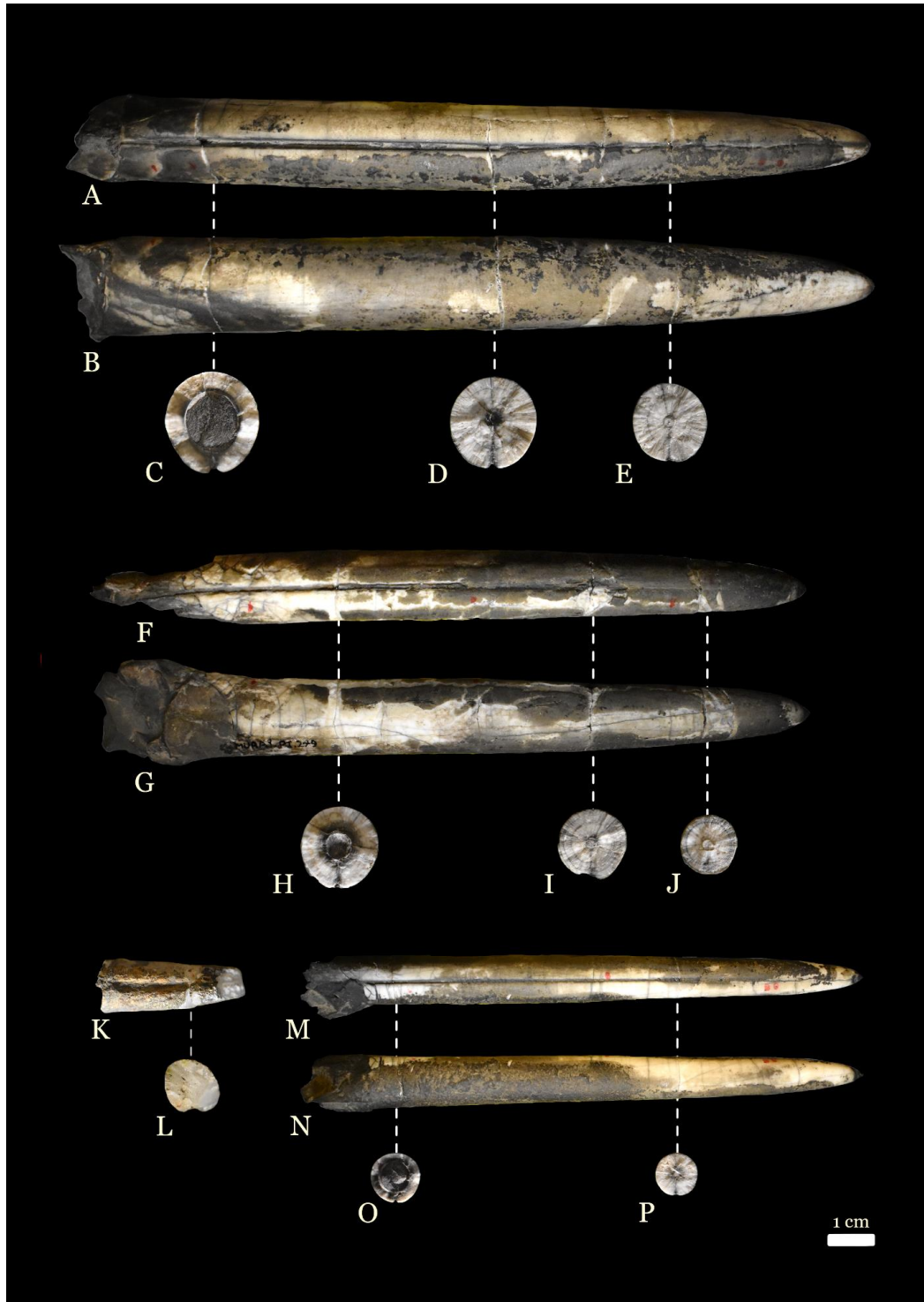


Lámina 1. **Belemnites I.** A-J, M-P *Parabelemnopsis madagascariensis* (Besairie, 1930). A-E, MURAY.PI.278: A, vista ventral, B, vista lateral derecha, C-E, secciones transversales. F-J, MURAY.PI.279: F, vista ventral, G, vista lateral derecha, H-J, secciones transversales. M-P, MURAY.PI.290: M, vista ventral, N, vista lateral derecha, O, P, secciones transversales. K, L. *Belemnopsis* cf. *gladiatoris* Willey, 1973. MURAY.PI.297: K, vista ventral, L sección transversal (recristalizada).

Descripción: Rostrum elongado y robusto, unas 9 a 11 veces más largo que el máximo ancho transversal (ubicado en la zona alveolar). En contorno es simétrico y cilindro-cónico. En perfil es cónico o cilindro-cónico, ligeramente asimétrico, con el ápice agudo y mucronado desplazado hacia el dorso, y un vientre ligeramente inflado. En sección transversal es circular a levemente comprimido en ápice ($A= 0,97-1,01$) y tronco, y siempre comprimido en la zona alveolar ($A= 0.93-0,95$). La vista en estas secciones, es redondeada en la zona apical, con el vientre ligeramente achatado, mientras que en la zona troncal y alveolar la porción ventral se encuentra comprimida y estirada, lo que le otorga un característico aspecto ovoide. Surco único ventral, conspicuo. Nace en el extremo alveolar, donde es estrecho, profundo, con bordes redondeados que caen en una pared abrupta. A medida que se acerca al ápice se va somerizando y estrechando suavemente, a la vez que las paredes van haciéndose más redondeadas. terminando a no menos de 15 mm de este y cubriendo un mínimo de 9/10 del largo total del rostrum.

Línea apical ortolíneada de posición central en el ápice y subdorsal cerca de la protoconcha. Restos del fragmocono comúnmente encontrados dentro del alveolo. Líneas laterales no son observadas en ninguno de los ejemplares. En el caso de MURAY.PI.290 coincide en casi todos los rasgos descritos, sin embargo, tiende a ser más esbelto y menos comprimido. También es notablemente más pequeño, por lo que podría tratarse de un sub-adulto, y tales diferencias sean ontogenéticas.

Dimensiones:

Tabla 5.2: Medidas de *Parabelemnopsis madagascariensis*. Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.278	184	122	20.3	21.8	0.93	173
MURAY.PI.278	162	107	18.3	19.4	0.94	144
MURAY.PI.278	128	87	11.3	11.9	0.95	112

Discusión: El material estudiado se corresponde bien con *P. madagascariensis* (Besairie, 1930), con la diferencia de que el holotipo (Besairie, 1930: Pl. 13, Fig. 4) es ligeramente más cónico y robusto respecto al material del lago Elizalde. Besairie (1930: pág. 553) indicó para el holotipo un rango estratigráfico Titoniano – Valanginiano, no quedando claro la edad precisa de este. Combémorrel (1988) menciona también a la especie en el Kimmeridgiano. Con un rango tan amplio (~20 Ma), es posible que las diferencias vistas en el material aquí estudiado, presentan sutiles

variaciones morfológicas propias de la evolución del linaje, no obstante, dentro de lo que se puede considerar la misma especie.

P. madagascariensis es bastante similar a *P. casterasi* Besairie, del cual se diferencia por el surco, el cual es más ancho y conspicuo en el primero, el que también tiene un contorno cónico a cilindrocónico, en contraste con *casterasi*, que es más cilíndrico (Combémorél, 1988). Diferencias parecidas son las que distinguen a *P. madagascariensis* de *P. patagoniensis* (en tamaño y bordes del surco, robustez y contorno) (Riccardi, 1977) lo que implica una gran similitud entre *P. casterasi* y *P. patagoniensis*. Es posible que *casterasi* y *patagoniensis* correspondan a la misma especie, pero es difícil de determinar actualmente debido al estado incompleto del holotipo de *patagoniensis* (Favre, 1908: Pl. XXXII, Fig. 6-7; Riccardi, 1988, Pl. 9, Fig. 5-6) y la ausencia de material topotipo complementario que esté ilustrado.

Aguirre-Urreta & Suárez (1985) describen algunos belemnites fragmentarios de la Formación Yahgan (Berriasiano – Hauteriviano) en la isla Hoste (Región de Magallanes) los cuales asignan a *Belemnopsis madagascariensis* Besairie, 1930, en base al surco y contorno. Llama la atención que el surco es descrito como “profundo y angosto en la región alveolar, con bordes redondeados y se hace sucesivamente más suave y ancho hasta perderse cerca del ápice, pero no llegando hasta él” (pág. 9). Esta descripción no coincide con la especie *madagascariensis*, la cual se caracteriza por el surco estrecho en toda su extensión, característica observable tanto en el material tipo de Besairie (1930: Pl. XIII, Fig. 4) como en los ejemplares reportados por Combémorél (1988: Pl. 5-7), ambos de Madagascar. En general la descripción provista por Aguirre-Urreta & Suárez (1985) coincide mucho mejor con *Telobelemnopsis*, e inclusive el material figurado podría contener otros taxones si se consideran los belemnites con surcos significativamente anchos, más allá de lo esperable para *Telobelemnopsis* (Aguirre-Urreta & Suárez, 1985: lám. 1, Fig. c-d).

Ocurrencia: *P. madagascariensis* es típicamente registrado en el intervalo Titoniano – Valanginiano de Madagascar. También ha sido reportado para el Valanginiano – Hauteriviano de la Formación Spartan Glacier en la Isla Alexander, Antártica y para el Berriasiano del lago San Martín, provincia de Santa Cruz, Argentina.

Parabelemnopsis “patagoniensis” (Favre, 1908)

Lámina 2, A-N; Lámina 3, A-J

1908 *Belemnites patagoniensis* Favre, pág. 640, tafel XXXVII, Fig. 6, 7.

1921 *Belemnites patagoniensis* Favre: Bonarelli y Nagera, pág. 16-17, Fig. 2.

1928 *Belemnopsis patagoniensis* (Favre): Stolley, table XXIX, Fig. 2 a-b.

non 1936 *Belemnites (Belemnopsis) patagoniensis* Favre: Feruglio, pág. 81-83, tavola X, Fig. 1-4

1977 *Belemnopsis patagoniensis* (Favre): Riccardi, pág. 243-244, Fig. 6, a-c, g-i.

? 2015 *Parabelemnopsis cf. patagoniensis* (Favre): Ippolitov *et al.*, pág. 55-57, Fig. 2.

? 2023 *Belemnopsis sp. cf. Belemnopsis patagoniensis* (Favre): Vennari *et al.*, pág. 6-7, Figs. 4.1-4.6, 5.1-5.2.

Material: Siete ejemplares completos: MURAY.PI. 219, 277, 281, 283, 286, 288, 291, los primeros seis figurados. El 291 se encuentra recristalizado. Todos adultos o sub-adultos. Adicionalmente, varios incompletos: MURAY.PI.219, 293, 322, 336, 347, 352, 367, 382, 386, 387, 400.

Descripción: Elongado y robusto, de 8 a 10 veces más largo que el máximo ancho transversal que suele ubicarse entre la altura de la protoconcha y el extremo alveolar. Cilíndrico o cilindrocónico en contorno, a veces incipientemente hastado (compresión en la zona alveolar). Cilindrocónico en perfil y asimétrico, con el ápice dorsalmente desplazado, el cual es subagudo a subredondeado y puede ser mucronado. Secciones transversales son siempre comprimidas, aumentando el grado de compresión desde el ápice ($A= 0,94-0,98$) hasta el alveolo, donde es muy comprimido o comprimido ($A= 0,88-0,95$). Estas secciones transversales alveolares tienen un aspecto ovoide, mientras que en la zona apical es más circular, aunque el vientre en mayor o menor medida también se encuentra achatado. Posee un surco de posición ventral que nace en el extremo alveolar, donde es estrecho y moderadamente profundo, con paredes abruptas, que le dan una forma de “v” en vista transversal. A partir de la zona troncal (alrededor de $2/5$ a $1/2$ del largo) se empieza a somerizar y las paredes se van suavizando, hasta desaparecer entre unos 15 a 25 mm del ápice (~80% de la extensión total del rostrum). La línea apical es ortolíneada, y de posición subdorsal en la protoconcha, volviéndose más centrada a medida que se acerca al ápice. El fragmocono suele hallarse parcialmente preservado, e inserto en la cavidad alveolar. No fueron observadas líneas laterales en ninguno de los ejemplares.

Dimensiones:**Tabla 5.3: Medidas de *Parabelemnopsis "patagoniensis"*.** Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.277	169	106	19,8	11,6*	0,88	162
MURAY.PI.281	138	96	15,4	16,6	0,93	114
MURAY.PI.283	127	95	13,6	14,5	0,94	91
MURAY.PI.286	149	102	16,1	16,8	0,96	109
MURAY.PI.288	135	93	12,8	13,6	0,94	117
MURAY.PI.291	117*	-	12,1*	13,1*	0,92*	110*

Discusión: Los ejemplares estudiados en general son muy similares a las descripciones y materiales figurados de *P. patagoniensis* (Favre), así como las características típicamente descritas para la especie (Riccardi, 1977; Vennari, 2023). Difieren en ser sutilmente hastados, característica no mencionada previamente para la especie. Adicionalmente, los materiales de lago Elizalde son, en general, más robustos, especialmente en los ejemplares más grandes (ej.: MURAY.PI.277). Estas diferencias podrían responder a parte de la variabilidad intraespecífica.

Parabelemnopsis patagoniensis (Favre) comparte bastantes similitudes con *P. madagascariensis* (Besairie), las cuales ya fueron discutidas previamente (Pág. 36), así como con *P. casterasi* (Besairie) el cual es muy afín a *patagoniensis*. El problema con *P. patagoniensis* es que carece de una diagnosis revisada, y que cuenta con apenas un holotipo incompleto (Favre, 1908, pág. 640, tafel XXXVII, figs. 6-7). El holotipo en cuestión corresponde a GPIF 39.40 alojado en la Universidad de Friburgo (Alemania). Se trata de un ejemplar en cuyo extremo anterior se observa una cavidad en vista transversal que indica la presencia del fragmocono a esa altura. El contorno es cilindrocónico. Su surco en posición ventral se aprecia estrecho y moderadamente profundo, hasta cerca del extremo posterior donde empieza a perder profundidad, y en vista transversal se observa con forma de “v”. Respecto del holotipo y los demás belemnites estudiados por Favre (10 en total), el autor dice lo siguiente [traducción desde el alemán (Favre, 1908: pág. 640)]: “gruesos, de sección circular, delgados y con un aumento muy gradual del grosor... puede verse un surco ventral bastante marcado”.

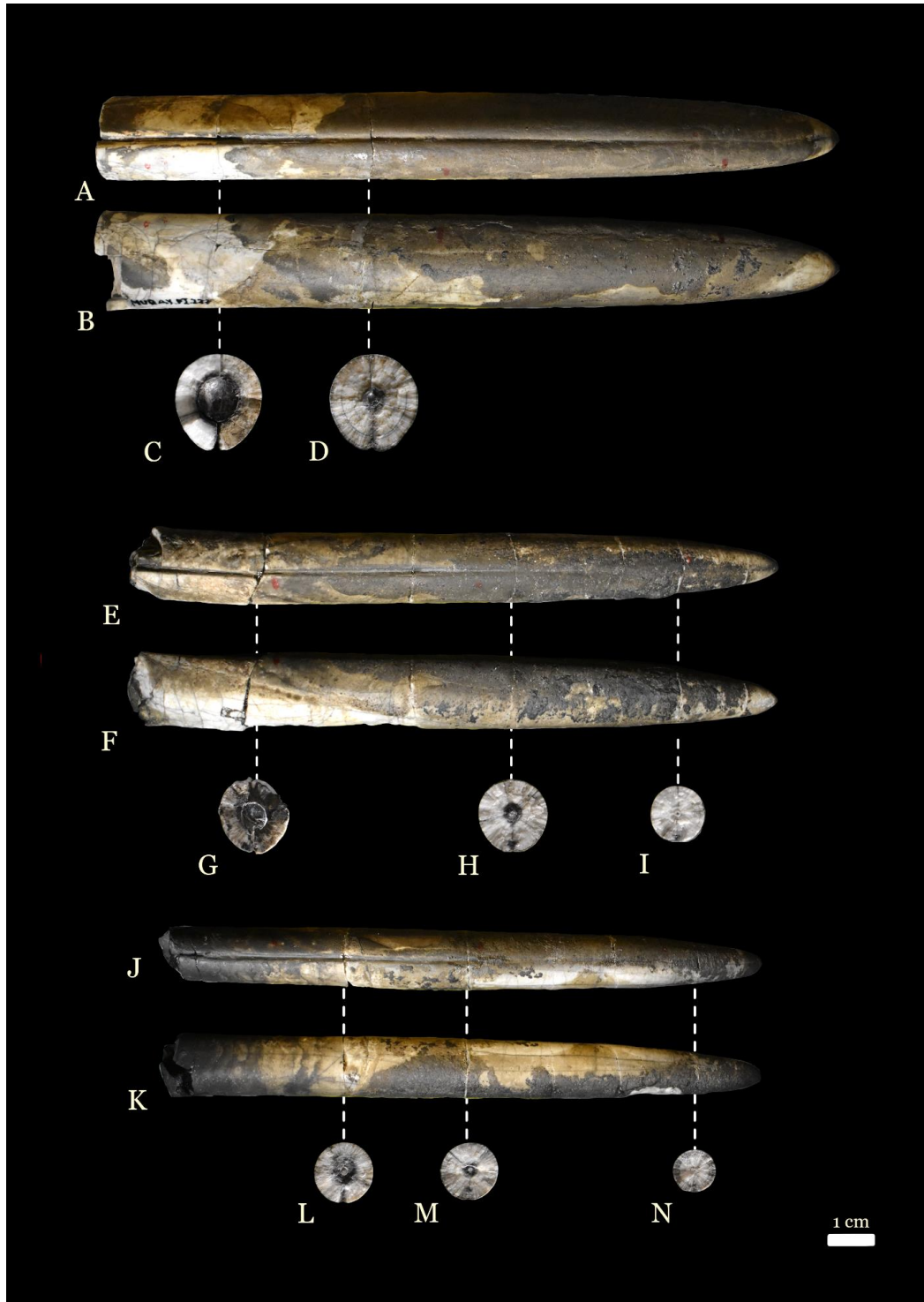


Lámina 2. Belemnites II. A-N *Parabelemnopsis* “patagoniensis” (Favre, 1908). A-D, MURAY.PI.277: A, vista ventral, B, vista lateral derecha, C-D, secciones transversales. E-I, MURAY.PI.286: E, vista ventral, F, vista lateral derecha, G-I, secciones transversales. J-N, MURAY.PI.290: J, vista ventral, K, vista lateral derecha, L-N, secciones transversales.

Por otro lado, *P. casterasi* (Besairie) es una especie definida para el Kimmeridgiano de Madagascar que se caracteriza por un rostrum alargado y puntiagudo, con un diámetro dorso-ventral siempre ligeramente mayor que el transversal (comprimido), una sección alveolar elipsoidal y un surco ventral profundo pero muy estrecho que se extiende desde la región alveolar “hasta la punta” (Besairie, 1936, pág. 147). Riccardi (1977), al comparar *madagascariensis* con *patagoniensis* señala que esta última especie se diferencia en “ser más corta, con un surco más ancho y profundo y con márgenes redondeados”. Por su parte, Besairie (1936) indica, respecto a *P. casterasi*: “Esta especie no debe confundirse con *Belemnopsis madagascariensis* Besairie, cuyo diámetro aumenta constantemente de la punta hasta el alveolo y cuyo surco es más ancho”.

Combémorrel (1988) opina respecto a la diferencia entre estas dos especies que “no obstante, *P. casterasi* es más esbelta, su perfil más cilíndrico en gran parte de la longitud del rostrum, y, sobre todo, un surco más estrecho”. Dadas las similitudes que *P. patagoniensis* y *P. casterasi* presentan entre sí, siguiendo las descripciones originales, así como al ser comparadas con *P. madagascariensis* hechas por Besairie (1936), Riccardi (1977) y Combémorrel (1988), las especies *P. patagoniensis* (Favre) y *P. casterasi* (Besairie) son probablemente sinónimos. Sin embargo, la falta de un material tipo más completo para *Parabelemnopsis patagoniensis* resulta limitante para el testeo de esta hipótesis. Riccardi (1977; pág. 243) mencionó la existencia de material topotipo (de la localidad original de Favre) del lago Belgrano. Lamentablemente, este material no estaba disponible en la colección de la UNLP para su revisión durante la realización de este trabajo.

Basado en el conocimiento actual acerca de *Parabelemnopsis patagoniensis* (Favre), es claro que la definición de la especie y los rasgos que se han usado para distinguirlo son ambiguos y es necesaria una revisión del taxón. En este trabajo se mantiene el uso de *patagoniensis* basado en su uso extendido en la literatura, y su amplia distribución, no obstante, haciendo notar estas inconsistencias que entorpecen una adecuada comparación.

Ocurrencia: *P. patagoniensis* es una especie ampliamente documentada en la Patagonia Chilena y Argentina (Favre 1908; Fuenzalida, 1935; Skarmeta, 1974; Riccardi, 1977; Riccardi, 1988) donde se reporta desde el Titoniano superior hasta el Hauteriviano.

Recientemente ha sido reportado para el Titoniano de la cuenca Neuquina (Vennari y otros, 2023), Adicionalmente existe un registro único comparado en el Berriasiano de la península de Crimea, en la región del mar Negro, Europa oriental (Ippolitov *et al.*, 2015).

***Parabelemnopsis* sp.**

Material: Ejemplares parcialmente completos, MURAY.PI.294-296, 298, 299, 304-307, 317, 318, 320, 321, 332, 338-340, 343, 345, 346, 357-359, 365, 366, 370, 372-376, 378-381, 383-385, 390, 394, 396, 397.

Descripción: Ejemplares incompletos, generalmente con menos de 1/3 del largo estimado del individuo conservado, o que se encuentran fuertemente erosionadas y/o deformadas, lo que impide su reconocimiento. Se observan algunas características comunes, como el contorno, que siempre es cónico o cilindrocónico. Es posible que algún ejemplar sea levemente hastado pero es difícil de determinar sin ver la transición entre la zona alveolar y la troncal. En perfil son cónicos a cilíndricos, y en aquellos que se observa el ápice, este va desde agudo a moderadamente agudo, aparentemente asimétrico y en algunos casos mucronado. Siempre poseen un surco ventral estrecho, que se observa hasta como mínimo la zona troncal, pero no se observa en todos los casos en la zona apical.

Género *Telobelelemnopsis* Howlett, 1989

Especie tipo: *Belemnopsis (Telobelelemnopsis) bertrami* Howlett, 1989, del Valanginiano – ¿Hauteriviano de la isla Alexander, Antártica.

Discusión: De la misma manera a lo ocurrido con *Parabelemnopsis* Howlett, y bajo argumentos similares (Utilidad y rasgos bien definidos), se considera en este trabajo su estatus nomenclatural genérico de acuerdo a lo sugerido por Ippolitov *et al.* (2015).



Lámina 3. Belemnites III. A-J *Parabelemnopsis* “patagoniensis” (Favre, 1908). A-E, MURAY.PI.281: A, vista ventral, B, vista lateral derecha, C–E, secciones transversales. F–J, MURAY.PI.283: E, vista ventral, F, vista lateral derecha, G–I, secciones transversales. K–O, *Telobelemnopsis* cf. *bertrami* Howlett, 1989. MURAY.PI.287: J, vista ventral, K, vista lateral derecha, L–N, secciones transversales.

***Telobelemnopsis cf. bertrami* (Howlett, 1989)**

Lámina 3, K-O

cf. 1989 *Telobelemnopsis bertrami* Howlett, págs. 46-47, Pl. 9, Fig. 7-10, 13-14**Material:** MURAY.PI.287, encontrado en el nivel (C2-T18), figurado.

Descripción: Rostrum mediano, casi completo, elongado. Ocho veces y medio aprox. más largo que el máximo ancho transversal, ubicado en la mitad del rostrum conservado. Se observa levemente hastado en vista ventral, aunque debido a la deformación que posee en la zona alveolar es probablemente cilíndrico. En perfil es cilíndrico y aparenta ser ligeramente asimétrico. El ápice no se conserva, pero al proyectarlo se infiere que debe ser agudo a moderadamente agudo. En sección es circular en la zona apical y troncal ($A=1,02-0,99$) mientras que se observa comprimido en la zona alveolar ($A=0,93$). Surco alveolar ventral que inicia estrecho y profundo en el extremo alveolar, con forma de V, y que se empieza a ensanchar y somerizar gradualmente a partir del tercio posterior y que se extiende a lo largo de todo el ejemplar, probablemente desapareciendo de manera completa cerca del ápice, donde se presenta como un aplanamiento ligeramente deprimido del vientre. Ausencia de surcos dorsales o laterales, así como de líneas laterales. Línea apical ligeramente subdorsal en el tronco y central hacia el ápice. Fragmacono parcialmente conservado, el cual penetra hasta $1/3$ del largo total.

Dimensiones:**Tabla 5.4** Medidas de *Telobelemnopsis cf. bertrami*. Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.287	145*	97*	14.9	16.1*	0.93	139*

Discusión: Los caracteres observados coinciden con *Telobelemnopsis* Howlett, tales como el contorno cilíndrico a subhastado y el surco profundo y estrecho en la zona alveolar que gradualmente someriza y se ensancha hacia el ápice. De las tres especies descritas por Howlett, *T. bertrami* es la más similar, con la cual comparte una figura esbelta, ligeramente hastada en vista ventral y la forma del surco, tal como se observa en el holotipo KG.3456.47 (Howlett, 1989: Pl. 9, Fig. 7-8). Sin embargo, el material de Elizalde es considerablemente más grande que cualquiera de los ejemplares descritos de la isla Alexander (~25% más grande respecto al mayor de estos,

KG.3457.34) y posee secciones transversales más comprimidas. Esta última diferencia puede deberse a que el material estudiado se encuentra ligeramente deformado, especialmente en la zona alveolar. Junto a lo anterior, la falta del ápice preservado no permite confirmar una naturaleza aguda propia de la especie. Se distingue de *T. rymilli* Howlett, también de isla Alexander que es más robusto y subhastado.

Los miembros del género *Parabelemnopsis* también tienen un surco que en la zona alveolar es profundo y estrecho y que se extiende hasta cerca del ápice, sin embargo, en estos el surco es estrecho en todo el trayecto y, además, tienden a tener un contorno más cilindro-cónico lo cual difiere con el ejemplar estudiado.

Hibolithes belligerundi Willey, tiene un surco que llega hasta cerca del ápice y secciones transversales similares, pero es marcadamente hastado (mientras que este lo es ligeramente) y no posee el ensanchamiento del surco en la zona apical propio de esta especie.

Ocurrencia: Esta especie es conocida solamente de la Formación Leda Ridge (Valanginiano-?Hauteriviano) de la Isla Alexander, Antártica.

***Telobelemnopsis cf. stephensoni* Howlett, 1989**

Lámina 3, A-F

cf. 1989 *Telobelemnopsis stephensoni* Howlett, págs. 47-48, Pl. 9, Fig. 1-2, Pl. 10, figs. 1-4

Materiales: Un ejemplar, MURAY.PI.280, proveniente de lago Elizalde, capa C2-T12.

Descripción: Rostrum casi completo (falta parte de la sección alveolar y el ápice está erosionado). Moderadamente robusto, al menos ocho veces más largo que el DIMax. En vista ventral es cilindrocónico y simétrico mientras que en perfil es cónico y aparentemente asimétrico. El ápice se observa agudo, aunque este rasgo puede estar acentuado por la erosión. Secciones transversales levemente comprimidas en el ápice y tronco ($A=0,97$) y comprimido en el alveolo ($A=0,94$). Surco ventral nace en el alveolo donde es estrecho y profundo, somerizando rápidamente a partir de $1/5$ del largo total, para luego hacerse casi imperceptible y desaparecer por completo a los $3/5$ del largo

total (unos 45 mm del extremo posterior). La línea apical es ortolíneada y tiene una posición que va de subdorsal en la zona alveolar a central en la zona apical. El fragmocono está parcialmente preservado dentro de la cavidad alveolar, y penetra hasta 1/3 del largo total. Líneas laterales no visibles.

Dimensiones:

Tabla 5.5: Medidas de *Teloblemnopsis cf. stephensoni*. Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.280	149*	92	18.1	19.2	0.93	90*

Discusión: *Teloblemnopsis stephensoni* Howlett posee un surco estrecho, somero y corto que se extiende solamente hasta cerca de la mitad del largo total y es cilindrocónico en contorno, características observadas en el ejemplar MURAY.PI.280. Difiere ligeramente de la diagnosis de Howlett (1989) en las secciones transversales, las que se esperan sean ligeramente deprimidas en el ápice y circular en la zona troncal, no obstante, en este espécimen es ligeramente comprimido en estas. Además, el ápice no está bien preservado, lo que dificulta su comparación con el material tipo.

El ejemplar presenta algunas similitudes con *Parabelemnopsis madagascariensis* (Besairie) tales como el contorno cónico y el surco que en la zona alveolar es moderadamente estrecho y bastante profundo, con forma de “u”. Sin embargo, el surco del belemnite aquí revisado pierde rápidamente profundidad y desaparece completamente pasado el punto medio del rostrum.

Este ejemplar posee en su zona apical bioerosiones, algunas de ellas visibles como trazas vermiformes y algunas perforaciones (Figura 6.1).

Ocurrencia: Esta especie es conocida solamente de la Formación Leda Ridge (Valanginiano-? Hauteriviano) de la Isla Alexander, Antártica.

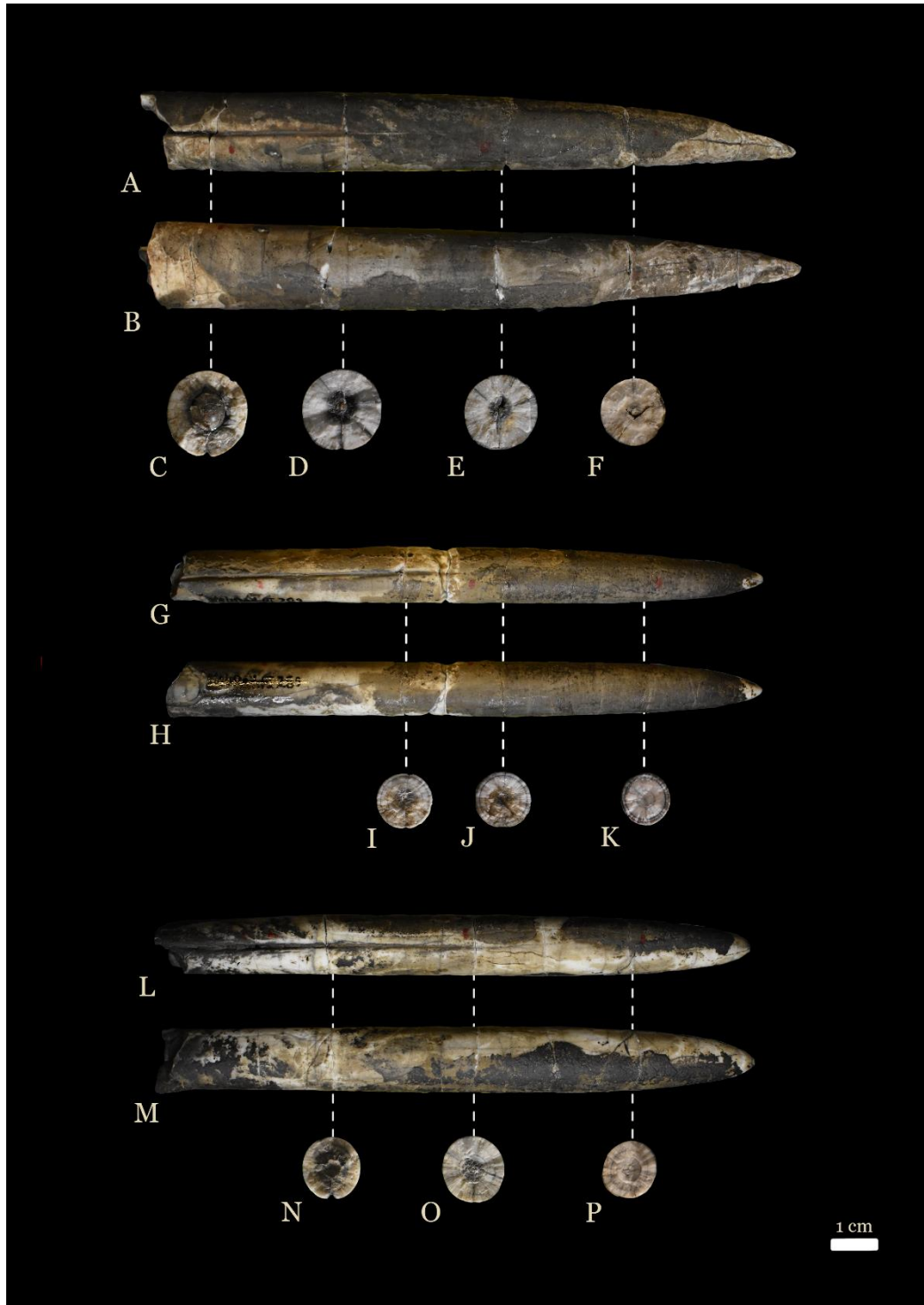


Lámina 4. Belemnites IV. A-F *Telobelelemnopsis* cf. *stephensoni* Howlett, 1989. MURAY.PI.280: A, vista ventral, B, vista lateral derecha, C-F, secciones transversales. G-K *Telobelelemnopsis* sp. nov.?. MURAY.PI.289: G, vista ventral, H, vista lateral derecha, I-K, secciones transversales. L-P *Hibolites antarctica* Wiley, 1973. MURAY.PI.282: L, vista ventral, M, vista lateral derecha, N-P, secciones transversales.

***Telobelelemnopsis* sp. nov.?**

Lámina 4, G-K

cf. 1989 *Telobelelemnopsis* cf. *stephensoni* Howlett, pág. 48,50, text-fig. 2, D-E.**Material:** Un ejemplar completo, MURAY.PI.289.

Descripción: Rostrum completo elongado, esbelto. 10 veces más largo que el DI_{Max} . Ligeramente hastado (subhastado) en contorno y cilíndrico en perfil, donde además es asimétrico. Ápice agudo, ligeramente asimétrico. Secciones transversales comprimida en el ápice (0,94) a circular en el tronco ($A= 1,01$) y ligeramente comprimida en el alveolo ($A= 0,95$). Surco ventral estrecho y moderadamente profundo en el extremo alveolar, que se someriza gradualmente y desaparece completamente poco después de alcanzar la mitad posterior. Línea apical ortolíneada, de posición central en el ápice, y ligeramente desplazada hacia el dorso en el anterior. Líneas laterales no observadas y fragmocono aparentemente ausente. Basado en las secciones observadas se infiere que este último no penetra más allá de $1/3$ del largo total conservado.

Dimensiones:**Tabla 5.6:** Medidas de *Telobelelemnopsis* sp. nov.?. Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.289	135	87	11.8	12.4	0.95	68

Discusión: MURAY.PI.289 presenta características que permiten asignarlo cómodamente dentro del género *Telobelelemnopsis* Howlett. Posee un surco prominente y estrecho que se extiende hasta cerca del punto medio del rostrum y posteriormente desaparece por completo y secciones que son ligeramente comprimidas en la zona apical, circular en la troncal y comprimidas en la zona alveolar, lo que coincide con las circulares en la diagnosis, que pueden ser comprimidas en el alveolo. El contorno es levemente hastado mientras que la diagnosis indica que puede ser subhastado.

El ejemplar comparte algunas similitudes con *Parabelemnopsis patagoniensis* (Favre), como el surco estrecho y poco profundo y la forma esbelta y elongada, sin embargo *Telobelelemnopsis* sp. nov.? es marcadamente más hastado en contorno. Adicionalmente, ningún belemnite asignado a

“*patagoniensis*” posee un surco tan corto y al compararlo con un ejemplar de la misma talla (MURAY.PI.281), este último resulta ser notablemente más robusto respecto al aquí discutido.

Hibolithes antarctica Willey, es hastado en contorno y tiene un surco que llega solamente hasta alrededor de la mitad del largo total, pero es siempre comprimido en sección transversal, subhastado en perfil y es notoriamente más robusto que este ejemplar.

Tanto *Telobelemnopsis bertrami* Howlett como *T. rymilli* Howlett pueden ser sub-hastadas en contorno y poseen un surco estrecho y conspicuo en la zona alveolar, pero en estas especies el surco se extiende pasado el punto medio y hasta llegar cerca del ápice.

Telobelemnopsis stephensoni Howlett, es la especie con la que comparte una mayor cantidad de características. Al igual que esta, el ejemplar estudiado cuenta con un surco estrecho, somero y corto que se extiende solamente hasta el tronco superior. No obstante, se diferencia por tener un contorno subhastado y un perfil cilíndrico en contraste con el contorno cilíndrico y perfil cónico descrito para la diagnosis de *T. stephensoni*.

Presenta rasgos más similares al material designado como *Telobelemnopsis cf. stephensoni* por Howlett (1989: pág. 48, 50; Text-fig. 2D, E), el cual describe como “hastado en contorno y débilmente hastado en perfil” y con un ápice agudo, además de carecer de un aplanamiento ventral posterior al surco. Difiere levemente con esta en el perfil, que es simétrico con el figurado por Howlett. Es posible que el ejemplar estudiado aquí y el material de Howlett ya mencionado sean conespecíficos.

La combinación de rasgos en este espécimen es única entre todos los *Telobelemnopsis* conocidos, y por tanto, podría representar una especie no descrita, a la espera de material similar que permita su confirmación.

Género *Hibolites* Mayer-Eymar, 1883 (non *Hibolithes* Montfort, 1808)

Especie tipo: *Belemnites hastatus* Blainville, 1927. Calloviano de Francia.

Discusión: Combémorel & Howlett (1993) discuten las denominaciones *Hibolithes* Montfort, 1808, e *Hibolites* Mayer-Eymar, 1883 y concluyen que la denominación de Mayer-Eymar es válida por sobre la de Montfort debido a que el espécimen tipo figurada por este último, corresponde realmente a un ejemplar del género *Duvalia* Blainville, 1827.

Stevens *et al.* (2023), discuten la clasificación clásica de los belemnites (Orden: Belemnitida) y la validez de sus familias, y entre estas, la pertenencia de *Hibolites* dentro de la familia Belemnopseidae. Al realizar análisis bayesiano comparando elementos morfológicos de varios géneros de belemnites, este arroja que la especie *Hibolithes semisulcatus* Münster, y por extensión, infieren que el género *Hibolithes* (= *Hibolites*) sería el taxón más basal de un nuevo clado, Pseudoalveolata, sin jerarquía definida. Debido a que la característica diagnóstica del clado (la presencia de un pseudoalveolo) no es transversal a todas las especies del género, incluyendo la registrada en este estudio, se ha optado considerar a *Hibolites* como parte de la familia Belemnopseidae para efectos de este trabajo.

***Hibolites antarctica* Willey, 1973**

Lámina 4, L-P

1973 *Hibolithes antarctica* Willey, pág. 43, Fig. 5. a-b.

1989 *Hibolithes antarctica* Willey: Howlett, págs. 55-56, Pl. 10, Figs. 5-6

Material: MURAY.PI.282, encontrado en el nivel C2-T18, figurado.

Descripción: Rostrum prácticamente completo, moderadamente robusto y elongado, con un largo unas 9 ½ veces mayor al máximo ancho transversal, ubicado aprox. a la mitad del largo completo. Contorno simétrico y subhastado, perfil ligeramente asimétrico y subhastado, terminando en un ápice moderadamente agudo y probablemente mucronado. Secciones transversales son comprimidas en todo el recorrido, especialmente en la zona apical (A=0,89) y tienen una forma subredondeada a subcuadrada, con el vientre algo achatado. Posee un surco ventral medial que

nace en el extremo alveolar, donde es estrecho y profundo, y que se someriza rápidamente a partir de $\frac{1}{4}$ de la longitud del rostrum, para desaparecer poco después de alcanzar la mitad posterior. La línea apical mantiene una posición central a lo largo de todo el rostrum y es ortolíneada. No se observa la protoconcha, sin embargo, en base a las secciones expuestas se infiere que el fragmocono no penetra más allá de $\frac{1}{5}$ del largo total. Líneas laterales no visibles.

Dimensiones:

Tabla 5.7: Medidas de *Hibolites antarctica*. Todas las medidas en mm.

Ejemplar	<i>L</i>	<i>l</i>	<i>DI</i>	<i>Dv</i>	<i>A</i>	<i>S</i>
MURAY.PI.282	135	108	13.3*	14.0*	0.95	77

Discusión: El material estudiado presenta diferencias notables con respecto a otros del sitio Elizalde. Las características observadas permiten asociarlo fuertemente a *Hibolites antarctica* Willey, debido a que posee tallas similares ($L=135$ mm en este ejemplar, 150 en KG.401.22, el más grande de Willey (1973)), un surco que también solo se extiende hasta el tronco superior, ser marcadamente comprimido, con un ápice moderadamente obtuso y un perfil hastado. Sin embargo, difiere ligeramente con este en tener una contorno subhastado y no hastado, y el *DI*Max más anteriormente ubicado comparado con la diagnosis de Willey (1973), lo que aquí se considera como parte de la variación intraespecífica.

Hibolites belligerundi Willey, comparte bastantes características con MURAY.PI.282, como poseer el *DI*Max en la zona anterior, no obstante se diferencia en un surco que llega hasta el ápice y algunas secciones deprimidas, lo que no se observa en el ejemplar del lago Elizalde. *H. subsiformis* Raspail, es marcadamente más hastado y esbelto y con tallas mucho más pequeñas. *H. aff. jaculum* (Riccardi, 1977: Fig. 6, m-o) es descrito como elongado y tiene secciones transversales comprimidas, sin embargo es notablemente más hastado en contorno en comparación a PI.282, y su surco parece extenderse hacia la zona apical.

Teloblemnopsis stephensoni Howlett, posee un surco corto, estrecho y profundo que llega hasta el tronco superior y un vientre aplanado, y existe un parecido entre el ejemplar figurado por Howlett (1989) como *Belemnopsis* (T.) cf. *stephensoni* (text-fig.2 D, E) y el material estudiado. Sin embargo

T. stephensoni es cilíndrico en contorno y cónico en perfil, lo que nuevamente no se observa en este caso.

Ocurrencia: *Hibolithes antarctica* es conocido solamente del Berriasiano de la Isla Alexander, Antártica.

Otros materiales

Adicionalmente a todo el material previamente mencionado, existe ejemplares que debido a su pobre preservación y/o representar un fragmento muy pequeño del individuo, no pueden ser identificados con precisión. Este material es incluido en la Tabla 5.1.

Tabla 5.8: Material (Belemnites) no clasificado.

Muestras	Identificación	Descripción
MURAY.PI. 248-262, 264-267, 313-316, 319, 323, 356, 368, 369, 401, 402	Belemnitida	Restos pequeños y mal preservados. No se identifican rasgos tales como el surco, que permitan la asignación a una familia.
MURAY.PI. 218, 220, 221, 225-227, 300-303, 308, 309, 311, 312, 324-330, 335, 337, 341, 348-351, 353, 355, 360-362, 371, 388, 389, 391-393, 395, 398, 403	Belemnopseidae	Restos incompletos donde se observan caracteres como el surco o el ápice pero que no están suficientemente completos como para una determinación genérica.

5.4 OTRAS FAUNAS

5.4.1 Nautiloideos

Un solo ejemplar incompleto y algo deformado asignable a la subclase Nautiloidea fue hallado en la campaña 2023, MURAY.PI.404 (Lámina 5 A), el cual fue recolectado como material de rodado en la base de la columna 2. Corresponde a un molde interno, grande (10 cm de diámetro mínimo). La conchilla tiene una forma globosa e involuta. Líneas de sutura de forma nautilíca, moderadamente densas. En la zona dorso ventral poseen un lóbulo suave que evoluciona en una amplia silla lateral-ventral. El sífinculo es de posición central a ligeramente ventral. En la cara mejor preservada se observan 11 septos. Se observan fragmentos de la conchilla externa, pero se encuentran muy mal preservados por lo que no se observa ornamentación.

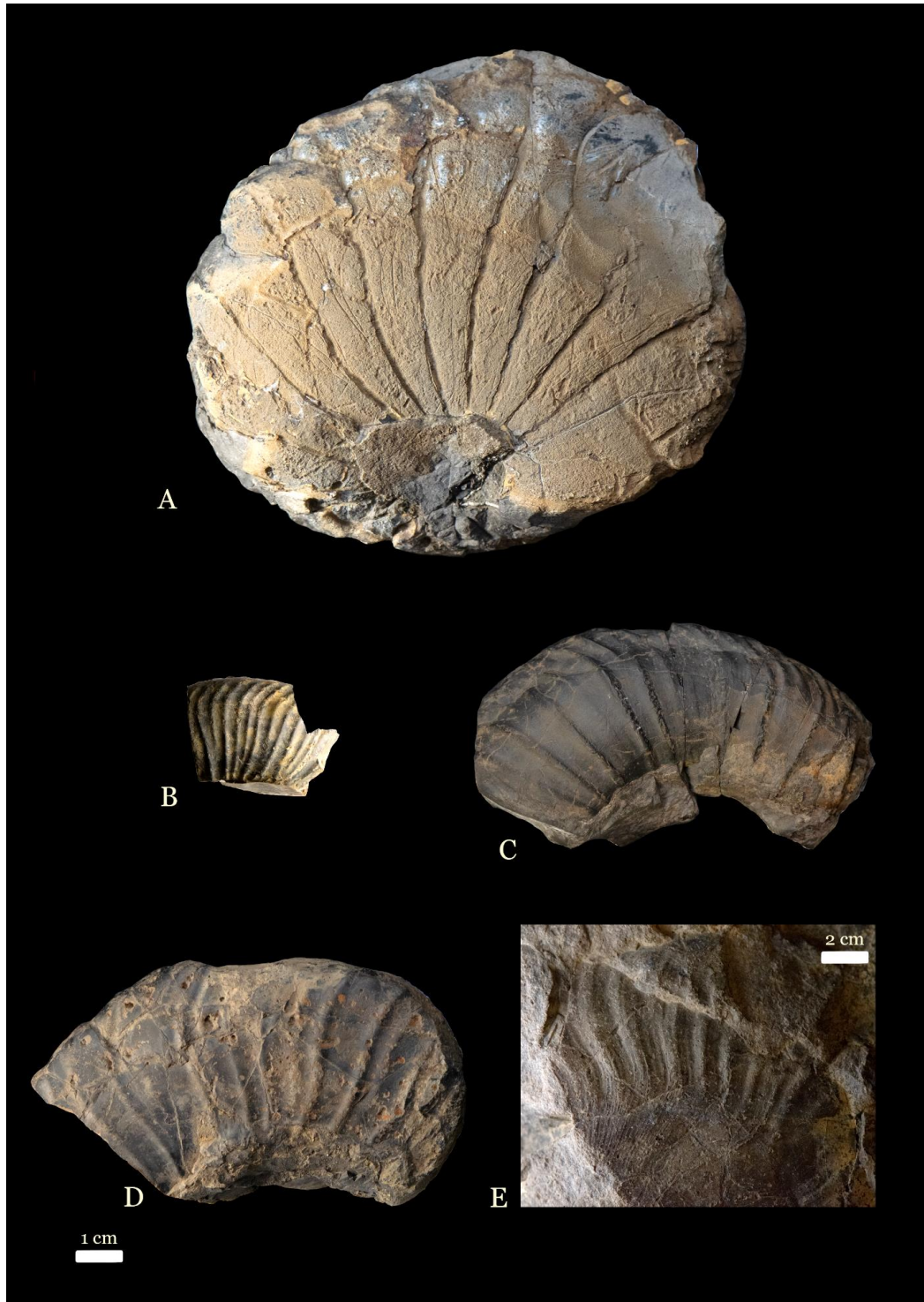


Lámina 5. Nautiloideos y ammonoideos. A, *Cymatoceras* cf. *perstriatum* (Steuer, 1897). MURAY.PI.404. B, *Favrella* cf. *americana* (Favre, 1908). MURAY.PI.223. C–D, *Favrella wilckensi* (Favre, 1908). C, MURAY.PI.413, MURAY.PI.416. E, *Protaconeceras* cf. *patagoniense* (Favre, 1908). MURAY.PI.440.

El ejemplar es asignado como *Cymatoceras cf. perstriatum* (Steuer) en base a la una gran semejanza a la especie especialmente en la forma globosa y el patrón de la línea de sutura, aunque difiere, porque tiene una mayor densidad de septos y una posición del sifúnculo más ventral. El fósil aquí tratado es similar al asignado como *Cymatoceras* sp. A (Cichowolski, 2003: pág. 385-386, Fig. 8a-c) y con el que comparte la forma, densidad septal y la línea de sutura, con la única diferencia de que el aquí estudiado no parece poseer el lóbulo ventral de los ejemplares de Cichowolski. Coincidentemente, *Cymatoceras* sp. A, está asignado al Hauteriviano de las cercanías del lago Belgrano, Argentina. Por las notables similitudes, es bastante probable que sean conespecíficas.

Un ejemplar recolectado anteriormente, MURAY.PI.275, sin dato estratigráfico, también es reconocido como un nautiloideo, sin embargo, el pobre estado de preservación impide una clasificación precisa. Dos líneas de sutura parecidas a las descritas en el fósil anterior sugieren su pertenencia al género *Cymatoceras*.

5.4.2 Ammonoideos

Cinco ejemplares, correspondientes a material de rodado (MURAY.PI.223, 409, 410) o provenientes de la columna 2, T1 (MURAY.PI.408) y T12 (MURAY.PI.405). En general son fragmentos de la última vuelta, salvo MURAY.PI.409, que es la última vuelta completa, aunque requiere preparación. Son evolutos, con una pared umbilical redondeada. Flancos cóncavos, hacia un vientre arqueado. Secciones ovales, con el ancho máximo en el flanco inferior. Ornamentación consistente en costillas prominentes, simples y consistentemente espaciadas que nacen en el borde umbilical y son proyectadas hasta el flanco inferior donde son rectirradiadas y al llegar al vientre se proyectan fuertemente, uniéndose en un arco suave. Son identificados como *Favrella cf. americana* (Favre). Esta especie ha sido asignada al Hauteriviano medio o medio/superior (Riccardi, 1984; Aguirre-Urreta *et al.*, 2007) y conforma su propia biozona homónima en la Patagonia chilena-argentina. Lámina 5.B.

Cinco ejemplares, de rodados: MURAY.PI.215, 230, 247, 412, y ocho in situ, MURAY.PI.413, MURAY.PI.406, 407, 414, 415, 417, 419-421 (C2-T12). son asignados como *Favrella wilckensi* (Favre). Al igual que con *F. cf. americana*, la mayor parte del material consiste en fragmentos de

la última vuelta. Son aparentemente evolutos, con la pared umbilical redondeada. Los flancos levemente cóncavos, uniéndose en un vientre agudo, con una sección de la vuelta de subtriangular a suboval. Las costillas nacen en el borde umbilical y son retirradiadas hasta el flanco alto, donde se flectan fuertemente hacia adelante, para unirse en el vientre formando un arco pronunciado. La densidad de las costillas es irregular, con algunas intercaladas que nacen en el flanco medio en vez del borde umbilical. *Favrella wilckensi* (Favre) constituye una biozona homónima para la cuenca Austral, a la cual se le asigna una edad hauteriviana superior (Riccardi, 1984; Aguirre-Urreta *et al.*, 2007). Lámina 5.C y 5.D.

El ejemplar MURAY.PI.440 (Lámina 5, E) fue recogido como rodado a la altura del tramo 12 (Columna 2). Corresponde a un fragmocono incompleto, aproximadamente 1/3 de una vuelta, incrustado en la roca. El flanco observado es levemente convexo hacia el vientre, lo que implica que el ancho máximo se encuentra en el flanco bajo o cercano al borde umbilical. Este último no se observa, pero se puede inferir que es más bien involuto, dada la altura de la vuelta. La ornamentación consiste en costillas gruesas y suaves que nacen en el flanco bajo y son prorsirradiadas hasta el flanco medio, donde se flectan hacia atrás, y siguen una trayectoria cóncava hasta donde son observables (zona ventrolateral). Acompañando a estas costillas van estriaciones muy finas y densas con la misma trayectoria.

A pesar de la pobre preservación de la muestra, esta posee una ornamentación muy distintiva que permite identificarlo como *Protacneceras cf. patagoniense* (Favre). El material coincide bien con el descrito por Riccardi (1987) para la especie, a excepción de que las costillas después de torcerse en el flanco medio se dividen en dos a tres secundarias en los ejemplares de Riccardi, lo cual no se observa en esta muestra.

Esta especie es endémica de la cuenca patagónica Austral y asociado a la biozona de *Favrella wilckensi* (Favre), del Hauteriviano superior. Otros ejemplares asignados a ammonites (subclase Ammonoidea) fueron recolectados, pero su estado de preservación impide una identificación precisa.

5.4.3 Bivalvos

Un total de 12 bivalvos fueron registrados en este estudio. Como en anteriores grupos, la mayor parte de estos son material de rodado, y en general, con un pobre estado de preservación.

Los ejemplares MURAY.PI,545 y 546 (Lámina 6, A) corresponden a moldes externos colectados como rodados en la base de la C2. Son de pequeñas dimensiones (>5 mm de ancho), forma subtriangular, más anchos que largos, con un extremo alargado y líneas concéntricas finas y equidistantes apenas preservadas. La preservación de estos es muy deficiente para una clasificación satisfactoria, pero su forma general es reminiscente de las especies *Nucula pueyrrydonensis* Stanton y *Nuculana corbuliformis* (Stanton), ambas del Cretácico Inferior (formaciones Springhill y Río Mayer) de la provincia de Santa Cruz, Argentina.

MURAY.PI.454 (Lámina 6, B). Obtenido, en la base de la columna 2 (C2-T1) en un nivel de lutitas negras. Corresponde al molde interno de una valva izquierda. Esta es casi equilateral, suboval a subcircular y aplanada. El umbo es central y algo alargado, con una forma triangular. Las aurículas, si es que posee, no se aprecian debido a la preservación. Debido a esto último la ornamentación es difusa, pero se observan algunas finas líneas de crecimiento. Es asignado como *Entolium cf. argentinum* (Stanton) debido a su semejanza con esta especie en la forma general y los márgenes. Difiere de los materiales de Stanton (1901) y Riccardi (1971) en tener un umbo más bajo. Esta especie ha sido registrada a la largo del Cretácico Inferior de la Patagonia chilena y argentina, incluyendo la Formación Katterfeld (Townsend, 1998).

5.4.4 Braquiópodos

Cinco moldes internos y/o externos de valvas dorsales fueron hallados entre ambas columnas: MURAY.PI.232, 233, 458 y 459 como rodados en C2 y MURAY.PI.457 (Lámina 6, C y D) como el único ejemplar in situ extraído en el nivel C1-T1.

Los rodados también fueron hallados en la base de la columna C2, lo que podría sugerir que los braquiópodos están restringidos a los niveles inferiores de la secuencia, aunque dada la elevada pendiente del afloramiento, no es raro que fragmentos del techo acaben a la altura de la base.

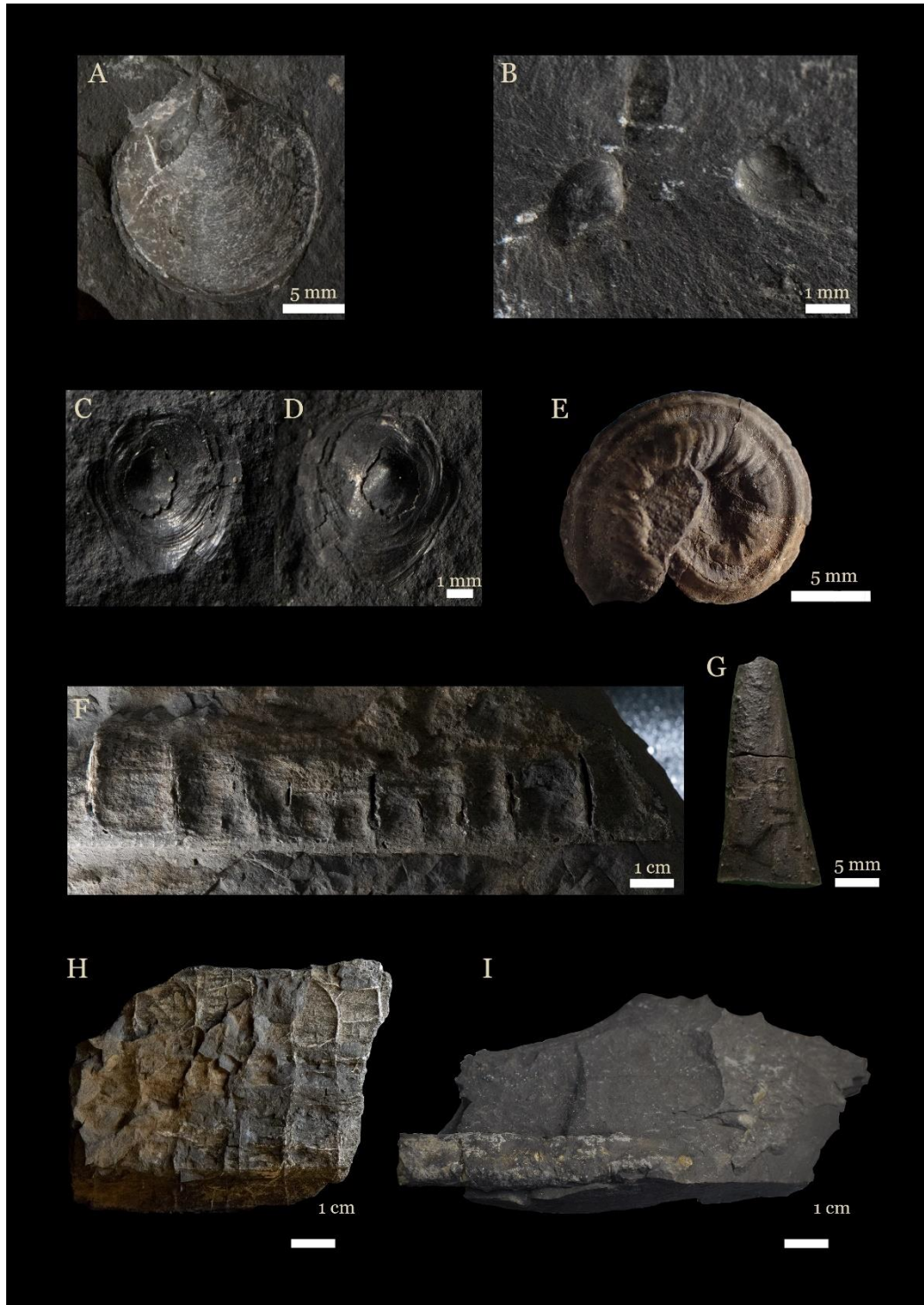


Lámina 6. Otros fósiles del sitio Elizalde. A, *Entolium* cf. *argentinum* (Stanton, 1901). MURAY.PI.454. B, Bivalvia indet. MURAY.PI.456, molde externo e interno. C-D, *Discinisca* cf. *variabilis* Thomson, 1971. MURAY.PI.457. C: molde externo, D, molde interno, ambas valva dorsal. E, *Rotularia* sp. MURAY.PI.241. F, Vertebrata indet. MURAY.PV.2007. G, Fósil indeterminado. MURAY.PI.461. H, Plantae indet. MURAY.PB.1001. I, *Ophiomorpha?* isp. MURAY.IC.252.

Todos los ejemplares son aquí designados como *Discinisca cf. variabilis* Thomson. En general son de pequeño tamaño (>5 mm de diámetro) y forma general cónica, con un ápice subcentral. Los márgenes son subredondeados aunque se trunca en la zona posterior derecha de algunos. Lateralmente asimétrica, con el ápice desplazado hacia la zona posterior, y un perfil puntiagudo. Se observan finas líneas de crecimiento de moderada densidad. Los ejemplares se asemejan bastante a las formas que Thomson (1971) describe como “de perfil alto” y son comparadas con esta especie debido al alto grado de variabilidad que se señala para esta. La especie es conocida del Aptiano de la isla Alexander, en la península Antártica, así como del Berriasiano de la provincia de Mendoza, Argentina (Damborenea *et al.*, 1979).

5.4.5 Poliuetos

Un ejemplar, MURAY.PI.241 (Lámina 6, E), sin dato estratigráfico. Corresponde a un serpúlido identificado preliminarmente como *Rotularia sp.*

5.4.6 Vertebrados

Un fósil (MURAY.PV.2007) tabular inserto en la roca, alargado y delgado. Está seccionado en 10-12 piezas, que se engruesan en los límites entre una y otra sección. El material se encuentra fuertemente recristalizado (calcita, pirita y otros minerales ferruginosos no identificados). Parece tratarse de una sección vertebral de un organismo marino. Requiere de preparación para una determinación más específica. Colección Paleovertebrados. Lámina 6, F.

5.4.7 Material indeterminado

Dos ejemplares hallados en la columna 2, tramo 12, MURAY.PI.460 y 461 (Lámina 6, G). Corresponden a piezas triangulares, de pequeñas dimensiones, aplanadas y ahuecadas. Material similar procedente también de la Formación Katterfeld (Coyhaique) se encuentra alojado en el museo.

No se han identificado aún como pertenecientes a ningún grupo en particular, aunque es bastante probable que pertenezca a un organismo animal marino.

5.5. OTROS FÓSILES

5.5.1 Plantas

Un único trozo de madera, MURAY.PB.1001 De geometría tabular, dimensiones de aproximadamente 10x8 cm y delgado. Tiene numerosas estriaciones y venillas de calcita cortándolo de manera irregular. C2-T12. Colección Paleobotánica. Lámina 6, H.

5.5.2 Trazas fósiles

Las trazas fósiles en el sitio Elizalde hasta ahora parecen ser escasas, con tres muestras colectadas, todas de material rodado, y conservadas en la colección de icnología MURAY.IC. 250, 251, 252. Las dos primeras son de forma cilíndrica, alargadas y con un relleno más grueso respecto a la matriz (arenisca fina) y de color gris blanquecino. MURAY.PI.252 (Lámina 6, I) consiste en un tubo comprimido, el cual podría corresponder a *Ophiomorpha* isp. Adicionalmente se documentó en terreno la presencia de una traza alargada con un extremo lobulado e inflado que podría pertenecer a *Zoophycos* isp. (Figura 4.6 G).

6. DISCUSIÓN

6.1 AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

El sitio Elizalde constituye una secuencia sedimentaria dominada por lutitas de color negro a pardo oscuro, acompañado por niveles discretos y frecuentes de lutitas carbonatadas pardas, y en menor medida capas de areniscas cuarcíferas masivas.

Las lutitas negras poseen laminación incipiente y tienen espesores cercanos a 2 m. Suelen dejar manchas oscuras al tacto, son muy fisibles y con un hedor sulfuroso, características indicadoras de sedimentos ricos en materia orgánica y además se encuentran granos de pirita diseminada, lo que junto a lo listado anteriormente, denotan una baja oxigenación en el sustrato (Taylor & Macquaker, 2000; Wignall, 1994). Este tipo de litología es dominante en la Formación Katterfeld, y es común también en la Formación Río Mayer, más al sur (Fuenzalida, 1935; Townsend, 1998). En esta última unidad, Richiano *et al.* (2012) definen una serie de facies, de entre las cuales las de pelitas laminadas (fl) son parecidas a las lutitas de Elizalde, con los mismos tipos de fósiles. Según Townsend (1998: pág. 40, 85), estas similitudes entre Katterfeld y Río Mayer indican condiciones semejantes a lo largo de la cuenca Austral durante el Cretácico Inferior, lo cual ha sido señalado previamente por Riccardi (1988). Varios autores (Suárez y De la Cruz, 1994; Townsend, 1998; Richiano *et al.* 2012) han concluido que estos depósitos representan una sedimentación hemipelágica por decantación en un ambiente de baja circulación. La depositación hemipelágica es un proceso que involucra tanto decantación vertical como una advección lateral lenta en la columna de agua y domina cuando otros procesos son ausentes o raros (Stow & Smillie, 2020). Los depósitos del sitio Elizalde, como se discute más adelante, son afectados por procesos turbidíticos distales, lo que implica que la cercanía a un talud es improbable. De la misma manera, elementos que implicarían un aporte costero, como madera fósil son raros en el sitio, por lo que la decantación hemipelágica es una explicación plausible para las lutitas negras que dominan el sitio.

Los niveles de lutitas carbonatadas son numerosos, especialmente en el tercio medio de la columna 2, donde tienen espesores entre los 10 y los 30 cm y están presentes periódicamente cada 2-3 m de lutitas negras. Se caracterizan por ser más competentes respecto a las lutitas circundantes, con textura masiva y efervescencia notoria al interactuar con ácido clorhídrico. Esta litología se

interpreta como episodios cortos y periódicos donde la proporción de material siliciclástico disminuyó con respecto a los carbonatos, que podrían asociarse a fluctuaciones del nivel del mar en la cuenca o a cambios estacionales.

Los niveles de arenisca cuarcífera se encuentran ocasionalmente en la columna 2 (T2, T11, T22 y T24). Dada la baja angulosidad de los granos, sumado a la abundante cantidad de cuarzo, es seguro asumir que los sedimentos de estos niveles tienen un origen continental, asociados a transporte en vez de a decantación. El origen de estas areniscas podría asociarse a transporte de material costero por tormentas o a turbiditas, aunque en el caso de estas últimas no se observa un ciclo completo, por lo que correspondería a una sección distal de la misma. La cuenca de Aysén ha sido descrita como “tectónicamente estable” durante el Valanginiano – Hauteriviano (Townsend, 1998), lo que se traduce en que los niveles turbidíticos son raros, sin embargo esta última registra niveles de “areniscas de grano medio, de coloración gris/verde y contactos erosivos” en la sección Cuesta los Leones, y los atribuye a secuencias turbidíticas distales, asociadas al borde oriental de la cuenca. Una explicación similar podría aplicarse a los niveles del sitio Elizalde. Estos sedimentos terrígenos podrían asociarse a la erosión de rocas volcánicas en la vecina cuenca continental de San Jorge, que se ha considerado como conectada a la cuenca de Aysén (Bell *et al.*, 1996; Townsend, 1998) o incluso a un arco volcánico activo ubicado al oeste de la cuenca durante este período (Suárez *et al.*, 2023). Otros niveles de arenisca están presentes en secciones donde se intercalan en pequeñas capas de bajo espesor (2-5 mm) con las lutitas negras de manera irregular. Estas capas no son completamente paralelas a la estratificación y podrían corresponder a turbiditas de grano fino.

Los organismos bentónicos también entregan información relevante respecto a las condiciones de depositación. El género *Discinisca* es típicamente asociado a sustratos duros y rocosos tanto en la actualidad como en el registro paleontológico y es sugerido por Fossa-Manccini (1933) que aquellos disciniscidos que se encontraran en sustratos arenosos (finos) deben haber sido transportados. Thomson (1971) discute la posibilidad de que los especímenes de *Discinisca variabilis* encontrados en el Cretácico de la Antártida puedan no ser propios de ese sedimento si no que hayan sido transportados adheridos a hojas de cicadales, basándose en varios especímenes de estos braquiópodos encontrados en conjunto a las plantas. Hasta ahora en el sitio Elizalde no se ha podido confirmar este tipo de asociaciones, encontrándose todos los ejemplares de *Discinisca* cf.

variabilis en el sustrato sin señales de transporte desde aguas costeras como en los fósiles de Thomson. Sin embargo la presencia exclusiva de valvas dorsales, indica que actuaba suficiente energía como para arrastrar las valvas ausentes. *Entolium* es un género asociado a fondos arenosos y someros (Hallam, 1976), pero ha sido observado en ambientes anóxicos como parte de una biota paraautóctona en conjunto con organismos tolerantes a la deficiencia de oxígeno (Komatsu *et al.* 2001). *Rotularia*, por su parte, ha sido asociada a fondos arcillosos de acuerdo a Macellari (1988), según el cual son capaces de soportar condiciones de oxigenación demasiado estresantes para otros organismos.

La bioturbación, por lo observado hasta el momento, es baja pero no ausente. En el nivel C2-T12 se encuentra una traza que es asignada tentativamente como *Zoophycos* isp. (Figura 4.6 G), lo que en el Cretácico suele ser indicativo de un ambiente marino profundo (Seilacher, 2007: pág. 110). Otras trazas encontradas como rodados son asignadas tentativamente como *Ophiomorpha* isp. (Lámina 6. I). Esta última suele asociarse a ambientes costeros y someros, aunque puede ser encontrada en zonas más profundas. Una asociación similar es registrada por Richiano *et al.* (2013), en la icnofacie de *Zoophycos* con *Ophiomorpha* y *Teredolites*, donde se argumenta que los productores de *Ophiomorpha* corresponderían a “colonizadores condenados” transportados por un flujo desde la costa a zonas más profundas. Dado que las trazas de *Ophiomorpha* encontradas en el sitio Elizalde no tienen dato estratigráfico, no se puede constatar por el momento que estas sean coetáneas, y la existencia de ambas en el sitio podría ser atribuido a la acción de corrientes de turbidez semejante a la icnofacie de Richiano.

Evidencias de actividad en forma de bioerosión también se observan en varios ejemplares de belemnites (ej.: MURAY.PI.280), en los cuales existen pequeños orificios y canales vermiculares en el *rostrum* (Figura 6.1). La tafonomía de estas bioerosiones no es clara, por lo que no es posible determinar si corresponden parasitarios en vida o fueron realizadas por organismos habitantes del sustrato.

Si bien la pirita diseminada, aparente escasez de trazas fósiles y presencia de organismos bentónicos tolerantes a la falta de oxígeno indican condiciones de deficiencia de oxígeno, la fauna neotónica ilustra otro panorama. Los belemnites típicamente han sido encontrados alrededor del

mundo en facies asociadas a zonas costeras litorales o de plataforma externa, y por lo tanto son frecuentemente comparados con coleoideos modernos de hábitats similares como las sepias o los calamares del género *Loligo* (Hoffman & Stevens, 2020). Estos últimos realizan una revisión de la paleobiología de los belemnites comparándolos con sus parientes modernos y concluyen que probablemente habitaban aguas bien oxigenadas, en profundidades entre los 1 y los 200 m con salinidades normales y temperaturas entre los 10°C y los 30°C. En Patagonia, belemnites (*Belemnopsis* sp.) del Berriasiano-Valanginiano de la Formación Río Mayer (Gómez-Dacal *et al.*, 2019) en el actual lago Argentino habrían vivido en aguas bien oxigenadas, con temperaturas promedio de 25°C, salinidad en rango del agua marina, lo cual coincide con los parámetros estimados por Hoffman & Stevens (2020).

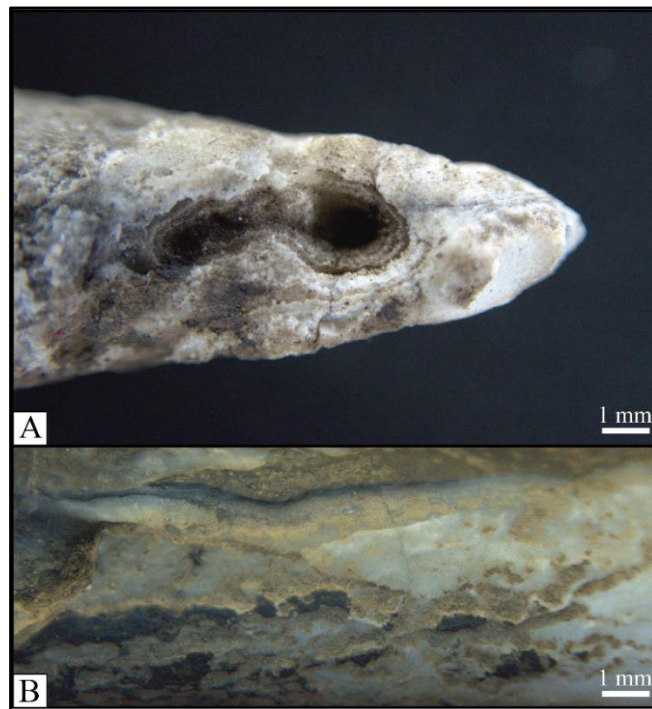


Figura 6.1: Bioerosión en belemnites. A. Perforación de forma circular, MURAY.PI.280. B. Canal vermiforme, MURAY.PI.291

Esta dicotomía de condiciones es un fenómeno común en aguas anóxicas o disóxicas es la estratificación de la columna del agua, creando condiciones donde la interfaz agua-sedimento y a veces un área por sobre esta se encuentran privadas casi por completo de oxígeno, mientras que las aguas superficiales poseen niveles normales de oxigenación. Gómez-Dacal *et al.* (2019) señala que

las condiciones de oxigenación en el fondo marino (A partir de análisis geoquímico sobre una muestra litológica) habrían sido mucho más deficientes en comparación a las aguas habitadas por los belemnites del lago Argentino. Condiciones similares son esperadas para el sitio Elizalde. Este fenómeno es frecuentemente observado en cuerpos de agua con circulación limitada como lagos, bahías o mares cerrados (como el mar Negro) y/o interiores. La cuenca de Aysén, apropiadamente ha sido llamada también embahamiento de Aysén por algunos autores (ej.: Suárez *et al.*, 2009) debido a su condición como subcuenca epicontinental dentro de la cuenca Austral, por lo que una circulación marina limitada en esta es muy plausible.

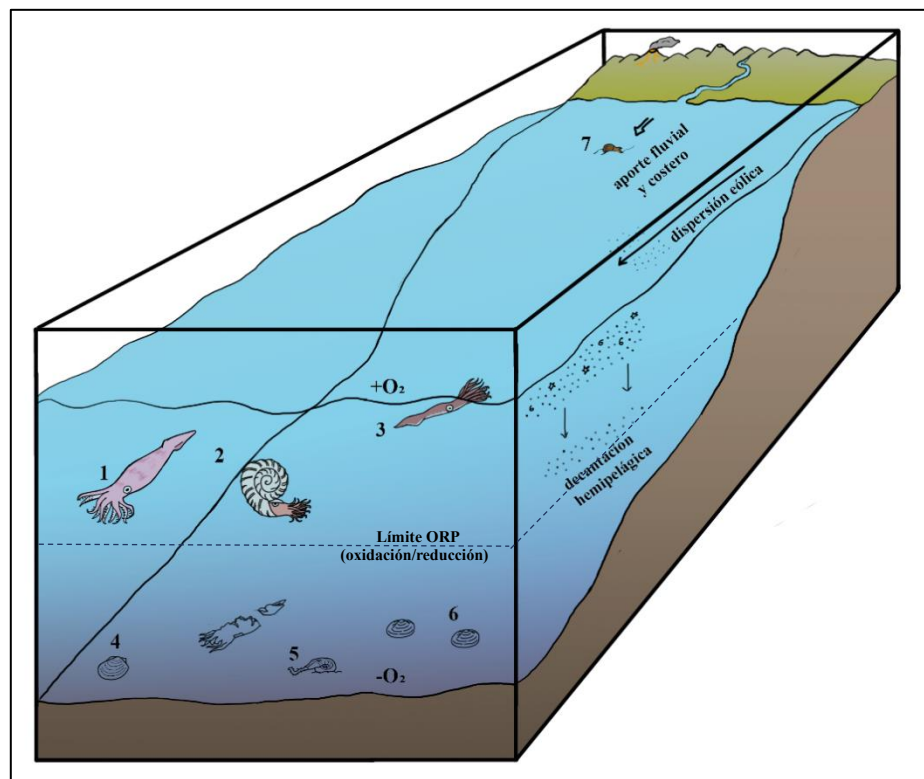


Figura 6.2. Interpretación esquemática del ambiente en el sitio Elizalde. 1. *Parabelemnopsis madagascariensis*, 2. *Favrella wilckensi*, 3. *Hibolites antarctica*. 4 *Entolium cf. argentinum*, 5. *Rotularia sp.*, 6. *Discinisca cf. variabilis*, 7. Trozo de planta. Basado en Stow & Smillie (2020: Fig. 5).

Dadas estas condiciones, el sitio Elizalde se interpreta como un ambiente marino, donde el principal mecanismo de sedimentación era la suspensión de material fino rico en materia orgánica en un mar con circulación de aguas limitada, con períodos con descenso del aporte terrígeno y/o un alza en la precipitación de carbonatos con ocasionales influjos de material más grueso (arenisca) y terrígeno, con un origen que podría ser volcánico y transporte asociados a turbiditas distales (Figura 6.2).

6.2 EDAD Y POSICIÓN ESTRÁTIGRAFICA

La litología y contenido fósil del sitio Elizalde permite asignarlo a la Formación Katterfeld, aunque, no es posible indicar con certeza su posición dentro de esta, debido a que esta carece de divisiones de miembros formales o informales con los que se pueda comparar o sirvan de apoyo para establecer las relaciones con exactitud. Sin embargo algunos criterios han sido señalados previamente, que permiten establecer una cronología relativa.

En el área al norte de Puerto Ingeniero Ibáñez, Aguirre-Urreta *et al.* (2007) definió una biozonación basada en ammonites para el Hauteriviano de la cuenca Austral (incluyendo la cuenca de Aysén – Río Mayo). Está conformada por la biozona de *Favrella americana*, que también incluye a *F. steinmanni* (Riccardi *et al.*, 1987) y es asignada al Hauteriviano temprano, luego un Horizonte de *Aegocrioceras patagonicum* junto con *Crioceratites aff. schlagintweiti* que marca la transición entre el Hauteriviano temprano y el tardío, y una biozona de “*Favrella*” *wilckensi* en el que es acompañada ocasionalmente de *Protaconeceras patagoniensis*, en el Hauteriviano tardío.

En el sitio Elizalde se encuentra tanto *F. cf. americana* como *F. wilckensi*, sin embargo está última es mucho más común entre los recolectados, apareciendo consistentemente a partir del C2-T11 en la columna 2, mientras que *F. cf. americana* se observa desde la base de la columna, hasta el C2-T12, donde comparte nivel con *F. wilckensi*. También se registra un ejemplar dudoso de *Protaconeceras cf. patagoniense* en un rodado de este nivel. No se reconocieron *A. patagonicum* ni *C. aff. schlagintweiti*, al menos en el área de estudio. La fauna de ammonites sugiere una edad correspondiente al Hauteriviano medio-superior, aunque una recolección más exhaustiva es necesaria para una determinación más precisa.

En relación a la fauna fósil de belemnites, la mayor parte de estos tienen rangos bastante amplios: Berriasiano – Valanginiano para *Belemnopsis gladiatoris* (Howlett, 1989); Títoniano – Hauteriviano para *Parabelemnopsis madagascariensis* (Combémoré, 1988; Howlett, 1989) y *P. patagoniensis* (Vennari, 2023; Favre, 1908). Tanto *Telobelemnopsis* como *Hibolithes antarctica* poseen rangos más acotados (Howlett, 1989) y son del Valanginiano-Hauteriviano y Berriasiano respectivamente, pero esto puede deberse a que eran previamente conocidos a partir de una sola localidad. Los bivalvos y braquiópodos están en rangos similares o mayores, por lo que no son

determinantes para establecer una edad. La Figura 6.3 contiene un desglose de los biocrones de las especies presentes en el sitio Elizalde.

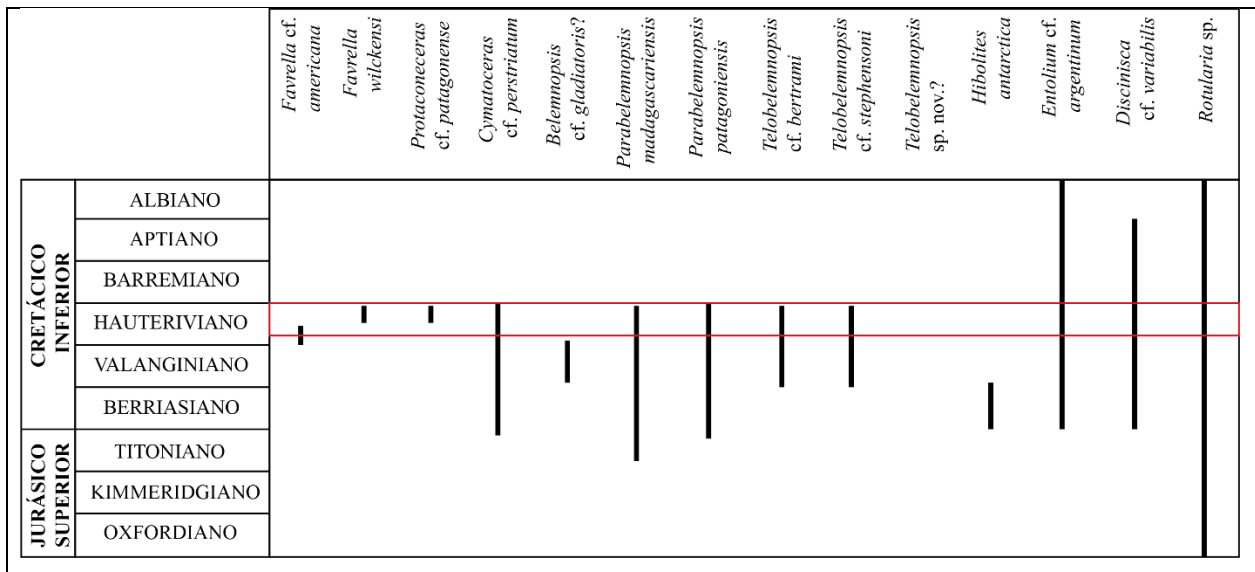


Figura 6.3. Biocrones de las taxa presentes en el sitio Elizalde. Identificadas como mínimo hasta el nivel genérico. En rojo el rango de edad inferido para el sitio.

El límite entre la Formación Katterfeld y la Formación Apeleg se suele observar como un contacto transicional (Suárez y De la Cruz, 1994; Townsend, 1998), observable en la localidad de Valle Simpson, e incluso engranado lateralmente, basado en elementos faunísticos compartidos como *F. americana*. Ramos (1981) nota en el área del lago Fontana (Argentina) que las mayores concentraciones faunísticas de la Formación Katterfeld se encuentran en el tercio superior de esta, y que hacia el techo los niveles de areniscas se vuelven más comunes, junto a niveles de lutitas verdes lenticulares. Esto es corroborado por Townsend (1998) en los alrededores de Coyhaique, y menciona que los niveles inferiores carecen de fauna pelágica, mientras que es abundante en los superiores.

En el sitio Elizalde el contenido faunístico es elevado, especialmente en el tramo C2-T12 y superiores, donde tanto belemnites como otros fósiles son abundantes, y se intercalan niveles de arenisca entre los niveles dominantes de lutita que se vuelven más comunes hacia techo. A esto se suma el aumento de la bioturbación, lo que constituye posiblemente el rasgo bioestratigráfico más característico de la Formación Apeleg (sobreyacente).

Los factores previamente discutidos sugieren que el sitio Elizalde corresponde a una sección “alta” de la Formación Katterfeld, probablemente cercana al techo de esta y al contacto con la Formación Apeleg, a pesar de que no se encuentran niveles de lutitas verdes, ni potencias elevadas de areniscas que evidencien un contacto con esta dentro de las columnas descritas, el cual podría encontrarse en la zona topográficamente superior al filón manto 3, que no ha sido explorada para este estudio.

La edad del sitio, en base a la fauna de ammonites es Hauteriviano, probablemente en el intervalo medio-superior, aunque podría extenderse a edades más antiguas en la sección baja del sitio (Columna 1) donde no hay ammonites que permitan deducir una edad precisa.

6.3 TAXONOMÍA DE LOS BELEMNITES DEL SITIO ELIZALDE

6.3.1 Antecedentes y problemática histórica

El género *Belemnopsis* Bayle está ampliamente distribuido a nivel mundial y con un registro que abarca desde el Bajociano hasta el Hauteriviano (Doyle *et al.*, 1999). Los morfotipos bajo los cuales fue erigido el género pertenecen al Jurásico Medio de Europa Occidental y son elongados y robustos, con un único surco ventral, ancho y profundo, y un contorno que varía entre formas ligera a marcadamente hastadas, tales como *Belemnopsis apiciconus* (Blainville), *B. bessinus* (D’Orbigny) y *B. depressa* (Quenstedt). En conjunto, estas son denominadas como las “formas europeas” (Stevens, 1965; Doyle & Howlett, 1989), aun cuando algunas se extienden más allá de este rango (ej.: *B. bessinus* es registrado en el Batoniano de Madagascar (Stevens, 1965)).

A partir del Calloviano surgen las denominadas formas “indo-pacíficas” en el margen suroeste del océano Tetis, como *Belemnopsis orientalis* Waagen de Madagascar, a la par del declive de *Belemnopsis* en la zona mediterránea, el que desaparece por completo de esta en el Kimmeridgiano (Mutterlose, 1992). Estas formas indo-pacíficas son comunes a partir del Jurásico Superior en el este de África, India, Indonesia, Australia y Nueva Zelanda, y experimentan radiaciones que las distinguen de los rasgos morfológicos característicos de las formas europeas. La expansión de estos belemnites a través del circum-pacífico causó que para el Titoniano alcanzaran las costas del sur de Sudamérica (registros en Jeletzky, 1983; Vennari *et al.*, 2023).

A pesar de esta compleja historia evolutiva y paleobiogeográfica, todas estas especies son comúnmente agrupadas bajo el mismo concepto taxonómico referible al género *Belemnopsis*, motivo por el cual agrupa a casi 100 especies (Riegraf, 1995). Una estrategia empleada por algunos autores durante el siglo pasado fue el uso de denominaciones de carácter informal como linajes o grupos para hacer distinciones dentro del género basadas en rasgos morfológicos y condiciones espaciotemporales que reflejan una historia evolutiva conjunta.

Uno de estos grupos, el denominado grupo *B. madagascariensis*-*B. casterae* (sic!) fue propuesto por Stevens (1965). Incluye a las dos especies mencionadas anteriormente, conocidas del Kimmeridgiano-Valanginiano de Madagascar, junto a *B. patagoniensis* del Titoniano–Neocomiano de Sudamérica. Estas se caracterizan por poseer un surco distintivamente estrecho que es profundo en el extremo anterior y que se someriza hacia el ápice, característica que según el propio Stevens enfatiza “parece ser distinta de cualquier otra forma del Titoniano superior” (1965: pág. 160).

Estas diferencias fueron notadas también de manera subsecuente por Riccardi (1977) y Howlett (1989), este último formalizando a este grupo de *Belemnopsis* australes del Jurásico Superior – Cretácico Inferior bajo un nuevo subgénero: *Parabelemnopsis*, caracterizado por un rostrum robusto y elongado, cilindro o cónico, con secciones transversales circulares a comprimidas en la zona alveolar, y un surco alveolar ventral prominente y estrecho que se extiende hasta casi el ápice.

Junto a este, Howlett (1989) propone otro subgénero, *Telobelemnopsis*, en base a ejemplares encontrados en el Valanginiano – Hauteriviano de la isla Alexander (península Antártica), y que considera endémicos. Se caracterizan por un rostrum cilíndrico o subhastado, con secciones transversales que pueden ir de ligeramente deprimidas en el ápice a comprimidas en alveolo y un surco ventral prominente y estrecho, que se extiende al tronco superior, tras el cual puede continuar ensanchándose y somerizándose, o bien desapareciendo por completo.

El uso de los subgéneros propuestos por Howlett (1989) (*Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis*), no ha tenido suficiente aceptación entre autores posteriores (Vennari *et al.*, 2023). Está bien establecido que caracteres como el surco, son cambiantes a través del tiempo [ej.: La línea evolutiva de *Praeoxyteuthis*-*Aulacoteuthis*-*Oxyteuthis* (Mutterlose, 1992 y referencias en este) y en

Holcobeloides (Alexey Ippolitov, Russian Academy of Sciences, comunicación personal)], por lo que muchos autores prefieren el uso de una nomenclatura “tradicional” (ej.: Challinor, 1991; Challinor & Hikuroa, 2007; Vennari *et al*, 2023). A pesar de lo anterior, Ippolitov *et al.* (2015) han persistido en el uso de estos taxones, incluso proponiendo la elevación de *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis* al estatus de género. En este trabajo se está de acuerdo con esta última opinión por cuanto se considera que ambos grupos son bien distinguibles de *Belemnopsis* por lo cual son convenientes para aclarar y mejorar el entendimiento de estas formas de origen gondwánico.

6.3.2 Afinidad entre *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis*

Un aspecto que Howlett (1989) no menciona respecto a *Telobelemnopsis* es que a pesar de diferenciarse en algunos rasgos (como la forma del surco, junto a poder ser subhastado), este género es muy similar a *Parabelemnopsis*, con el cual comparte tanto el surco estrecho y profundo como secciones transversales parecidas, ya que en ambos casos son siempre comprimidas en la zona alveolar pero se vuelven circulares, e incluso levemente deprimidas hacia el ápice, rasgos que los distinguen de otras formas gondwánicas como las de Antártida (*Belemnopsis alexandri*, *B. gladiatoris*, *B. launcelotti*) y Nueva Zelanda (*B. aucklandica*, *B. keari*) que además tienden a ser más hastadas en comparación. Estas secciones transversales en *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis*, no son simétricas sagitalmente, sino que más bien tienen una forma oval de “huevo invertido” que es más evidente hacia el extremo alveolar, con el vientre típicamente alargado y levemente achatado en la zona ventral. Esta forma explica:

1. La asimetría que se suele observar en la vista de perfil, donde el vientre es más inflado respecto al dorso.
2. La posición de la línea apical. A pesar de ser ortolíneada (Figura 6.4 A), suele observarse con una posición subdorsal en las secciones troncales más cercanas a la protoconcha, esto debido a que el fragmocono no es longitudinalmente simétrico sino que tiene un vértice (la protoconcha) desplazado hacia el dorso (Figura 6.4 A, B).

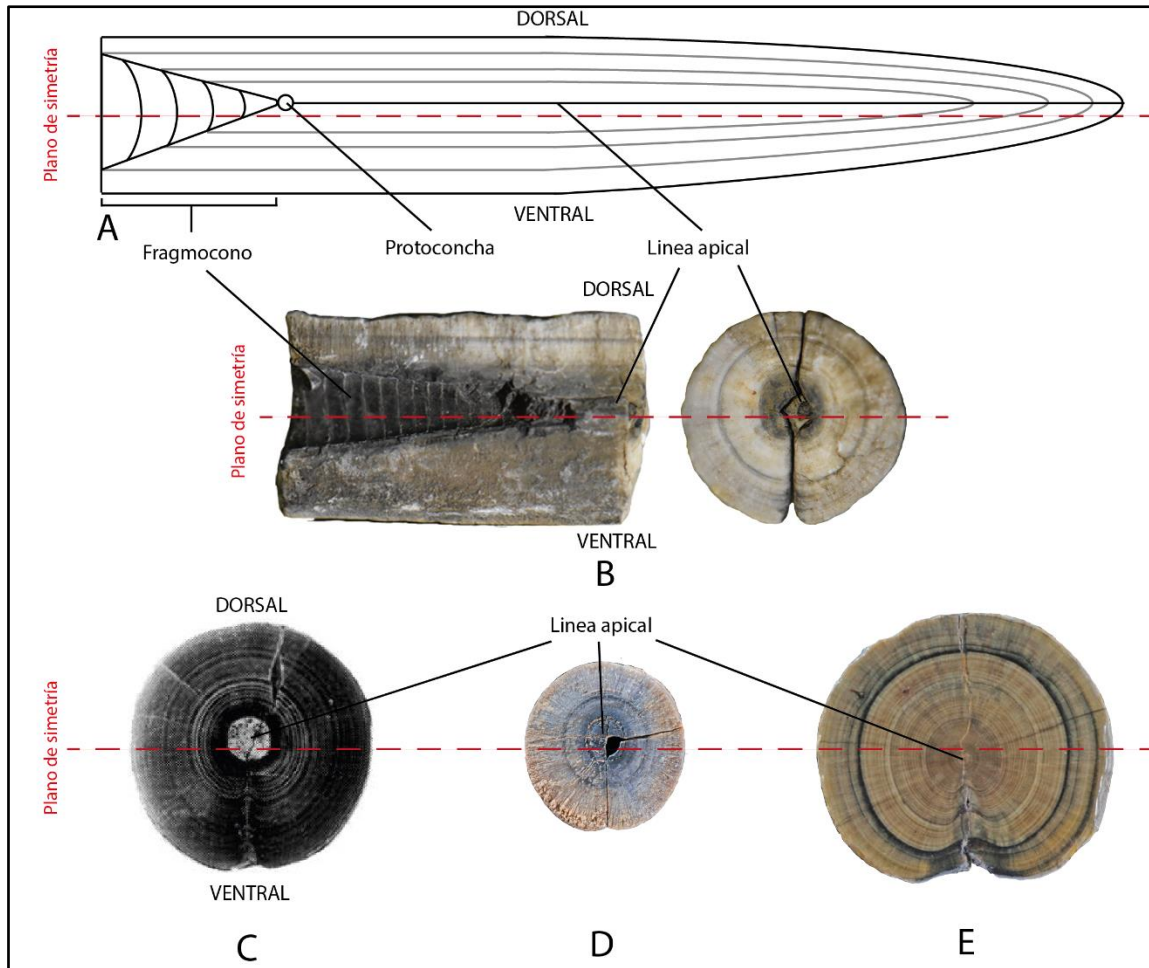


Figura 6.4. Comparativa de la posición de la línea apical en los géneros *Belemnopsis* Bayle, *Parabelemnopsis* Howlett y *Telobelemnopsis* Howlett. A: Esquema de organización del fragmocono, protoconcha y línea apical en *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis*, con un plano de simetría para notar el desplazamiento dorsal en esta última. B: MURAY.PI.376 (*Parabelemnopsis* sp.) en sección longitudinal y transversal, donde se aprecia la misma distribución que en A. C, D y E. Secciones transversales de distintos *Belemnopsis* del sur de Gondwana en el Cretácico Inferior. C: *Belemnopsis madagascariensis* (Besairie) (Combémoré, 1988, Pl. 5, Fig. 2a). D: *Belemnopsis (Telobelemnopsis) stephensoni* Howlett (Howlett, 1989). E: *Belemnopsis alexandri* Wiley (Wiley, 1973). Notar como en C y D la posición de la línea apical respecto al plano de simetría es concordante con MURAY.PI.376, mientras que en E esta es ligeramente ventral en posición. D y E extraídos del repositorio digital del British Antarctic Survey: https://legacy.bas.ac.uk/bas_research/data/access/fossildatabase/

Este último punto es distintivo, aún entre las formas indo-pacíficas (ej.: *B. keari*, *B. alexandri*). De acuerdo a Stevens (1965: pág. 59), las formas neozelandesas, poseen la línea apical ventralmente ubicada, al igual que las formas antárticas no clasificadas dentro de estos dos géneros, que también tienen su línea apical desplazada hacia el vientre, como *B. alexandri* (Figura 6.4. E) (Willey, 1973). Esta diferencia de posición de la línea apical, desplazada dorsalmente en *Parabelemnopsis* y

Telobelemnopsis es claramente reconocible en los ejemplares de lago Elizalde (ej. Figura 6.4 B), así como en belemnites asignados a *B. madagascariensis* en Madagascar (Figura 6.4 C) y a *B. (Telobelemnopsis) stephensoni* de isla Alexander (Figura 6.4 D). En contraste, otros asignados a *Belemnopsis (Belemnopsis)* por Howlett se observan con la línea apical desplazada ventralmente (Figura 6.4 E). Esta posición subdorsal de la línea apical no es única en estos grupos, ya que es observable en representantes del género *Hibolites* (Challinor & Hudson, 2017) y en otros belemnopseidos del Cretácico, sin embargo parece ser única entre las especies tradicionalmente asignadas a *Belemnopsis*.

Ambos géneros poseen diferencias substanciales respecto al resto de las especies de *Belemnopsis (s.l.)* tanto en sus rasgos morfológicos, como en su distribución temporal y paleogeográfica, y estas observaciones hacen aún más aparente el parecido entre ambos. En muchos belemnites del sitio Elizalde, que se encuentran incompletos, resulta difícil diferenciarlos debido a que tanto la línea apical como el surco tienen una morfología similar en la zona alveolar/ troncal superior, diferenciándose solo a partir del tronco medio. Aunque la posibilidad de que todo este conjunto de especies sea clasificable bajo el alero de un solo género en base a lo discutido, merece ser considerada, y es importante señalar que la escasa presencia de ejemplares de *Telobelemnopsis* registrados en la región hasta ahora actúa como limitante para explorar esta hipótesis, y se encuentra fuera de los límites de este trabajo. Sin embargo, independientemente de la jerarquía taxonómica, *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis* representan con gran probabilidad un linaje común.

6.4 PALEOBIOGEOGRAFÍA

Para el Hauteriviano los belemnites se encontraban ya bien asentados en la Patagonia, como se señala en el capítulo anterior, incluyendo a la cuenca de Aysén, donde belemnites de la Formación Toqui podrían ser tan antiguos como el Berriasiano (Rivas *et al.*, 2023). Los belemnites del sitio Elizalde corresponden en su mayoría al género *Parabelemnopsis* (*P. madagascariensis* y *P. "patagoniensis"*) el cual como ya fuera discutido, tiene fuertes afinidades con Madagascar, donde este grupo se origina. En el caso de *Telobelemnopsis*, se trata de un grupo donde todas sus especies se consideraban endémicas de la Antártida (Howlett, 1989), aunque si asumimos un parentesco estrecho entre *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis*, este último por extensión tendría de la misma

manera una afinidad malgache, a partir de *Parabelemnopsis* que migraron a la Antártica en algún momento entre el Titoniano y el Hauteriviano (Figura 6.5). Similarmente, *Hibolites antarctica* solo poseía registro antártico, no obstante en su caso sus afinidades fuera de la Antártida no son claras y no son exploradas en este trabajo. *Belemnopsis gladiatoris* también es una especie de afinidad antártica pero que se encuentra en África y el Tíbet de acuerdo a Howlett (1989). De esta manera, todas las especies de belemnites del sitio Elizalde son afines con Madagascar o la Antártida, y dada la presencia de algunas especies como *B. gladiatoris* o *B. launcelotti* en África, es bastante probable que hubiera un intercambio activo de especies entre estas tres regiones, propiciado por la apertura del Atlántico Sur durante el Jurásico Superior. Vennari *et al.* (2023: Pág. 9, Fig. 6) sugieren una ruta migratoria en el Titoniano entre Madagascar/el este africano y Sudamérica a través del recientemente abierto Atlántico Sur que pasa por la península Antártica como intermediario. Para el Hauteriviano este corredor ya se encontraba expandido, de manera que sería posible un intercambio triangular entre las tres regiones, aunque para el Valanginiano el linaje de *Belemnopsis* desaparece de Madagascar, aparentemente siendo reemplazado por otros belemnites de la familia Duvalidae, dejando a la isla Alexander (Doyle & Howlett, 1989) y la cuenca Austral de la Patagonia como los últimos relictos conocidos de este linaje.

Todos los belemnites discutidos hasta ahora pertenecen a lo que es llamado el reino Tetiano (Stevens, 1973; Challinor, 1991) una amplia zona que incluía todo lo que hoy es la Europa mediterránea, parte de Europa del este y toda Gondwana, y que fue dominada por la familia Belemnopseidae desde el Jurásico Medio hasta el Barremiano, en contraste con el reino Boreal, dominado por la familia Cyllindroteutidae (Doyle *et al.*, 1999). Dentro del reino Tetiano, Esta zona de influencia intra-gondwánica dominada por *Parabelemnopsis* y *Belemnopsis gladiatoris* ha sido asignada a distintas subdivisiones, como la provincia indo-pacífica de acuerdo a Stevens (1973) y Combémorrel (1988). Challinor (1991) en cambio considera la división del reino en dos provincias: Pacífico-Sur y Tetiana, donde la primera contiene a Nueva Zelanda junto a la Antártica y Sudamérica, sin embargo esta no considera la afinidad de especies presentes en estas dos últimas a las de la subprovincia etíope. Mutterlose (1992) da una alternativa al proponer la subprovincia etíope-antártica, vigente en el lapso Berriasiano – Hauteriviano en el este africano, la Antártica y Sudamérica con las especies ya mencionadas.

De esta manera, la subprovincia representaría un establecimiento de especies con un origen probablemente africano, reemplazando a las formas con afinidad sur-pacífica (neozelandesa) en Sudamérica – Antártica, a la vez que estas mismas eran reemplazadas en África oriental por especies más modernas, dejando como resultado un relictos de esta subprovincia (¿Patagona-Antártica?) en el Hauteriviano de la Patagonia.

Otros cefalópodos (nautiloideos y ammonites) parecen ser más autóctonos. Ambas especies de *Favrella* identificadas son endémicas de la cuenca Austral, aunque el género cuenta con representantes más septentrionales en Perú y Colombia (Haas, 1960; Riccardi, 1970). *Protaconeceras patagoniense* es también aparentemente exclusivo de la Patagonia, pero miembros del género pueden ser hallados en Inglaterra (Riccardi *et al.*, 1987). El nautiloideo *Cymatoceras perstriatum* es emblemático de la Cuenca Neuquina, y el ejemplar del sitio Elizalde es muy parecido a esta especie, pero algunas diferencias lo colocan más cerca de *Cymatoceras* sp. A de Cichowolski (2003), hallado en la cuenca Austral, y que podría corresponder a una especie distinta.

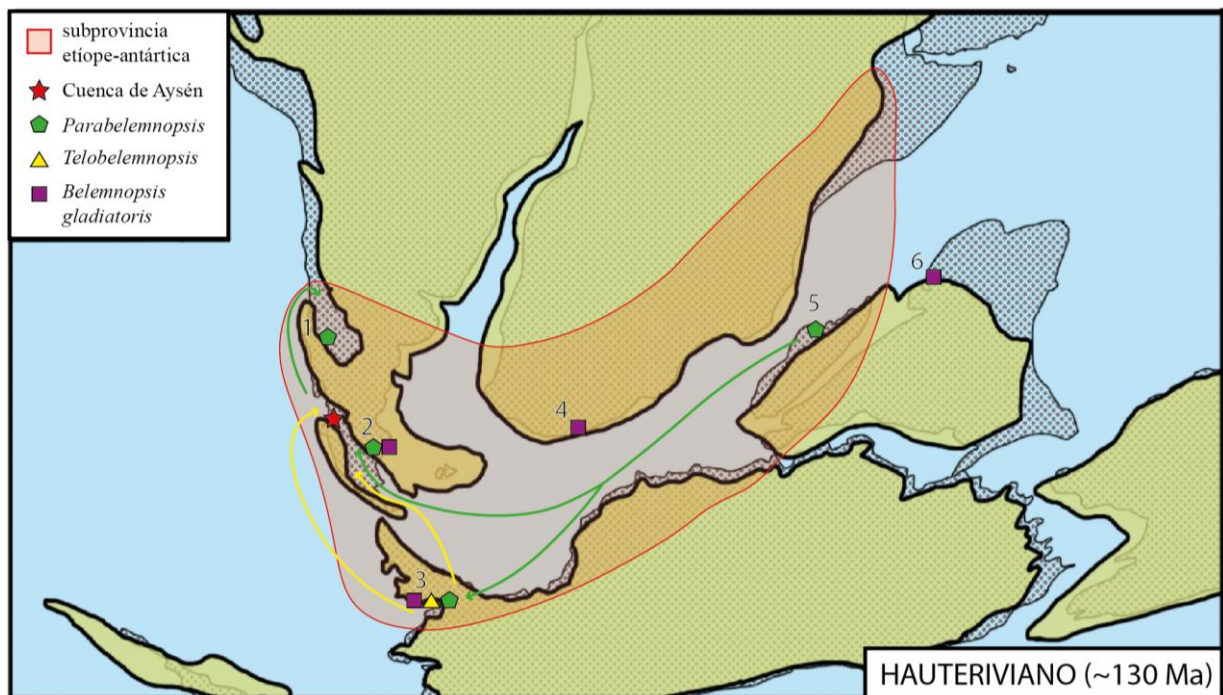


Figura 6.5. Paleobiogeografía de *Parabelemnopsis*, *Telobelemnopsis* y *Belemnopsis gladiatoris* en Gondwana durante el Valanginiano-Hauteriviano. 1: cuenca Neuquina (Vennari *et al.*, 2023). 2: Cuenca Austral/ de Magallanes (Riccardi, 1977; Riccardi, 1988). 3: Isla Alexander, península Antártica (Howlett, 1989). 4: Sudáfrica (Cooper, 1984 sensu Howlett, 1989). 5: Madagascar (Besairie, 1936; Combémorrel, 1988). 6: Tíbet (Yang y Wu, 1964 sensu Howlett, 1989). Mapa modificado a partir de Smith *et al.* (1994).

Los grupos bentónicos muestran afinidades similares a las de los belemnites. Los braquiópodos pertenecen a la especie *Discinisca* cf. *variabilis*, cuyo primer registro corresponde al Aptiano de la Isla Alexander y también es reportada en el Berriasiano de la Patagonia Argentina. Algunos bivalvos, como las trigonias de la Formación Katterfeld, poseen una fuerte afinidad con Sudáfrica, de acuerdo a lo señalado por Reyes (1970) según el cual tienen una edad Valanginiano a Hauteriviano inferior. No se ha confirmado la presencia de trigonias en el sitio Elizalde, aunque ejemplares colectados en una reciente campaña (2024) podrían pertenecer a este grupo. Independiente de esto, son un grupo bien representado en la Formación Katterfeld, y refuerzan la conexión africana ya observada con los belemnites *Parabelemnopsis*.

6.5 ESTADO DEL ESTUDIO DE LOS BELEMNITES EN CHILE

Los belemnites son un grupo muy poco conocido y estudiado en Chile. Esto se debe, en parte, al escaso y fragmentado registro que este grupo tiene en nuestro país. Aun así, los belemnites (y el grupo emparentado, Aulacocerida) cuentan con una innegable presencia en Chile, especialmente en el Norte y la Patagonia (Figura 6.6).

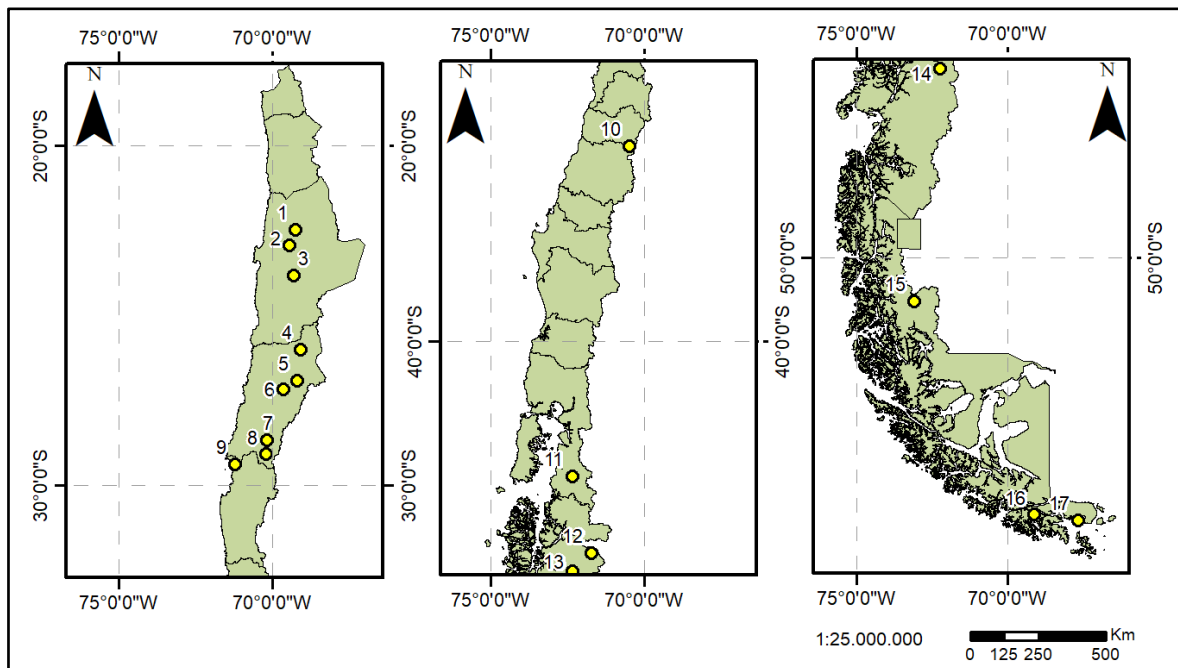


Figura 6.6. Distribución de los hallazgos de belemnites (reportados) en Chile. 1: Cerritos Bayos. 2: Caracoles. 3: Aguada Vizcachas 4: Quebrada del Salitre. 5: Quebrada la Chaucha 6: Sierra de la Ternera 7: Río Tránsito 8: Quebrada la Plata. 9: Punta Mar Brava 10: Termas del Flaco. 11: Alto Palena. 12: Mina el Toqui. 13: Coyhaique y alrededores. 14: Lago Elizalde/ Río Simpson. 15: Glaciar Grey/ lago Sarmiento 16: Isla Hoste. 17: Bahía Nassau. Fuentes en el texto.

Biese (1961) Registra *Belemnites* sp. en varios niveles del Jurásico de Cerritos Bayos (región de Antofagasta), desde el Jurásico Inferior hasta el Oxfordiano, en general ubicados en niveles de calizas y margas, con algunos “bancos” de belemnites en rocas del Aaleniano y el Bajociano (donde hay margas exclusivamente de belemnites). Dentro de la región de Antofagasta, Quinzio (1987) reporta *Belemnites* sp. del Hetangiano medio en aguada el Minero y aguada Vizcachas, mientras que Jensen & Quinzio (1979) registran *Belemnites* sp. en el sector Cerros de Caracoles y Pampa Elvira. También en el Norte, Hillebrandt & Schmidt-Effing (1981) reconocen “raros belemnites” en calizas del Bajociano (Quebrada la Chaucha, Región de Atacama). De acuerdo a Doyle & Pierre (1999) estos, junto a otros hallazgos similares en Perú podrían constituir registros de aulacocéridos, un grupo de cefalópodos emparentados con los belemnites. Möricke (1985) menciona la presencia de *Megatheutis giganteus* (*B. giganteus*) en Caracoles, Región de Antofagasta, de edad Bajociano-Kimmeridgiano y *Belemnites* cf. *paxillosus* (= *B. chilensis* Conrad de acuerdo a este autor) y *B.* cf. *tetramerus* hallados en la sierra de La Ternera, en la región de Atacama, pertenecientes al Lias (Jurásico Inferior).

Adicionalmente se ha reportado en cartas geológicas de las regiones de Antofagasta y Coquimbo numerosos belemnites aislados, la mayor parte pertenecientes al Jurásico Medio (Tabla 6.1).

Tabla 6.1: Belemnites (Belemnitida) en las cartas geológicas del norte de Chile.

Registro	Edad	Formación	Región	Trabajo
<i>Belemnopsis</i> sp.	Pliensbachiano - Toarciano superior	Lautaro	Atacama	Ortiz & Merino (2015)
Belemnitida indet.	Toarciano superior	Montadon	Atacama	Cornejo <i>et al.</i> (2009)
Belemnitida indet.	Pliensbachiano	Asientos	Atacama	Cornejo <i>et al.</i> (2009)
<i>Belemnopsis</i> sp.	Toarciano superior	Lautaro	Atacama	Salazar <i>et al.</i> (2013)
<i>Belemnites</i> s.l. sp.	Titoniano - Valanginiano	Punta del Cobre	Atacama y Coquimbo	Creixell <i>et al.</i> (2012)
<i>Belemnites</i> sp. (?)	Toarciano inferior - Aaleniano superior	Lautaro	Atacama	Moscoso <i>et al.</i> (2010)
“ <i>Belemnites</i> ” sp.	Bajociano inferior - medio	Lautaro	Atacama	Moscoso <i>et al.</i> (2010)

En Chile central recientemente se ha reportado *Cylindroteuthis* sp. en el Titoniano superior de la Formación Baños del Flaco, región de O’Higgins (Vidal, 2016).

En la Patagonia los belemnites han sido frecuentemente mencionados en trabajos de geología regional. En Alto Palena (región de los Lagos), Fuenzalida (1965) registra *Belemnopsis*

patagoniensis y *Neohibolites*. Más al sur, en la cuenca de Aysén Fuenzalida (1935), Lahsen (1966), Skarmeta (1974), Niemeyer *et al.* (1984), y De la Cruz *et al.* (2003) reportan *Belemnopsis* sp. y Aguirre-Urreta & Cichowolski (2007: Fig. 15.20.C) describen *Belemnopsis patagoniensis*. Townsend (1998) reporta en Alto Baguales y Río Simpson *Belemnopsis* aff. *aucklandica* y *Belemnopsis* aff. *extenuatus* en rocas de la Formación Katterfeld. Más recientemente, Rivas *et al.* (2021) y Rivas *et al.* (2023) indican la presencia de *Belemnopsis* sp. y *Cylindroteuthis* sp. en la Formación Toqui. Adicionalmente, el Museo Regional de Aysén posee en sus colecciones ejemplares sin datos de recolección provenientes de la región en su colección histórica (Ortiz, 2022).

En la región de Magallanes, Stevens (1964), discuten ejemplares muy similares a *Dicoelites mihanus* en material recolectado por Zeil (1958) en su serie Sutherland, en los alrededores del lago Sarmiento. En el glaciar Tyndall, Stinnesbeck *et al.* (2014) reportaron *Belemnopsis* (*Belemnopsis*) cf. *launceloti* y *Belemnopsis* (*Belemnopsis*) cf. *alexandri* en areniscas turbidíticas de la Formación Zapata del Valangiano – Hauteriviano, y mencionan la presencia de grandes concentraciones de belemnites en diques verticales (Stinnesbeck *et al.*, 2014: Fig. 5.G-H). Aguirre-Urreta & Suárez (1985) describen *Belemnopsis* cf. *madagascariensis* en la Formación Yahgan, Tierra del Fuego, lo cual representa el único trabajo previo dedicado a este grupo realizado en Chile.

El registro más austral de un belemnite en Chile continental es también el más antiguo: *Helicurus fueguensis* por Dana (1848) en bahía Nassau, Región de Magallanes, aunque esta especie sería posteriormente sinonimizada con *Belemnopsis patagoniensis* por Stolley (1928).

Finalmente, el sitio Elizalde, estudiado en este trabajo, que gracias a la cantidad y buena preservación de sus belemnites ha permitido un enfoque sistemático en este grupo. El estudio de sitios mencionados en este capítulo (y otros aún no identificados) de una manera similar es fundamental para avanzar el entendimiento de este grupo en nuestro país.

7. CONCLUSIONES

- ❖ El sitio Elizalde consiste en una secuencia sedimentaria depositada en el contexto de un mar epicontinental de circulación reducida, donde el principal medio de sedimentación es la depositación hemipelágica (decantación) de material fino rico en materia orgánica. Cambios ambientales cíclicos (eustáticos o estacionales) provocaron la depositación periódica de niveles discretos de lutita rica en carbonatos. Sedimentos con mayor aporte continental (areniscas) se habrían depositado ocasionalmente en el sitio, probablemente como secciones distales de flujos turbidíticos.
- ❖ La presencia de pirita diseminada, es atribuida a una deficiencia de oxígeno en el sustrato, lo que es respaldado por la escasez de fauna bentónica y bioturbación, así como las lutitas con hedor sulfuroso y elevada fisibilidad. La existencia de cefalópodos fósiles con una alta demanda de oxígeno sugiere que las condiciones de las aguas superficiales eran dispares con respecto a las profundas y el sustrato.
- ❖ El sitio Elizalde tanto por litología como por contenido fósil es asignado a la Formación Katterfeld. La abundancia de cefalópodos y el aumento de niveles arenosos hacia techo son características que han sido observadas por otros autores como indicativas de la sección alta de la formación. En el sitio se encuentran los ammonites *Favrella* cf. *americana* y *F. wilckensi*, que corresponden a una edad Hauteriviano (superior e inferior, respectivamente), aunque esta última especie es mucho más frecuente. En base a esto se asume una edad hauteriviana media-superior que puede extenderse a edades más antiguas en la sección inferior sin ammonites.
- ❖ La fauna de belemnites del sitio Elizalde y del Hauteriviano de la cuenca de Aysén representan uno de los últimos vestigios del linaje de *Belemnopsis* (*sensu lato*) y en general de la subprovincia Etíope-Antártica, presente en la región desde el Titoniano.
- ❖ El conjunto faunístico estudiado posee afinidades claras con Madagascar y el sureste africano (*Parabelemnopsis*) así como la península Antártica (*Telobelemnopsis*, *Hibolites*

antarctica, *Discinisca* cf. *variabilis*), y comparte una fauna común con la cuenca austral-de magallanes al sur (*Favrella*, *Entolium* cf. *argentinum* y las taxas ya mencionadas)

- ❖ Los géneros *Parabelemnopsis* y *Telobelemnopsis* poseen varias características morfológicas y paleobiogeográficas comunes que permiten tanto diferenciarlos claramente del género *Belemnopsis* como asumir un linaje compartido entre ambos, cuya posición taxonómica relativa a *Belemnopsis* merece ser discutida por estudios posteriores.

- ❖ El sitio Elizalde cuenta con las condiciones idóneas para realizar un estudio sistemático sobre belemnites en un área específica de Chile, donde el conocimiento sobre este grupo es escaso, y está limitado principalmente a reportes. Aun así, los registros evidencian una presencia notable en las zonas Norte y Austral de Chile. Esta última particularmente tiene un elevado potencial para la investigación de estos grupos y la información que pueden entregar del ambiente en el que vivieron.

8. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE-URRETA, B. & SUÁREZ, M. 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcanoclástica de la Formación Yahgan, Titoniano-Cretácico Inferior del extremo sur de Chile. Congreso Geológico Chileno N° 4. Actas 1: 1-16. Antofagasta.

AGUIRRE-URRETA, B. & CICHOWOLSKI, M. 2007. Cephalopoda. Los Invertebrados Fósiles Tomo II (Camacho, H. editor). Vásquez Mazzini Editores: 441-476. Buenos Aires.

AGUIRRE-URRETA, B.; SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. & RAMOS, V. 2007. Ammonoids (Crioceratitinae, Hauterivian) from the Austral Basin, Chile. *Ameghiniana*. Vol. **44** (2): 387-397.

ÁLVAREZ-MENA, K.D.; PÉREZ-BARRÍA, L.; RIVAS, H., & VARELA, J.P. 2023. Cerro Mirador, Ñirehuao: un hotspot de icnología marina en el Cretácico Inferior de la Formación Apeleg (Aysén, Chile). XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Libro de Actas: p. 205. La Plata.

BIESE, W. 1961. El Jurásico de Cerritos Bayos. Instituto de Geología universidad de Chile. Vol. **19**: 61 pp. Santiago.

BELL, C.M.; DE LA CRUZ, R.; SUÁREZ, M. & TOWNSEND M.J. 1996. The evolution of the Aysen basin, an Early Cretaceous epicontinental interior seaway in southernmost South America. 3rd International Symposium of Andean Geodynamics. Actas: 289-292. Saint-Malo.

BELL, C.M. & SUÁREZ, M. 1997. The Lower Cretaceous Apeleg Formation of the Aysén basin, Southern Chile. Tidal sandbars deposits o fan epicontinental sea. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **24** (2): 203-225.

BENGTSON, P. 1988. Open nomenclature. *Paleontology*. Vol. **31** (1): 223-227.

BESAIRIE, H. 1930. Recherches géologiques à Madagascar: contribution à l'étude des ressources minérales. *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse*. Tomo **60**, fasc. 2: 345-616.

- BESAIRIE, H. 1936. Recherches géologiques à Madagascar. Première suite. La géologie du Nord-Ouest. Mémoires de L'Académie Malgache, fasc. **XXI**. Imprimerie moderne de L'Emyrne, Pitot de la Beaujardière; 259 pp. Antananarivo.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. 373 pp. Santiago.
- BRUCE, Z.R.V. 2001. Mesozoic Geology of the Puerto Ingeniero Ibañez area, 46° South, Chilean Patagonia. Tesis Doctoral, Canterbury University (inédito): 374 pp. Christchurch.
- CEA, P. 2021. Estratigrafía y petrografía del sector río Correntoso-cerro Rosado entre las coordenadas 45°20'-45°23'S y 72°09'-72°05'W, Región de Aysén del General Carlos Ibañez del Campo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito): 80 pp. Concepción.
- CHALLINOR, A.B. 1991. Belemnite successions and faunal provinces in the southwest Pacific, and the belemnites of Gondwana. *Journal of Australian Geology & Geophysics*. Vol. **12**: 301-325.
- CHALLINOR, A.B.; DOYLE, P.; HOWLETT, P. J. & NAL'NYAEVA, T. I. 1992. Belemnites of the circum-Pacific region. *The Jurassic of the Circum-Pacific* (Westermann, G.E.G. editor). Cambridge University Press: 334-341. Cambridge.
- CHALLINOR, A.B. & HIKUROA, D.C.H. 2007. New Middle and Upper Jurassic Belemnite assemblages from west Antarctica (Latady Group, Ellsworth Land): Taxonomy and Paleobiogeography. *Paleontologia Electronica*. Vol. **10**: 1-29.
- CHALLINOR, A.B. & HUDSON, H. 2017. Early and Middle Jurassic belemnites of New Zealand. *Australasian Palaeontological Memoirs*. Vol. **50**: 1-69.
- CICHOWOLSKI, M. 2003. The nautiloid genus *Cymatoceras* from the Cretaceous of the Neuquén and Austral basins, Argentina. *Cretaceous research*. Vol. **24**: 375-390.

COMBÉMOREL, R. 1988. Les belemnites de Madagascar. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*. Vol. **104**: 1-239.

COMBÉMOREL, R. & HOWLETT, P.J. 1993. Le genre Hibolites: Hibolites Mayer-Eymar, 1883, non Hibolithes Montfort, 1808, bélemnite du jurassique. *GEOBIOS*. M.S. N°**15**: 65-72.

CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RIVERA, O. & MATTHEWS, S.J. 2009. Carta Exploradora. Regiones de Antofagasta y Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Básica n° 119. Servicio Nacional de Geología y Minería: 100 pp. Mapa escala 1:100.000. Santiago.

CORTÉS, J.; PÉREZ-BARRÍA, L.; RIVAS, H., & VARELA, J.P. 2023. Belemnites y otras faunas de nuevo sitio para la Formación Katterfeld en lago Elizalde (Cretácico Inferior, Chile). XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Libro de Actas: p. 240. La Plata.

CREIXELL, C.; ORTIZ, M. & ARÉVALO, C. 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Carta Geológica de Chile, Serie Básica n° 133 y 134. Servicio Nacional de Geología y Minería: 82 pp. Mapa escala 1:100.000. Santiago.

DANA, J.D. 1948. Fossils of the exploring expedition under the command of Charles Wilkes USN; a fossil fish from Australia and a belemnite from Tierra del Fuego. *The Annals and Magazine of Natural History*. Vol. **2**: 149-150.

DAMBORENEA, S.E.; MANCENÍDO, M.O. & RICCARDI, A.C. 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Informe interno YPF (inédito): 152 pp. Buenos Aires.

DE LA CRUZ, R.; SUÁREZ, M.; BELMAR, M.; QUIROZ, D. & BELL, M. 2003. Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Básica N° 80. Mapa escala 1:100.000: 40 pp. Santiago.

- DOYLE, P. & HOWLETT, P.J. 1989. Antarctic belemnite biogeography and the break-up of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **47** (1): 167-182.
- DOYLE, P. & KELLY, S.R. 1988. The Jurassic and Cretaceous belemnites of Kong Karls land, Svalbard. *Norsk Polarinstitut Skrifter*. Vol. **189**: 1-77.
- DOYLE, P. & PIERRE, D. 1999. Belemnite Distribution Patterns. *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods* (Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. editores). Springer: 419-436. Boston.
- FAVRE, F. 1908. Die Ammoniten der unteren Kreide Patagoniens. *Nesus Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*. Beilage-Band, Vol. **25**: 601-647.
- FERUGLIO, E. 1936. *Paleontographia Patagonica*. vol. **11**. Memoria del Instituto Geológico de Padova: 384 pp. Padova.
- FOSSA-MANCCINI, E. 1933. Hallazgo de braquiópodos del género *Orbiculoidea* en el Rético de la Patagonia. *Boletín de Informaciones Petroleras*. X (106): 371-382.
- FUENZALIDA, H. 1935. Observaciones geológicas del territorio del Aysén. *Boletín del Museo de Historia Natural de Chile*. Vol. **14**: 31-49.
- FUENZALIDA, P.R. 1965. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé continental). *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Universidad de Chile. Vol. **22**: 95-158.
- HAAS, O. 1960. Lower Cretaceous Ammonites from Colombia, South America. *American Museum novitates*, no. 2005: 62 pp. Nueva York.
- HALLAM, A. 1976. Stratigraphic distribution and ecology of European Jurassic bivalves. *Lethaia*. Vol. **9**: 245-260.

HALLER, M. & LAPIDO, O. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **35**: 230-247.

HEIM, A. 1940. Geological observations of the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Vol. **33**: 25-51.

HILLEBRANDT, A.V. & SCHMIDT-EFFING, R. 1981. Ammoniten aus der Toarcium (Jura) von Chile (Sudamerika). Die Arten der Gattungen Dactyloceras, Nodicoeloceras, Peronoceras und Collina. *Zitteliana*. Vol. **6**: 1-74.

HOFFMANN, R. & STEVENS, K. 2020. The paleobiology of belemnites – foundation for the interpretation of rostrum geochemistry. *Biological Reviews*. Vol. **95** (1): 94-123.

HOWLETT, P.J. 1989. Late Jurassic-Early Cretaceous cephalopods of eastern Alexander Island, Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*. Vol. **41**: 1-72.

IPPOLITOV, A.P.; DESAI, B. & ARKADEV, V.V. 2015. First find of Parabelemnopsis, the alien belemnite from the southern hemisphere, in the upper Berriasian of Central Crimea. The International Scientific Conference on the Jurassic/Cretaceous boundary. *Actas*: 52-59. Samara.

JELETZKY, J.A. 1983. Macroinvertebrate paleontology, biochronology, and paleoenvironments of Lower Cretaceous and Upper Jurassic rocks, deep sea drilling hole 511, eastern Falkland plateau. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Vol. **71** (SEP): 951-975.

JENSEN, A. & QUINZIO, L.A. 1979. Geología del Área de Pampa Elvira y contribución al conocimiento del Jurásico marino entre los 23°00' y los 23°30' Latitud sur y los 68°45' y 69°03' Longitud oeste. II Región de Antofagasta, Chile. Memoria Universidad Católica del Norte, Departamento de Geociencias (inédito): 141 pp. Antofagasta.

KESJAR, D.; FÖZY I.; PRICE G.; CONDON, D.; SALAZAR C. & PÁLFY, J. 2017. Integrated Lower Cretaceous stratigraphy from the Aisén Basin, Patagonia, Chile. 10th International Symposium on the Cretaceous. *Berichte der Geologischen Bunsanstalt*. Vol 120: p. 142. Vienna.

KOMATSU, T.; SAITO, R. & FÜRSICH, F. 2001. Mode of occurrence and composition of bivalves of the Middle Jurassic Mitarai, Formation, Tetori Group, Japan. *Paleontological Research*. Vol. 5 (2): 121-129.

LAHSEN, A. 1966. Geología de la Región Continental de Aysén. Instituto de Investigación de Recursos Naturales, CORFO: 15 pp.

LINCOLN, R., BOXSHALL, G. & CLARK, P. 1998. A dictionary of ecology, evolution and systematics. 2da edición. Cambridge University Press: 361 pp. Cambridge.

MACELLARI, C.E. 1988. Stratigraphy, sedimentology and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island. *Geological Society of America Memoirs*. Vol. 169: 25-54.

MITCHELL, S.F. 2015. A reassessment of the validity and affinities of *Belemnites sulcatus* Miller, 1826, *Belemnopsis Edwards* in Gray, 1849, and *Belemnopsis Bayle*, 1878. *Carnets de Géologie*. Vol. 15 (4): 31-39.

MÖRICKE, W. 1985. Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*. Vol. 9: 1-100.

MOSCOSO, R.; MPODOZIS, C.; NASI, C.; RIBBA, L. & ARÉVALO, C. 2010. Geología de la hoja El Tránsito, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar n° 007. Servicio Nacional de Geología y Minería: 17 pp. Mapa escala 1:250.000. Santiago.

MUTTERLOSE, J. 1992. Early Cretaceous belemnites from the east Indian ocean and their paleobiogeographic implications. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. Vol. **123**: 443-450. Ocean Drilling Program.

NIEMEYER, H. 1975. Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco. Provincia de Aisen, Chile. Memoria de título, Universidad de Chile: 309 pp. Santiago.

NIEMEYER, H. 1980. Hoyas hidrográficas del Chile: undécima región. Ministerio de Obras Publicas: Dirección general de aguas. Santiago.

NIEMEYER, H.; SKARMETA, J.; FUENZALIDA, R. & ESPINOSA W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aisen, Región de Aisen del General Carlos Ibañez del Campo. Carta Geológica de Chile n°060-61. Servicio Nacional de Geología y Minería: 80 pp. Mapa escala 1:500.000. Santiago.

OLIVERO, E. 1982. Estratigrafía de la cuenca sur del lago Fontana, provincia del Chubut. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 147 pp. Buenos Aires.

ORTIZ, H. 2022. La colección Histórica del Museo Regional de Aysén y su vínculo con la identidad local. Proyecto Bajo la Lupa, subdirección de Investigación, Ministerio de las Culturas las Artes y el Patrimonio: 38 pp.

ORTIZ, M. & MERINO, R. 2015. Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, Regiones de Atacama y Coquimbo. Carta Geológica de Chile, Serie Básica n° 175-176. Servicio Nacional de Geología y Minería: 234 pp. Mapa escala 1:100.000. Santiago.

PANKHURST, R.J.; HERVÉ, F.; FANNING, C.M. & SUÁREZ, M. 2003. Coeval plutonic and volcanic activity in the Patagonian Andes: the Patagonian Batholith and the Ibañez and Divisadero Formations, Aysén, southern Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Actas. Concepción.

- PLOSZKIEWICS, J. & RAMOS, V. 1977. Estratigrafía y tectónica de la sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **32**: 209-229.
- POBLETE-HUANCA, A.; SUÁREZ, M.; RUBILAR-ROGERS, D.; GRESSIER, J. B.; ARRAÑO, C. & ORMAZÁBAL, M. 2021. First record of a Lower Cretaceous (Hauterivian) plesiosaur from Chile. *Cretaceous Research*. Vol. **128**. 104963.
- QUINZIO, L.A. 1987. Stratigraphische Untersuchungen im Unterjura des Sudteils der Provinz Antofagasta in Nord-Chile. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*. Reihe A, **87**: 100 pp. Berlin,
- RAMOS, V.A. 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia de Chubut, República Argentina. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas 1: 43-64. Santiago.
- RAMOS, V.A. 1981. Descripción geológica de la hoja 47 ab-“lago Fontana”. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° **183**: 141 pp. Buenos Aires.
- REYES, R. 1970. La Fauna de Trigonias de Aisén. *Publicaciones del Instituto de Investigaciones Geológicas*. Boletín N° **26**: 5-40.
- REYES, R. & PÉREZ, E. 1979. Estado actual del conocimiento de la Familia Trigoniidae (Mollusca; Bivalvia) en Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **8**: 13-64. Santiago.
- RICCARDI, A.C. 1970. Favrella R. Douvillé, 1909 (Ammonitina, Cretácico Inferior): edad y distribución. *Ameghiniana*. Tomo **7**: 119-138.
- RICCARDI, A.C. 1977. Berriasian Invertebrate fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia. *Neus jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*. Vol. **155** (2): 216-252.
- RICCARDI, A.C. 1984. Las zonas de amonitas del Cretácico de la Patagonia (Argentina y Chile). III Congreso Latinoamericano de Paleontología. Memoria: 396-405. México D.F.

- RICCARDI, A.C. 1988. The Cretaceous System of Southern South America. Geological Society of America. Memoir **168**: 161 pp.
- RICCARDI, A.C.; AGUIRRE-URRETA, M.B. & MEDINA F. 1987. Aconeceratidae (Ammonitina) 8. from the Hauterivian-Albian of Southern Patagonia. *Palaeontographica Abteilung A*. Vol. **196**: 105-185.
- RICHIANO, S.; VARELA, A.N.; CERECEDA, A. & POIRÉ, D.G. 2012. Evolución paleoambiental de la Formación Río Mayer, Cretácico Inferior, cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. **19** (1): 3-26.
- RICHIANO, S.; POIRÉ, D.G. & VARELA, A.N. 2013. Icnología de la Formación Río Mayer, Cretácico Inferior, sudoeste de Gondwana, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*. Vol. **50** (3): 273-286.
- RIEGRAF, W. 1995. Cephalopoda Dibranchiata Fossiles (Coleoidea). Fossilium catalogus. I: Animalia. Pars **133**: 411 pp.
- RIEGRAF, W. 1999. Taxonomic status of the belemnite genus *Belemnopsis* Bayle 1878. *Paläontologische Zeitschrift*. Vol. **73**: 59-76.
- RIVAS, H.; SALAZAR, C. & STINNESBECK, W. 2021. Facies and sequence stratigraphy of a mixed carbonate-volcanoclastic ramp in intra-arc settings: An example from the Toqui Formation (Lower Cretaceous), southern Chile (45° S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **94**. 103292.
- RIVAS, H.; SALAZAR, C. & STINNESBECK, W. 2023. A “cool-water” non-tropical mixed volcanoclastic-carbonate ramp from the Early Cretaceous of southern Chile (45° 40’S). *Facies*. Vol. **69** (3): 1-31.

SADE, K. 2008. Cazadores extintos de Aysén continental. Ñire Negro: 110 pp. Coyhaique.

SANDERS, M.T.; BARDIN, J.; BENZAGGAGH, M. & CECCA, F. 2013. Early Toarcian (Jurassic) belemnites from northeastern Gondwana (South Riffian ridges, Morocco). *Paläontologische Zeitschrift*. Vol. **89**: 51-62.

SALAZAR, E.; COLOMA, F. & CREIXELL, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Básica N° 149. Mapa escala 1:100.000: 106 pp. Santiago.

SEILACHER, A. 2007. Trace fossil analysis. Springer Berlin: 226 pp. Heidelberg.

SKARMETA, J. 1974. Geología de la región continental de Aysén entre los 45° y los 46° latitud Sur. Memoria de Título, Universidad de Chile (Inédito): 226 pp. Santiago.

SMITH, A.G.; SMITH, D.G. & FUNNELL, B. M. 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge University Press: 112 pp. Cambridge.

STANTON, T.W. 1901. The Marine Cretaceous Invertebrates. Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia, 1896-1899, Vol. 4 -Paleontology, part 1 (Scott, W.B. editor). J. Pierpont Morgan Publication Fund: 43 pp. Princeton.

STEVENS, G.R. 1964. The belemnite genera *Dicoelites* Boehm and *Prodictoelites* Stolley. *Palaeontology*. Vol. **7** (4): 606-620.

STEVENS, G.R. 1965. The Jurassic and Cretaceous Belemnites of New Zealand and a Review of the Jurassic and Cretaceous Belemnites of the Indo-Pacific Region. *New Zealand Geological Survey Palaeontological Bulletin*. Vol. **36**: 1-283.

STEVENS, G.R. 1973. Jurassic Belemnites. Atlas of palaeobiogeography (Hallam, A. editor). Elsevier: 259-274. Amsterdam.

- STEVENS, K.; POHLE, A.; HOFFMAN, R. & IMMENHAUSER, A. 2023. Bayesian inference reveals a complex evolutionary of belemnites. *Palaeontologia Electronica*. Vol. **26** (1): a13.
- STOLLEY, E. 1928. *Helicerus* Dana als Erhaltungszustand von Belemnopsis. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*. Vol. **60**: 315-324.
- STOW, D. & SMILLIE, Z. 2020. Distinguishing between Deep-Water Sediment Facies: Turbidites, Contourites and Hemipelagites. *Geosciences*. Vol. **10** (2), 68: 43 pp.
- SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R.; AGUIRRE-URRETA, B. & FANNING, M. 2009. Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontologic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **27**: 309-325.
- SUÁREZ, M.; GRESSIER, J.B.; ROSSEL, P. & DE LA CRUZ, R. 2023. Lower Cretaceous missing volcanic arc. A migrating arc, central Patagonian cordillera, Chile: Detrital zircon U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **112** (3): 907-923.
- TAYLOR, K.G. & MACQUAKER, J.H.S. 2000. Early diagenetic pyrite morphology in a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, eastern England. *Sedimentary Geology*. Vol. **131**: 77-86.
- THOMSON, M.R.A. 1971. Inarticulate Brachiopoda from the Lower Cretaceous of south-eastern Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*. Vol. **25**: 85-94.
- TOWNSEND, M.J. 1998. The Paleogeography of the Lower Cretaceous Aysén Basin of southern Chile. Tesis doctoral, University of Bristol (inédito): 243 pp. Bristol.

VENNARI, V. V.; AGUIRRE-URRETA, B.; MARIN, L.S.; PELLENARD, P.; MARTÍNEZ, M. & TUNIK, M. 2023. Upper Jurassic (Tithonian) belemnites from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **124**. 104200.

WIGNALL, P. B. 1994. *Black Shales*. Oxford University Press: 127 pp. Oxford.

WILLEY, E.I. 1973. Belemnites from south-eastern Alexander Island: II. The occurrence of the family Belemnopseidae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous. *British Antarctic Survey Bulletin*. Vol. **36**: 33-59.

ZEIL, W. 1958. Sedimentation in der Magallanes-Geosynklinale mit besonderer Berücksichtigung des Flysch. *Geologische Rundschau*. Vol. **47**: 425-443.