



ESTRATIGRAFÍA Y FACIES SEDIMENTARIAS EN LA FORMACIÓN ZAPATA, SECTOR ESTE DEL GLACIAR TYNDALL, PARQUE NACIONAL TORRES DEL PAINE, REGIÓN DE MAGALLANES, CHILE.

Luis Eduardo Rivas Meza

Profesor Guía: Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn.
Profesores Comisión: Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra.
Msc. Abraham Elías González Martínez.

Resumen

La zona de estudio se emplaza en el límite este del Glaciar Tyndall en el Parque Nacional Torres del Paine, Región de Magallanes y la Antártica Chilena, Chile. Corresponde a una sucesión de estratos pertenecientes a la Formación Zapata, de granulometría principalmente fina, de ambiente marino profundo, cuya depositación fue interrumpida episódicamente por corrientes turbulentas, aportes volcánicos esporádicos y abundantes estructuras de slumps.

En el área se identifican 2 miembros cuya sedimentación ocurrió probablemente muy cerca de la línea de costa, en un paleorelieve abrupto como el de un cañón submarino. El primer miembro contiene abundantes fósiles de diferentes especies de ictiosaurios, acompañados de belemnites, ammonites, peces y bivalvos (inoceramidos). El segundo miembro, probablemente producto de cambios en las condiciones tectónicas regionales, indicaría una profundización en la cuenca y un ligero aumento en el volcanismo de la región.

Por la abundancia y las extraordinarias condiciones de conservación de los ictiosaurios, es posible clasificar esta zona o área como una localidad "Lagerstätte".

Palabras Claves: Parque Nacional Torres del Paine; Formación Zapata; corrientes turbulentas; ictiosaurios.

Introducción

Objetivo General

El objetivo principal de este trabajo es realizar un estudio estratigráfico y análisis de facies sedimentarias en parte de la Formación Zapata.

Objetivos Específicos

Los Objetivos específicos son:

- Definir la ubicación estratigráfica de las secuencias sedimentarias estudiadas dentro de la Formación Zapata.
- Definir el o los miembros estratigráficos que afloran en la zona de estudio.
- Determinar el o los ambientes de sedimentación de las rocas del área de estudio.
- Evaluar potencial paleontológico del área y sus características.

Ubicación del Área de Estudio:

El área de estudio se ubica en el límite este del Glaciar Tyndall (51° 8' 20''S/73° 16' 50''W, South American 1969), cubriendo un área aproximada de 10 km², en el sector occidental Parque Nacional Torres del Paine, Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y la Antártica Chilena, al sur de Chile (Figura 1, Anexos) a 393 km al noreste de la ciudad de Punta Arenas, 112 km al norte de la ciudad de Puerto Natales y a casi 2.000 km de la ciudad de Santiago; específicamente localizada a 10 km al sur del Cerro

Zapata, 5 km al sur de la Laguna Ferrier y 3 km al oeste del Cerro Ferrier, entre los 51°05'-51°09' latitud Sur y los 73°20'-73°16' longitud Oeste.

Agradecimientos

Se agradece en particular a quienes financiaron este trabajo, bajo el proyecto de investigación: "*Ichthyosaurs of late Jurassic/early Cretaceous age in the Torres del Paine National Park, Southernmost Chile*", dirigido por el Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck, asistido por el Prof. Dr. Heverhard "Dino" Frey, más la cooperación del Instituto Antártico Chileno, representado por el Dr. Marcelo Leppe. A quienes me acompañaron en las campañas de terreno: Dra. Judith Pardo, Dr. Christian Salazar, Dr. Patricio Zambrano, Msc. Esteban Beltrán, Marko Yurak, Nicolás Merino, Joaquín Riquelme, Natalia Varela, Isabel Contreras, Héctor Mancilla y Claudio Valenzuela. Al personal guardaparques de Torres del Paine. De manera muy especial agradezco a mi familia y en especial a Paulina quien me ha apoyado en cada momento.

Marco Geológico

La zona de interés se emplaza en rocas sedimentarias de la Formación Zapata, definida por Katz (1963), asignada al Tithoniano Superior-Albiano? Consiste en una sucesión monótona de lutitas grises oscuras con abundante pirita diseminada, rítmicamente intercaladas con areniscas de grano fino a grueso, además de abundantes estructuras de slumps (Katz, 1963; Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005). Sobreyace en inconformidad al Complejo Ofiolítico de Sarmiento (163-142 Ma, Stern *et al.*, 1992) y de forma transicional a rocas volcánicas y sedimentarias marinas, de la Formación Tobífera (Thomas, 1949 en Charrier *et al.*, 2007) de 160 a 152 Ma, que marcan el inicio de la formación de la Cuenca Rocas Verdes (Katz, 1973; Dalziel *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986). Infrayace en discordancia progresiva a rocas sedimentarias marino-profundas de la Formación Punta Barrosa (Katz, 1963), que corresponden a los primeros sedimentos depositados de la Cuenca de Magallanes (Biddle *et al.*, 1986; Fildani y Hessler, 2005) (Figura 2, Anexos).

Metodología

Para los objetivos de este trabajo se realizaron actividades en tres etapas: pre-terreno, terreno y

gabinete. La primera enfocada en la recopilación de antecedentes bibliográficos y tópicos relacionados a este trabajo; además de la planificación de la etapa de terreno, considerando antecedentes geológicos, características climáticas y las vías de acceso disponibles. En la etapa de terreno se efectuaron 2 salidas con 50 días de trabajo efectivo. En la última etapa se procede a la selección de muestras, recolectadas en terreno, para estudios petrográficos macro y microscópicos. Para la determinación de fósiles se contó con ayuda de especialistas: Dra. Judith Pardo, Prof. Dr. Heverhard "Dino" Frei y Dr. Samuel Giersch en la determinación y clasificación de Ictiosaurios y peces; a Dr. Cristián Salazar y Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck en la identificación de ammonites.

Resultados

En terreno la potencia de los afloramientos se extiende por cientos de metros, siendo difícil de determinar debido a la topografía abrupta del área, Katz (1963) y Wilson (1991) estiman una potencia superior a los 1.000 m para las secuencias sedimentarias de la cuenca de Rocas Verdes en el área del Tyndall.

Para este estudio, en terreno se confeccionan 5 columnas estratigráficas y con ellas se elabora una columna generalizada de 125 m (Anexos, Figura 3).

Las secciones se detallan a continuación:

Sección Cascada

Ubicada en las inmediaciones de una pequeña caída de agua, de unos 4 m de altura, en las coordenadas UTM 4.336.143 N-620.196 E, con 30 m de potencia y la disposición general de sus estratos es de N25°W/15°NE. Esta sucesión estratigráfica se puede separar en 3 tramos (inferior, medio y superior).

Tramo inferior de 12,3 m de espesor; consiste en una sucesión rítmica de areniscas pardas masivas, compuestas por cristales de feldespatos, cuarzo, muscovita, clastos subangulares de rocas volcánicas y sedimentarias, además de clastos redondeados de rocas metamórficas; limolitas arenosas con abundante pirita diseminada y niveles milimétricos de tobas cristalinas grises verdosas de composición andesítica. En las areniscas se identifican restos de 2 ictiosaurios indeterminados, peces del súper orden Osteoglossomorpha, belemnites [*Belemnopsis*

(*Belemnopsis*) cf. *launzeloti* Howlett 1989], ammonites indeterminados y restos de troncos que contienen pequeños pelecípodos indeterminados adheridos a ellos, mientras que en limolitas se reconocen inoceramidos [*Neocomiceramus curacoensis* (Weaver 1931 en Stinnesbeck *et al.*, 2014)], de los que solo se preservan sus moldes internos.

Tramo intermedio de 6,3 m de potencia, consiste en niveles de estratos distorsionados, que contienen capas de areniscas y limolitas arenosas, altamente deformadas, que se intercalan en la secuencia, además de un nivel aislado de conglomerado fino de 30 cm de espesor y un estrato de 1 m de potencia de limolitas arenosas.

Tramo superior con 10,3 m de potencia, marcado desde su base por niveles conglomerádicos, que varían de 0,5 a 3 m de potencia, de grano grueso a medio, intercalados con las secuencias nombradas anteriormente; el primer nivel que marca el inicio de la secuencia, de base erosiva con geometría acanalada (Lámina 1, Fotografía A). Están compuestos por clastos angulosos de rocas volcánicas, sedimentarias, restos fósiles (huesos desarticulados de ichthyosauridae y cientos de belemnites) y restos vegetales, inmersos en una matriz fina reemplazada a calcita. A partir de estas capas se desarrollan diques neptúnicos que alcanzan 5 m de largo, de igual composición al conglomerado, que cortan las secuencias infrayacentes. También se intercalan pequeños niveles de areniscas con estratificación cruzada y estratos de limolitas con laminación convoluta, que aumentan en espesor respecto a los tramos inferiores. El contenido fósil en limolitas arenosas consiste en bioturbaciones: *Zoophycos* isp., *Chondrites* isp. y otras indeterminadas.

Sección Ictiosaurios

Con 82,8 m de espesor, ubicada contigua al glaciar Tyndall, UTM 4.336.170 N-619.585 E, denominada así por la gran cantidad de especímenes de reptiles marinos que contiene. Se describe en 3 tramos:

El tramo inferior de 25,6 m de potencia, esta constituido por una sucesión de intercalaciones milimétricas y centimétricas de lutitas, de coloraciones grises claras a oscuras y pardas con piritita diseminada, limolitas arenosas con laminación paralela, areniscas de grano medio fino, masivas, también con laminación paralela, subordinadamente con estratificación cruzada, y niveles aislados de tobas

cristalinas de composición andesítica. En ocasiones las capas de areniscas contienen concreciones calcáreas. Además, concordantes a la estratificación se intercalan capas de estratos distorsionados de 1 a 2,7 m de potencia.

En areniscas se identifican fósiles de Ictiosaurios: *Ophthalmosauridae* indet. y *Platypterygius hauthali* (Lámina 2, Fotografía A); asociados ellos: ammonites: *Crioceratites andinum*, *Pseudofavrella* cf. *garatei*, *Crioceratites diamantensis* y del género *Substeuroceras*; belemnites, restos de peces indeterminados de tono azulado y fracciones de troncos fósiles, de 0,1 a 2,0 m de largo y 20 cm de ancho, con pequeños bivalvos indeterminados adheridos. También bioturbaciones de *Ophiomorpha rudis*. En limolitas arenosas se reconocen *Neocomiceramus* y escasas bioturbaciones indeterminadas.

El tramo intermedio de 37,3 m de potencia consiste en alternancias monótonas de limolitas arenosas ricas en piritita, diseminada y en forma de pequeños cúmulos, con laminación paralela y puntualmente convoluta; capas de areniscas medias a finas con diferentes ordenamientos internos, como: niveles con gradación normal en ocasiones conteniendo clastos angulosos de lutitas que de 1 cm de diámetro en su base y estructuras flute cast, estratos masivos, con gradación inversa, con estratificación paralela, además de escasas capas con estratificación cruzada y hummocky;; lutitas violáceas oscuras con alto contenido en piritita; y escasos niveles centimétricos a decimétricos de tobas cristalinas andesíticas de tonos verdes. El registro también abarca niveles de concreciones calcáreas en estratos limolitas arenosas y niveles de estratos distorsionados, que alcanzan 1,5 m de espesor, que en ocasiones contiene clastos rotados de limolitas, lutitas y areniscas.

El contenido fosilífero consta principalmente de belemnites, 7 especímenes de Ictiosaurios, destacándose *Platypterygius* sp., una aleta aislada de la misma especie (Lámina 2, Fotografía B) y un ophthalmosaurido que preserva dos coprolitos (uno presumiblemente dentro de su cuerpo y el segundo a un costado), ammonites (*Pseudofavrella angulatiformis*), *Neocomiceramus*, madera fósil con pequeños pelecípodos indeterminados adosados, y restos de peces indeterminados. En limolitas arenosas se identifican bioturbaciones de *Chondrites* isp., junto a otras indeterminadas y moldes mal preservados de inoceramidos.

El tramo superior de 19,6 m de espesor continúa con la misma secuencia sedimentaria, exceptuando los niveles de tobas cristalinas. Predominan los estratos de limolitas arenosas con pirita diseminada y laminación convoluta. Al igual que el tramo anterior existen niveles de concreciones calcáreas contenidos en limolitas arenosas y también en areniscas masivas. Además, hay un aumento en la ocurrencia y en la potencia de niveles de estratos distorsionados (Lámina 1, Fotografía B).

En este tramo se hallan fósiles de ictiosaurios indeterminados y algunos identificados como *?Caypullisaurus bonapartei* (Lámina 2, Figura C); ammonites indeterminados, una capa lutitas en cuyo techo abundan inoceramidos con especímenes en distintos estadios de desarrollo, desde larvas hasta adultos, y en el techo de la sección, en areniscas, vértebras de *?Crocodylia* indet. junto a troncos fósiles, restos de ictiosaurios, belemnites y ammonites indeterminados.

Sección Ictiosaurio Completo

Con 14 m de potencia (Lámina 1, Fotografía C), aledaña a un barranco de 40 m de altura, en las coordenadas UTM 4.336.118 N-618.910 E. Esta sección lleva el nombre por un espécimen completo de ichthyosauridae hallado en el afloramiento.

Compuesta por capas centimétricas a milimétricas de areniscas de grano medio a fino, puntualmente con laminación paralela y gradación normal con escasas estructuras de flute cast en su base, intercaladas rítmicamente con limolitas arenosas con pirita diseminada, conteniendo un nivel de concreciones calcáreas, y lutitas violetas grisáceas a amarillentas, de 0,1 a 1 m de espesor, con abundante pirita diseminada y en forma de cúmulos de 2 a 3 cm de diámetro.

Desde los 5 m hasta el techo de la sección se intercalan niveles de estratos distorsionados, con una potencia máxima de 5,4 m que se acuñan hacia el este, haciéndose discordantes a las capas que sobreyacen.

En areniscas se identifican fósiles de: belemnites, ammonites indeterminados, peces indeterminados, un ictiosaurio completo identificado como *Platypterygius hauthali* que preserva restos de un embrión en su cavidad torácica. Además, bioturbaciones de la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis*.

Sección Tyndall

Ubicada en las coordenadas UTM 4.336.226 N-618.738 E, con una potencia de 66,8 m, sus capas tienen una aptitud general de N6°E/13°SE.

Corresponde a una alternancia de limolitas arenosas con abundante pirita diseminada, puntualmente con laminación paralela, que alcanzan el metro de potencia, areniscas, de grano fino a grueso principalmente masivas y algunas capas con estratificación paralela, en ocasiones conteniendo clastos angulosos de lutitas en la base de las capas, lutitas con abundante pirita diseminada, sus potencias varían desde un par de centímetros hasta sobrepasar un metro. A partir de los 21 m de la sección se intercalan tobas cristalinas verdosas con las capas de granulometría más fina y se registran niveles de estratos distorsionados que alcanzan 1,5 m de potencia. También se reconocen niveles de concreciones calcáreas contenidos en limolitas arenosas y areniscas de grano medio; en las mismas capas se identifican estructuras de carga (Lámina 3, Fotografía A), laminación convoluta, flute cast y flares (Lámina 3, Fotografía B).

En la parte inferior de la sección destaca la presencia de fallas sin-sedimentarias que cortan parte de la secuencia (Lámina 3, Figura C), solo afectando a un paquete de estratos.

El contenido fosilífero, registrado en areniscas, consta de restos de ictiosaurios: una aleta aislada de *Ophthalmosauridae* indet. (Lámina 2, Figura D), el cráneo, parte de su columna vertebral y aletas de un *Platypterygius hauthali*, 3 especímenes completos de *Platypterygius* sp. y un *Ophthalmosauridae* indet. que destaca por sus 6 m de longitud (Lámina 2, Figura E), además de restos de otros ictiosaurios indeterminados, belemnoides en ocasiones quebrados, con sus trozos separados solo por un par de centímetros (Lámina 3, Fotografía D), *ammonoideos identificados como: Favrella americana* y *Pseudofavrella cf. robusta*; restos de peces, con coloración azul, pertenecientes a la familia *Gyrodontidae* del orden Pycnodontiformes y en lutitas se identifican *Neocomiceramus* mal preservados.

Sección Superior

Comienza las coordenadas UTM 4.336.042 N-618.191 E con 17,6 m de potencia, consta de 2 miembros: Inferior y Superior, separados por un conglomerado grueso de base erosiva.

El tramo inferior consiste en alternancias de areniscas

pardas de grano grueso, masivas, que contienen restos de ictiosaurios y ammonites indeterminados, además de una gran cantidad de belemnoides; lutitas grises con abundante pirita diseminada y algunos niveles de limolitas arenosas pardas, que alcanzan 40 cm de espesor y contienen niveles de concreciones calcáreas de aproximadamente 1 m de diámetro. Además, en este tramo se intercala un nivel de 1 m de espesor de estratos deformados.

El tramo superior comienza a los 4,7 m de la sección, con un conglomerado grueso, de 1,75 m de potencia, mal seleccionado, con gradación normal, matriz soportado, de geometría acanalada en su base, compuesto por: concreciones calcáreas, clastos angulosos a subredondeados de areniscas y limolitas arenosas que alcanzan el metro de diámetro, restos de huesos fósiles y belemnites. Sobreyaciendo a esta capa continúa la intercalación de areniscas, limolitas, lutitas negras a grises claras, tobas cristalinas y estratos de conglomerados de grano fino, de menor potencia que el descrito inicialmente. En las areniscas domina la estratificación paralela, aunque también existen niveles masivos y con estratificación cruzada. En areniscas se identifican restos de ammonites: *Thurmaniceras?* sp., *Lissonia riveroi* y algunos especímenes de la Subfamilia *Neocomitinae*. Las limolitas arenosas contienen abundante pirita diseminada y se reconocen bioturbaciones de *Chondrites* isp. y *Zoophycos* isp., puntualmente se reconocen estructuras dish. Destacan algunos diques neptúnicos desarrollados a partir de los niveles de conglomerados, que cortan la secuencia, cuyo relleno incluye abundantes belemnites y huesos desarticulados de reptiles marinos (Lámina 3, Fotografía E).

Análisis de facies sedimentarias

En base al estudio del contenido fosilífero, litofacies e icnofacies (basados en: Bouma, 1962; Seilacher 1967; Mutti y Ricci-Lucchi, 1972; Lowe, 1982; Pickering *et al.*, 1989; Mutti, 1992; Reading, 1996; Shanmugan, 1997; Nichols 2009; Buatois y Mangano, 2011) es posible identificar las siguientes asociaciones de facies:

Asociación de conglomerados y areniscas conglomerádicas, matriz soportados.

Originada a partir de flujos hiperconcentrados, derivados de la dilución de flujos de detritos, iniciados

en zonas con fuertes pendientes en ambientes marinos profundos, la depositación se lleva a cabo por la pérdida de energía del flujo debido a la disminución de la velocidad por cambios en la pendiente del terreno, su descenso provoca un aumento de la fricción y cohesión entre los granos transportados por el flujo, generando su depositación. Se interpretan como relleno de canales submarinos (Pickering *et al.*, 1989; Mutti, 1992)

El material paleontológico al igual que los clastos y concreciones calcáreas sugieren un aporte desde el interior de la cuenca, éstos son erodados desde capas preexistentes e incorporados a estos flujos, por periodos de tiempo y espacio reducidos a su posición final, en esta facies no es posible el desarrollo de vida a causa de las fuertes corrientes marinas.

Asociación de conglomerados clasto soportado con superficies de erosión basal.

Corresponden a depósitos residuales, generados por la dilución de flujos hiperconcentrados, asociados a procesos de deslizamientos en masa, los bloques de mayor tamaño son segregados y depositados gradualmente desde la corriente principal en las bases de canales submarinos, en ambientes con pendientes pronunciadas. Al igual que en la asociación anterior, los restos fósiles y los clastos serían erosionados, desde capas ya litificadas y arrastrados por los flujos desde niveles batimétricos superiores o adyacentes, por un periodo de tiempo y espacio reducido a su posición final.

La formación de diques neptúnicos, a partir de los estratos de esta facies, ocurriría posterior a la depositación, en etapas tempranas de la diagénesis, como el resultado del relleno de fracturas tensionales por cambios en los campos de estrés en las rocas y a las diferentes respuestas de las capas a esos cambios, las capas de reología plástica fluyen inyectadas a través de fracturas hidráulicas generadas en las rocas de comportamiento frágil (Selles-Martínez, 1996), posiblemente gatillados por actividad sísmica y/o eventos de depositación en masa sucesivos sobre estas capas, que indicarían inestabilidad a lo largo del talud.

Asociación de areniscas medias a gruesas con laminación paralela, masivas y en ocasiones con gradación inversa.

Caracterizado para ambientes marino-profundos, depositados a partir de flujos gravitacionales, no

cohesivos, pobres en fango, probablemente flujos de detritos arenoso (Shanmugan, 2002). El mecanismo de sostenimiento de los granos correspondería a presión dispersiva por colisión entre granos, que también sería responsable de la gradación inversa, moviendo a las partículas perpendicular a la zona de cizalle y alejando a las de mayor granulometría de esta zona. Su depositación ocurre en eventos rápidos por “freezing” o congelamiento de la masa (Shanmugan, 1997).

La depositación ocurre en eventos sucesivos bajo la influencia de deslizamientos en masa a lo largo del talud, atribuidos sobrecarga sedimentaria en los sectores batimétricamente superiores y/o a actividad sísmica, dichos eventos también pudieron provocar un gradiente inverso de densidad en los sedimentos, al momento de su depositación, dando como resultado estructuras de deformación sedimentaria suave como flares.

La evidencia fósil: ictiosaurios, restos de cocodrilia, ammonites, belemnites y peces puede corresponder a organismos que fueron atrapados y arrastrados hacia sectores más profundos en la cuenca, por estos flujos o corrientes que evolucionaron en ellos, desde niveles batimétricos superiores, donde estos organismos desarrollaban sus actividades biológicas. Acompañando a los fósiles anteriormente descritos existe una gran cantidad de restos de madera bien preservada, lo que sugiere un aporte fluvial de alta energía a la cuenca y un sector costero con buena vegetación, posiblemente boscoso. La depositación ocurre en un lecho marino, en el que prevalecían condiciones anaeróbicas evidenciado por la ocurrencia de pirita (Fisher y Hudson, 1985; Canfield y Raiswell, 1991).

Los niveles de concreciones calcáreas indicarían la presencia de circulación de fluidos ricos en carbonatos en la interfaz agua-sedimento o por debajo de la misma, mientras que estos niveles contaban con la porosidad y la transmisibilidad de fluido necesaria para su circulación y posterior depositación, la presencia de esos fluidos también sería el aporte necesario de carbonatos para la probable fosfatación de peces, que ocurriría en etapas tempranas de la diagénesis.

Asociación de areniscas finas a medias, sin estructuras.

Corresponde al primer horizonte de la secuencia de Bouma (1962). Desarrollada en un ambiente marino

profundo cuyo piso tiene influencia de corrientes marinas de fondo, con predominio de condiciones anóxicas y reductoras, corroborado por pirita diseminada en sus capas.

La depositación de cada capa individual es producto del aporte de un solo flujo turbulento (Shanmugan, 1997, 2002). Por la disminución en la velocidad de la corriente, debería depositar el material de grano grueso y más denso en primer lugar, seguido del material fino generando gradación normal. Las estructuras flute cast generalmente marcan la base de este nivel, indicando flujos que erosionaron parcialmente las capas cohesivas depositadas previamente, sin embargo, no significa que el mismo flujo que provocó la erosión sea el que aportó los sedimentos depositados posteriormente (Shanmugan, 2002).

De forma aislada, en areniscas se desarrollan bioturbaciones de la icnofacies *Nereites: Ophiomophora rudis*, ubicados en un ambiente posiblemente bajo el límite de óxido-reducción (Uchman, 2009), con periodos de colonización oportuna por aportes de oxígeno y materia orgánica, que arrastran las corrientes de turbidez desde niveles superiores del talud a un ambiente de fondo oceánico generalmente hostil, de canales submarinos y en facies proximales de lóbulos en abanicos marinos profundos (Uchman, 2007). Similar a la facies anterior, estas capas tenían una buena porosidad y transmisibilidad de fluidos que permiten la formación de concreciones calcáreas.

Asociación de areniscas finas a muy finas, limolitas y lutitas.

Presentes en toda el área, descritos en la secuencia idealizada de Bouma (1962) como los horizontes B, C, D y E. El contenido fosilífero de esta facies se restringe a bioturbaciones de *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., algunas indeterminadas y una gran cantidad de inoceramidos en distintos estadios de desarrollo, en ocasiones cubriendo áreas superiores a 10 m², pudiendo indicar asentamientos larvarios en el sustrato. Este arreglo faunístico es característico de ambientes marino-profundos (sistemas turbidíticos) de baja energía con bajo aporte alimenticio, pudiendo estar por debajo del límite de óxido-reducción, lo que es corroborado por la presencia de pirita, con intervalos cortos de condiciones favorables en el fondo oceánico, que permitirían el desarrollo de comunidades bentónicas.

El desarrollo de esta facies, en las areniscas finas

ocurre, a partir del asentamiento de partículas desde corrientes de turbidez (Lowe, 1982; Mutti, 1992; Shanmugan, 1997), mientras que los horizontes de granulometría más fina han sido depositados por transferencias laterales de sedimentos desde corrientes oceánicas profundas y decantación de sedimentos pelágicos y hemipelágicos (Pickering *et al.*, 1989; Shanmugan, 1997, 2002).

Como producto del retrabajo de corrientes de fondo, se desarrolla estratificación cruzada y hummocky presente de manera puntual en areniscas (Araya y Masuda, 2001; Shanmugan, 2002).

Durante o inmediatamente después de la depositación en algunas de estas capas, se generó un gradiente inverso en los sedimentos provocando la licuefacción de éstos y el desarrollo estructuras de carga y flares, posiblemente gatillados por deslizamientos en masa y/o a la ocurrencia actividad sísmica (Mutti, 1992; Owen y Moretti, 2011; Knight, 2015 en Mazumder *et al.*, 2016), otras estructuras características de esta facies son desarrolladas por el escape de agua vertical, que arrastran los sedimentos hacia arriba originando estructuras con formas de platos (dish) (Mazumder *et al.*, 2016); por un proceso similar se genera la estratificación convoluta que afecta a sedimentos inconsolidados cercanos a la superficie, durante o justo después de su depositación y antes de una diagénesis significativa (Owen y Moretti, 2011; Allen, 1977 en Tinterri *et al.*, 2016). También indicativo de eventos sísmicos en el sector es la presencia de fallas sinsedimentarias, emplazadas cuando los sedimentos aún se encontraban en un estado dúctil, pudiendo indicar que los procesos de compactación y consolidación fueron mucho más rápidos en comparación a las tasas de sedimentación (Mazumder *et al.*, 2016).

Asociación de estratos plegados y contorneados

Identificados en gran parte de la zona de estudio, como niveles con estratos deformados. Originados en ambientes profundos, en sectores superiores del talud, emplazados por movimientos en masa cuesta abajo, de paquetes de estratos previamente depositados y no litificados del todo. Son el resultado de caídas rotacionales y deslizamientos de paquetes de estratos a lo largo de alguna superficie de despegue, cuyo material no se disgrega completamente, siendo comunes para sistemas turbidíticos de fuertes pendientes. Su desarrollo se puede atribuir a diferentes factores o a una

combinación de ellos como: a la sobrecarga de sedimentos por altas tasas de sedimentación, un talud de geometría abrupta y/o a la ocurrencia de eventos sísmicos. La depositación ocurre por el cese del movimiento de la masa por la disminución del ángulo del talud ya que la fuerza de gravedad no sobrepasa la fricción basal e interna (Pickering *et al.*, 1989).

Asociación de niveles tobáceos

Interpretados como horizontes piroclásticos sinsedimentarios de volcanismo activo en la región. Probablemente relacionados a eventos volcánicos recurrentes ocurridos en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior contemporáneo a la depositación de la Formación Zapata; estos niveles tobáceos y su escasa potencia indican que el centro eruptivo se encontraba posiblemente alejado de la zona.

Conclusiones

Las rocas sedimentarias estudiadas, basados en el mapeo geológico del área, la ausencia de volcanismo (excepto algunas las capas delgadas de tobas andesíticas que se intercalan en la secuencia) son asignadas a la Formación Zapata, su rango y posición estratigráfica no es precisa dentro de la secuencia general. Sin embargo, en base a la descripción de la Formación que realiza Wilson (1991), es posible ubicar tentativamente estas secuencias sedimentarias como parte del miembro D del autor, que corresponden a la parte media-superior de la Formación. El contenido faunístico descubierto en este trabajo (*Neocomiceramus curacoensis*, *Crioceratites andinum*, *Crioceratites diamantensis*, *Pseudofavrella* cf. *garatei*, *Pseudofavrella angulatiformis*, *Favrella americana*, *Pseudofavrella* cf. *robusta*, *Lissonia riveroi*) indica una edad relativa de Valanginiano – Hauteriviano, coincidiendo dentro del rango de edades propuestas por Katz (1963).

En base a las características litológicas se divide en dos miembros, separados por un conglomerado grueso de base erosiva. El miembro inferior, consiste en una alternancia de limolitas arenosas y lutitas con abundante pirita diseminada, con intercalaciones menores de areniscas, conglomerados y escasos niveles de tobas cristalinas de potencias milimétricas a centimétricas, además de estructuras slumps que se intercala en la secuencia. Contiene abundantes fósiles de reptiles marinos pertenecientes al orden Ichthyosauridae, registrándose especímenes

completos como también miembros aislados de: *Ophthalmorisoridae* indet., *Platypterygius hauthali* v. Huene, 1927 (Pardo *et al.*, 2012), *Platypterygius* sp. y *Caypullisaurus bonapartei* (Fernández, 1997; Pardo *et al.*, 2012), restos aislados de cocodrilos indeterminados, acompañados por: belemnoides (*Belemnopsis*), inoceramidos (*Neocomiceramus curacoensis*) y ammonoides, identificándose *Substeuroceras* sp., *Cuyaniceras?* sp., *Thurmaniceras?* sp., *Fravrella* sp., *Crioceratites andinum*, *Crioceratites diamantensis*, *Pseudofavrella* cf. *garatei*, *Pseudofavrella angulatififormis*, *Favrella americana*, *Pseudofavrella* cf. *robusta*, *Lissonia riveroi* y otros ammonoides de la subfamilia *Neocomitinae*, peces del superorden *Osteoglossomorpha* y otros Pycnodontiformes de la familia *Gyrodontidae*, restos de madera de diversas dimensiones, escasos pelecípodos indeterminados adheridos a troncos y bioturbaciones puntuales pertenecientes a la icnofacies *Zoophycos* y *Nereites*.

El miembro superior constituido por lutitas, limolitas arenosas, areniscas finas, una mayor cantidad de tobas cristalinas respecto al miembro inferior y niveles de conglomerados, de grano grueso a fino, que marcan el inicio de la depositación de este miembro. El contenido faunístico consta principalmente del material de relleno de los niveles conglomerádicos (abundantes belemnoides y huesos desarticulados de ictiosaurios: falanges y vértebras), en limolitas arenosas escasos ammonoides: *Thurmaniceras?* Sp., *Lissonia riveroi* y algunos pertenecientes a la subfamilia *Neocomitinae* y abundantes bioturbaciones similares a las del miembro inferior (*Zoophycos* y *Nereites*) en capas de lutitas.

El área consiste en una gran acumulación de material fino marino profundo, constituido por lutitas, limolitas arenosas y algunas capas de areniscas finas, pudiendo desarrollar actividad bentónica esporádica. Interrumpida episódicamente por eventos de remociones en masa, flujos hiperconcentrados que depositaron conglomerados, que conforman el relleno de canales submarinos poco profundos, flujos de detritos arenosos y corrientes turbulentas que depositaron los estratos de areniscas y limolitas arenosas, que contienen una gran cantidad de fósiles de reptiles marinos, cefalópodos, peces, madera y escasos bivalvos. Además de aportes esporádicos de material volcánico probablemente de centros efusivos con la actividad volcánica suficiente para

proyectar partículas a la atmosfera.

La ausencia de microfósiles calcáreos, la presencia de piritas en forma de cúmulos y diseminada, la disolución parcial de los rostrum cálcicos de belemnites y de la concha aragonítica de ammonoides. (Stinnesbeck *et al.*, 2014), la presencia de inoceramidos y bioturbaciones: *Zoophycos* y *Nereites*, sugieren condiciones batiales de aguas profundas, similar a lo propuesto por Fildani y Hessler (2005), ubicada probablemente por debajo del límite oxidoreducción; estas características sumadas gran cantidad de sedimentos fangosos alude a facies proximales de depositación de canales y lóbulos en abanicos submarinos.

La depositación de los sedimentos del miembro inferior ocurrió probablemente cerca de la línea de costa, evidenciada por los restos de flora bien preservados. La plataforma marina debe haber sido reducida o incluso ausente, resultando en un paleorelieve abrupto, que permitiría la transferencia de detritos y material grueso al fondo marino (Covault *et al.*, 2011 en Stinnesbeck *et al.*, 2014), probablemente como un actual cañón submarino (Stow, 1985 en Stinnesbeck *et al.*, 2014; Stow y Mayall, 2000), con un talud inestable evidenciado por la gran cantidad de slumps, posiblemente gatillados por sobrecarga de sedimentos y/o por actividad sísmica.

Al comenzar la depositación del miembro superior probablemente ocurrieron cambios en las condiciones tectónicas imperantes, generando una profundización de la cuenca, dominado por una sedimentación mucho más fina, con abundantes bioturbaciones características de ambientes marinos profundos, como *Chondrites* isp., y la ausencia de slumps. Junto a éste posible cambio, ocurre un aumento del volcanismo en la zona adyacente a éste depocentro.

Yacimiento Paleontológico

La fauna asociada a estas rocas sugiere condiciones de fondo oceánico poco favorables para el desarrollo de la vida, con periodos de colonización oportuna por organismos bentónicos (inoceramidos) y escasas bioturbaciones (*Zoophycos* sp. y *Chondrites* sp.). Durante estos periodos reinaría la depositación fina de sedimentos pelágicos y hemipelágicos, mientras que en el intertanto sería interrumpida por procesos de transporte y depositación rápida de sedimentos por flujos turbulentos. En eventos puntuales

elementos faunísticos nectónicos fueron incorporados al flujo y perecieron, identificándose por lo menos 10 niveles, del miembro inferior, con hasta 4 especímenes completos de ictiosaurios acompañados por belemnoides, ammonoides, peces y restos de madera. Estos especímenes fueron asesinados y transportados por flujos de detritos a sectores profundos de la cuenca, siendo cubiertos rápidamente por corrientes sedimentarias posteriores. Este proceso se evidencia *in situ* por rostrum de belemnites quebrados cuyas partes están adyacentes o incluso en contacto, lo que se explicaría por la presencia de tejido suave que los cubría antes de ser sepultados completamente, en los ictiosaurios prueba de esto es su excelente preservación y grado de articulación, además de un espécimen con dos coprolitos, uno dentro del animal mientras que el segundo esta adyacente al mismo, sugiriendo que su tracto digestivo estaba activo al momento de ser atrapado por el flujo y posteriormente cubierto por sedimentos. La repetida fosilización de los ictiosaurios de diferentes clases y etapas de desarrollo solamente puede ocurrir cuando los animales están próximos entre sí, sugiriendo que nadaban juntos y probablemente cazaban en grupos (Stinnesbeck *et al.*, 2014). La presencia especímenes neonatos, juveniles y adultos, como la ocurrencia de 4 diferentes especies, sugiere que el ambiente debe haber sido en extremo favorable.

Los cañones submarinos representan barrancos para flujos de detritos masivos, al bajar por el cañón son seguidos por una rápida corriente turbulenta de agua, provocada por una despresurización causada por la nube de sedimentos que se mueve hacia abajo. La mayoría de los ictiosaurios encontrados en la zona pudieron ser capturados por estos flujos o succionados por las corrientes de agua despresurizada a gran energía. El rápido incremento de la presión de agua hacia lo más profundo de la cuenca, junto con desorientación por la turbulencia y aguas fangosas, son factores efectivos para matar a un animal pulmonado.

La depositación final de los cadáveres ocurre en sedimentos en condiciones carentes de oxígeno y reductoras, lo que pudo contribuir con la excelente preservación de los animales y mantener a las especies carroñeras alejadas.

Los restos esqueléticos de ictiosaurios que posiblemente murieron en otras condiciones flotaron por un tiempo y se deterioraron en la superficie del

agua. Sus huesos se hundieron y fueron cubiertos lentamente por una sedimentación normal o fueron concentrados en los conglomerados. Las aletas aisladas pueden ser el resultado de predación de tiburones o pliosaurios, pero por el momento no existe evidencia que sostenga esta hipótesis, ya que no presentan síntomas ni marcas de estas acciones.

La excelente conservación y abundancia de vertebrados marinos: Ichthyosauridae. Hacen a esta zona clasificarse como una localidad *Lagerstätte* (Seilacher, 1970 en Stinnesbeck *et al.*, 2014), con gran concentración de especímenes, *Konzentrat lagerstätte* y con muy buena preservación: *Konservat lagerstätte*. Caracterizados por una depositación rápida de los cuerpos en sedimentos de grano fino, una degradación retardada, ausencia de carroñeros debido a un ambiente bajo en oxígeno y por los menos algunas capas con mineralización diagenética debido a soluciones hiperconcentradas, como la fosfatización en los peces (Martill, 1989; Stinnesbeck *et al.*, 2014).

Referencias

- ARAYA, A. Y MASUDA, F. 2001. Sedimentary structures of antidunes: An overview. *J. Sed.Soc.Japan*. Vol. **53**: 1-15.
- ARNOTT, R. Y HAND, B. 1989. Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of sedimentary rain. *J. Sed. Petrol.* Vol. **59**: 1.062-1.069.
- BIDDLE, K.; FITZGERALD, M.; MITCHUM, J.; ULIANA, M. Y WRIGHT, R. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America, in Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins* Special Publication of the International Association of Sedimentologists. In *Blackwell*: 41-61 pp. Oxford
- BUATOIS, L. Y MÁNGANO, G. 2011. *Ichnology, Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. University Press, Cambridge University: 296 pp. Cambridge.
- BOUMA, A. 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier: 168 pp. Amsterdam.
- CANFIELD, D. Y RAISWELL, R. 1991. Pyrite formation and fossil preservation, in Allison, P. Y Briggs, D. (Eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record: Plenum Press*, p. 337-387. New York.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. Y Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile. The Geological Society of London*: 21-114.

- DALZIEL, I.; DE WIT, M. Y PALMER, K. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*. Vol. **250**: 291-294.
- FILDANI, A. Y HESSLER, A. 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **117**: 1.596-1.614.
- FISHER, I. Y HUDSON, J. 1985. Pyrite geochemistry and fossil preservation in shales. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. **311B**: 167-169.
- HOWLETT, P. 1989, Late Jurassic-early Cretaceous cephalopods of eastern Alexander Island, Antarctica. *Palaeontological Association of London*, Special Paper in *Palaeontology*. Vol. **41**: 66-72.
- KATZ, H. 1963. Revision of the Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Última Esperanza Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. **47**: 506-524.
- KATZ, H. 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the south-east Pacific. *Journal of the Royal Society of New Zealand*. Vol. **3**: 333-362.
- LOWE, D. 1982. Sediment Gravity Flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Petrology*. Vol. **52**: 279-297.
- MARTILL, D. 1989, The Medusa effect: Instantaneous fossilization: *Geology Today*. Vol. **5**: 201-205
- MAZUMDER, A.; VAN LOON, A.; MALVIYA, V.; ARIMA, M. Y OGAWA, Y. 2016. Soft-sediment deformation structures in the Mio-Pliocene Misaki Formation within alternating deep-sea clays and volcanic ashes (Miura Peninsula, Japan). *Sedimentary Geology*. Vol. **344**: 323-335.
- MUTTI, E. Y RICCI LUCCHI, F. 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by T.H. Nilsen, 1978). *International Geology Review*. Vol. **20**: 125-166.
- MUTTI, E., 1992. Turbidite Sandstones. AGIP—Istituto di Geologia Università di Parma 275 pp. Milan.
- NICHOLS, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy, Second Edition. Wile-Blackwell: 419 pp. Oxford.
- OWEN, G. Y MORETTI, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*. Vol. **235**: 141-147.
- PARDO-PÉREZ, J.; FREY, E.; STINNESBECK, W.; FERNÁNDEZ, M.S; RIVAS, L.; SALAZAR, C. Y LEPPE, M. 2012. An ichthyosaurian forefin from the Lower Cretaceous Zapata Formation of Southern Chile: implications for morphological variability within *Platypterygius*. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*. Vol. **92**:287-294.
- PICKERING, K.; HEIN, F. Y HISCOTT, R. 1989. Deep Marine Environments: Clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman. 369 pp. London.
- READING, H. 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, Third Edition. Blackwell Science: 688 pp. Oxford.
- SEILACHER, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*. Vol. **5**: 413-428.
- SELLÉS-MARTÍNEZ, L. 1996. Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Science Reviews*. Vol. **41**: 177-210.
- SHANMUGAM, G. 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*. Vol. **42**: 201-229.
- SHANMUGAM, G. 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*. Vol. **58**: 311-341.
- STERN, C.; FUENZALIDA, R. Y MUKASA, S. 1992. Age and petrogenesis of the Sarmiento Ophiolite Complex of southern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* Vol. **6**: 97-104.
- STINNESBECK, W.; Frey, E.; Rivas, L.; Pardo, J.; Leppe, M.; Salazar, C. Y Zambrano, P. 2014. A Lower Cretaceous ichthyosaur graveyard in deep marine slope channel deposits at Torres del Paine National Park, southern Chile. *GSA Bulletin*. Vol. **126 (9-10)**: 1.317-1.339.
- STOW, D. Y MAYALL, M. (2000): Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. **17**, pp. 125-135.
- TINTERRI, R.; MUZZI, P.; TAGLIAFERRI, A. Y CUNHA, R. 2016. Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). *Sedimentary Geology*. Vol. **344**: 382-407.
- UCHMAN, A. 2007. Deep-sea trace fossils from the mixed carbonate-siliciclastic flysch of the Monte Antola Formation (Late Campanian–Maastrichtian), North Apennines, Italy. *Cretaceous Research*. Vol. **28**: 980-1004.
- UCHMAN, A. 2009. The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: Characteristics and constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol: **276**: 107–119.
- WILSON, T. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, N° **1**: 98-111.
- ZAVALA, C., ARCURI, M. Y BLANCO, L. 2012. The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paleobiologie*. Vol. **11**: 457-469.

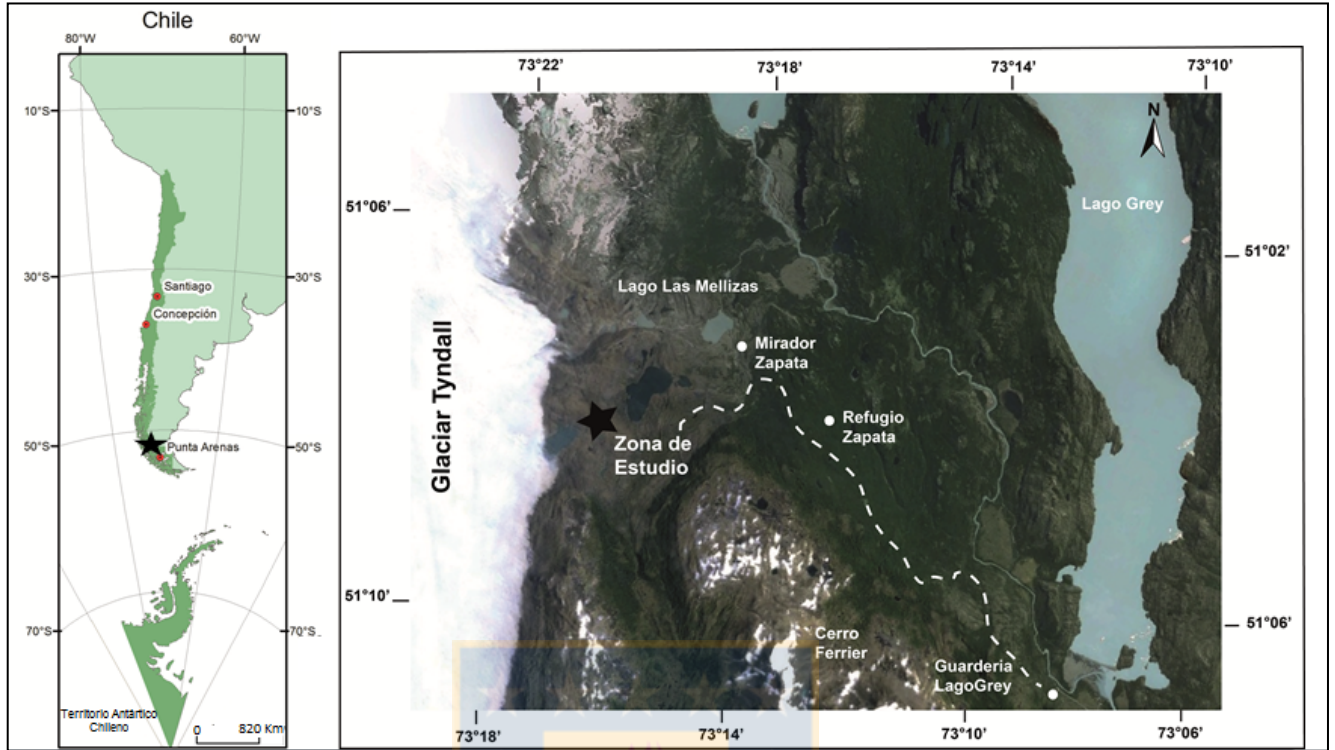


Figura 1. Mapa Ubicación área de Estudio.

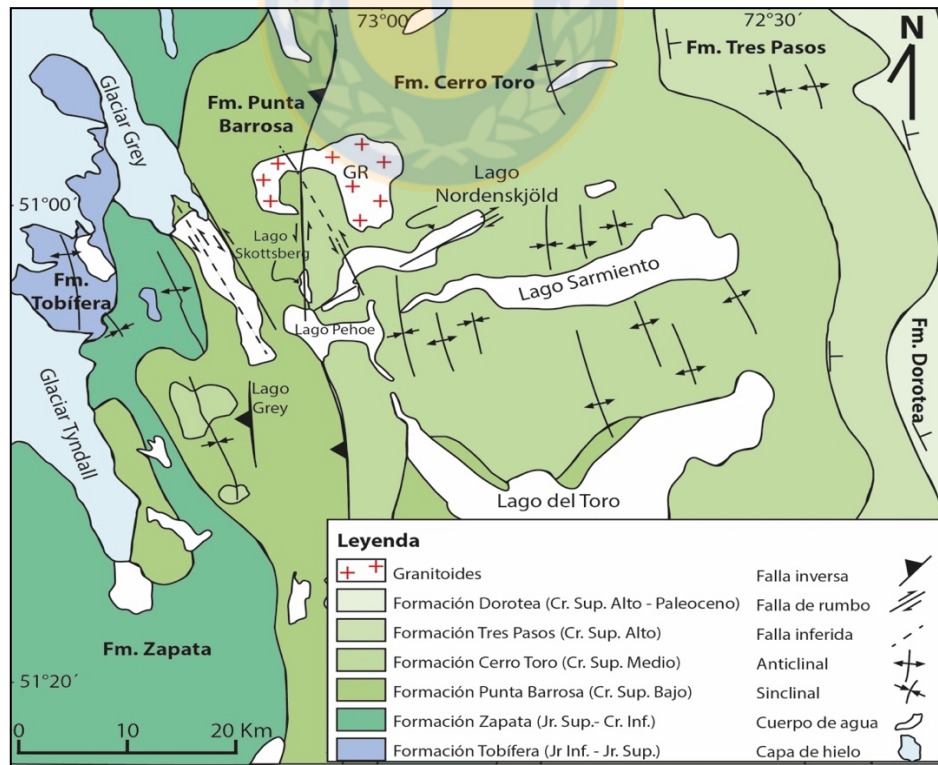


Figura 2. Mapa geológico Torres del Paine. (Modificado de Altenberger *et al.*, 2003; Fildani *et al.*, 2008).



Lámina 1. Fotografías: A: Conglomerado de grano grueso a medio con geometría acanalada; B: Estratos deformados, con su eje superior orientado hacia el sureste; C: Afloramiento Sección Ictiosaurio Completo.

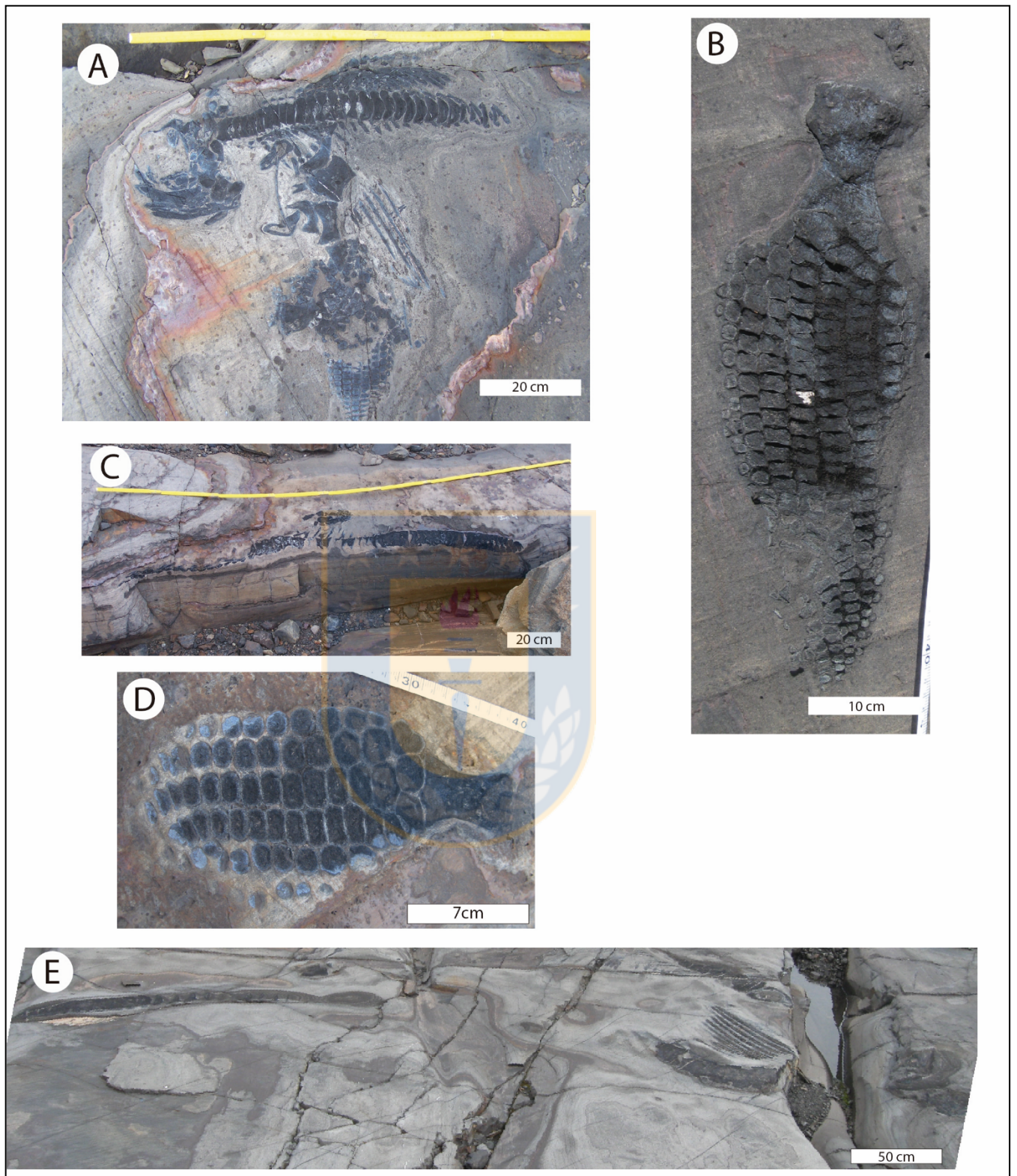


Lámina 2. Fotografías de diferentes Ictiosaurios encontrados en la zona de estudio: A: *Platypterygius hauthali*.; B: Aleta aislada de *Platypterygius* sp.; C: *?Caypullisaurus bonapartei* ;D: Aleta aislada de *Ophthalmosauridae* Indet.;E: *Ophthalmosauridae* Indet.

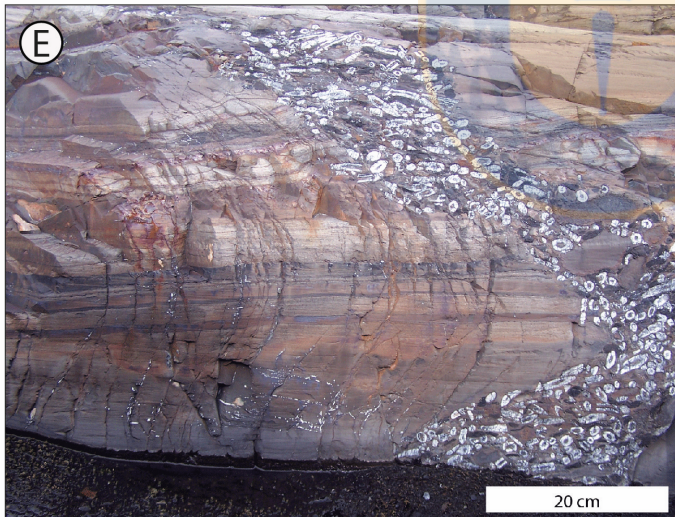
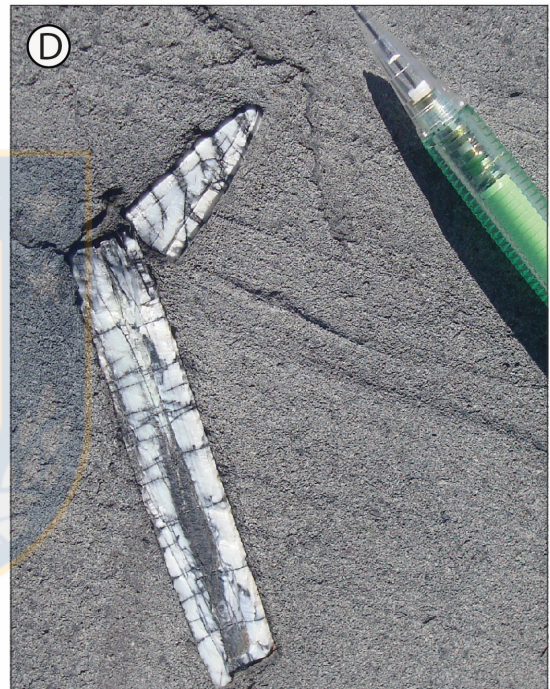
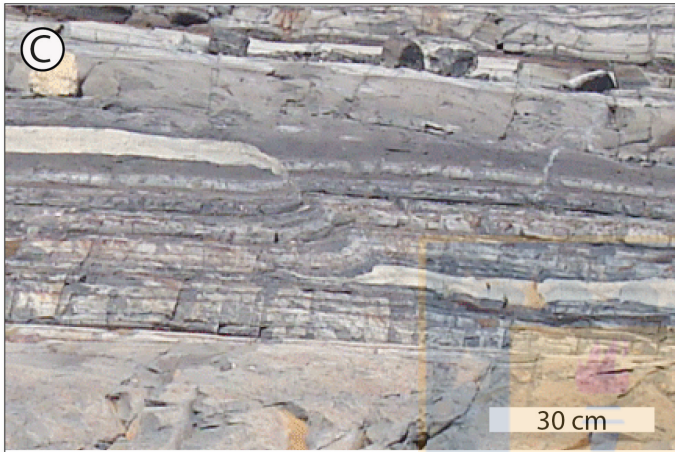


Lámina 3. Fotografías: A: Estructura de carga en niveles de limolitas arenosas y lutitas, conteniendo fósil de belemnite; B: Estructuras flares en areniscas finas; C: Falla sin-sedimentaria en alternancia de lutitas, limolitas arenosas y tobas cristalinas de tono claro; D: Rostrum fósil de belemnite quebrado, con sus partes en contacto; E: Dique neptúnicu relleno de belemnites, clastos de rocas sedimentarias y escasos huesos de reptiles marinos.

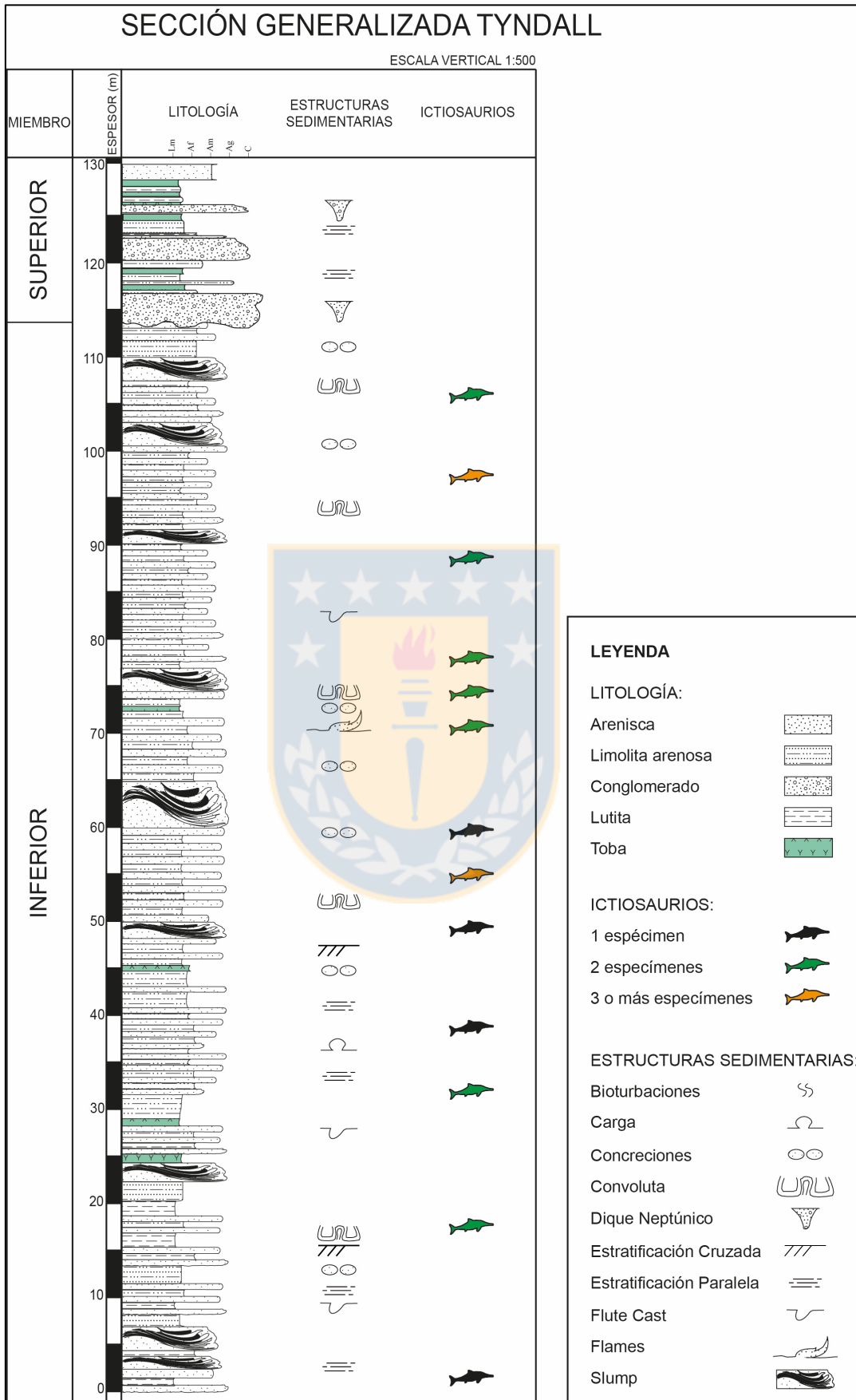


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada Tyndall.