



AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN DE LOS ESTRATOS MARINOS MIOCENOS DE LAS ISLAS IPÚN, LEMO Y STOKES (44°14'-44°52' S).

Pablo Enrique Azúa Contreras

Profesor Patrocinante: Dr. Alfonso Encinas Martin
Profesores Comisión: Dra. Verónica Pineda Mascayano
Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Resumen

En las islas Ipún, Lemo y Stokes (44°14'-44°52' S) afloran rocas de edad Mioceno inferior. Mediante análisis sedimentológicos e icnológicos se identificaron seis asociaciones de facies, las que se agrupan en tres ambientes de sedimentación.

Los ambientes identificados corresponden a *shoreface* superior en el sector norte de la isla Stokes, *shoreface* inferior en la costa oeste de isla Stokes, isla Lemo y el sector sur oriente de isla Ipún, y un ambiente marino profundo, caracterizado por ciclos de Bouma parciales, en la costa oeste de isla Ipún.

Por otro lado, se identificaron 3 icnoasociaciones, las que corresponden a *Skolithos* en los depósitos de *shoreface* superior, *Skolithos* y *Cruziana* en los depósitos de *shoreface* inferior y *Nereites* en los depósitos marino profundos.

Palabras Claves: Archipiélago de Los Chonos, Formación Ipún, Mioceno marino, Trazas fósiles, Subsistencia.

1 Introducción

1.1 Planteamiento del problema

A lo largo de la costa de Chile, desde Iquique hasta el Golfo de Penas (20°13'S-48°S) afloran de manera discontinua estratos marinos de edad Mioceno (Cecioni 1980, Padilla y Elgueta 1992, Encinas *et al.*, 2008, 2012).

Sobre la base de estudios sedimentológicos y paleontológicos se ha determinado que dichas secuencias se depositaron en un ambiente batial (500-2000 metros), durante un periodo de rápida y significativa subsidencia del antearco (Encinas, *et al.* 2008; 2012; 2016; 2018).

Mientras que las secuencias marinas Miocenas del centro y sur de Chile cuentan con numerosos estudios (Encinas, *et al.* 2008; 2018), los que afloran en sectores insulares de la zona sur tienen menor número de investigaciones, debido principalmente a la dificultad de los accesos y a las malas condiciones climáticas.

A pesar de lo anterior, los esfuerzos recientes realizados por distintos grupos de investigación, han permitido caracterizar la edad, ambiente tectónico y ambiente de sedimentación, de los depósitos sedimentarios marinos que afloran en Patagonia (Encinas *et al.*, 2018). Sin embargo, aún existen sectores donde persisten dudas respecto a las condiciones de sedimentación de las secuencias cenozoicas, como es el caso de los afloramientos de la Formación Ipún, en las islas Ipún, Stokes y Lemo, ubicados en el archipiélago de los Chonos (ALC), región de Aysén.

El primer registro, sobre estudios geológicos realizados en las secuencias Neógenas en las Islas Ipún, Stokes y Lemo (44,3°S-44,6°S) corresponden a las observaciones hechas por Darwin (1846) quien

menciona la similitud de la fauna fósil entre estos afloramientos y los de Navidad (33°S).

Más de un siglo después, científicos a bordo del crucero científico R/V Hero llevaron a cabo nuevos estudios en estos depósitos. Nuevamente el foco de las investigaciones estuvo en el contenido fosilífero. DeVries (1984) y Frassinetti (2001, 2004) estudian la fauna de invertebrados de los estratos Cenozoicos de esta área, estableciendo su correlación con los contenidos fosilíferos de la Formación Navidad.

1.2 Objetivo

Determinar el ambiente de sedimentación de la Formación Ipún en las islas Ipún, Stokes y Lemo (Figura 1).

1.3 Agradecimientos

Este trabajo fue realizado con el financiamiento del Proyecto FONDECYT 1110914, dirigido por el Dr. Alfonso Encinas, a quien se agradece por su apoyo y voluntad. También debo agradecer a mi familia, apoyo fundamental en la vida, y a Esperanza, quien me ha mostrado que los grandes sueños existen.

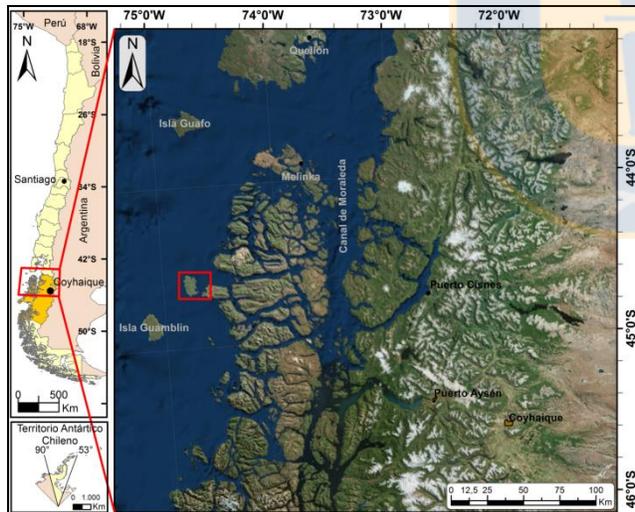


Figura 1. Ubicación del área de estudio, demarcada en polígono rojo.

2. Marco Geológico

El contexto geológico de Chile se enmarca dentro de un proceso de subducción de corteza Oceánica bajo la placa Sudamericana. Este proceso, comienza de manera sincrónica en el norte y sur de Chile a partir del Jurásico (Mpodosis y Ramos, 2008).

La Corteza Oceánica subductada ha experimentado variaciones en la orientación respecto al margen, así como también en la velocidad de subducción. De esta manera durante el Eoceno inferior al Oligoceno superior la subducción tenía orientación NNE-SSW de la Placa Farallón en Patagonia, con una velocidad de 6 cm/año. Luego, producto de la separación de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos se produce una reorganización de la cinemática de la subducción (Somoza y Ghidella, 2005 y 2012).

Como resultado de esta reorganización, la Placa de Nazca es subductada con una dirección ENE-WSW, con velocidad promedio de 15 cm/año en un inicio (25-20 Ma, Oligoceno tardío-Mioceno temprano) desacelerando progresivamente hasta los valores actuales (Somoza y Ghidella, 2005 y 2012).

Producto de la subducción oblicua de la Placa de Nazca, entre los 44°-47° S, se desarrolló en la Placa Sudamericana una zona de falla de naturaleza transcurrente dextral, denominada Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), asociada a la partición de la deformación en la placa continental. A lo largo de la ZFLO existen evidencias directas de actividad frágil/dúctil, de edad aproximada de 6 Ma (Cembrano *et al.*, 2009). A éstas se suman evidencias geológicas que sugieren actividad transformante desde al menos 25 Ma (Hervé *et al.*, 1994).

La región donde se enmarca el estudio, mantiene las mismas unidades fisiográficas reconocidas en Chile Central (Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera de los Andes), sin embargo, los procesos tectónicos y los efectos de la erosión glacial han generado un modelado característico de las macroformas del relieve.

Cordillera de la Costa: consiste en una cadena montañosa discontinua, parcialmente sumergida, con un modelado glacial intenso, donde se exponen solo las topografías más elevadas, conformando un continuo de Islas. La mayor parte de los afloramientos corresponden a rocas metamórficas, pertenecientes al Complejo Metamórfico Los Chonos (en adelante CMC; Hervé *et al.*, 1981, 2008).

El CMC estaría asociado a un proceso de subducción ocurrido en el Triásico tardío-Jurásico temprano. Entre los canales Tuamapu y Ninualac el CMC es

instruido por una franja de plutones eocenos, la que limita al oeste con el canal de Moraleda.

Más al sur, entre el Canal Ninualac y el Golfo de Penas, se distingue una franja plutónica oriental, de edad Cretácico temprano y un plutón de menores dimensiones, en el sector occidental, del Cretácico tardío (Dadvidson *et al.*, 1987; Pankhurst *et al.*, 1999; Hervé *et al.*, 2008).

En el Archipiélago de los Chonos afloran secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias cenozoicas, agrupadas en las formaciones Traiguén e Ipún. La Formación Traiguén aparece de manera discontinua en el sector norte del archipiélago y un poco más continua al sur del Canal Ninualac. Corresponde a una secuencia volcano sedimentaria, depositada en un ambiente marino profundo, en un régimen tectónico extensional (Encinas *et al.*, 2016; Hervé *et al.*, 2001; Espinoza y Fuenzalida, 1971). Sobre la base de dataciones radiométricas se le ha asignado una edad Oligoceno tardío-Mioceno temprano (26-23 Ma) (Encinas *et al.*, 2016).

La Formación Ipún aflora en 3 islas (Ipún, Lemo y Stokes) del sector centro norte del archipiélago. Comprende rocas sedimentarias marinas, cuya fauna fósil ha sido correlacionada con la Formación Navidad, en base a lo cual se ha propuesto una edad Mioceno temprano (Fuenzalida *et al.*, 1968; Tavera *et al.*, 1985; Frassinetti 2000, 2001; Encinas *et al.*, 2018, Nielsen y Glodny, 2009 y Finger, 2013).

Depresión Central: al igual que en Chile central, la depresión intermedia, mantiene una orientación N-S, sin embargo, producto de la intensa erosión glaciaria, en estas latitudes se encuentra sumergida, a excepción de cuerpos insulares de baja elevación.

En los afloramientos insulares del Canal de Moraleda, se registran secuencias volcanoclásticas miocenas de la Formación Traiguén (Hervé, 1994). En la Isla Traiguén afloran cuerpos intrusivos eocenos y miocenos, estos últimos en el sector sur de la isla. Ambos son parte del Batolito Norpatagónico (Pankhurst *et al.*, 1999). En el Istmo de Ofqui afloran secuencias estratificadas Mesozoicas-Cenozoicas (Hervé *et al.*, 2001).

Cordillera de los Andes: la Cordillera de los Andes entre los 44°-46° S, está formada principalmente de rocas intrusivas pertenecientes al Batolito Norpatagónico (en adelante BNP). En menor medida se reconocen también rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas-cretácicas (Formación Ibáñez, Grupo Coyhaique), secuencias sedimentarias miocenas en la Formación Traiguén y rocas volcánicas holocenas, asociada a los centros eruptivos de la zona volcánica S-S.

El BNP de orientación NNE-SSW, en este tramo de la Cordillera de los Andes, comprende principalmente intrusivos graníticos del Cretácico Inferior (Granito Lago Verde, 100-120 Ma, Pankhurst *et al.*, 1999). En forma más acotada aflora una franja de intrusivos del Mioceno temprano, los cuales se asocian espacialmente a la ZFLO, que generalmente se observan foliados (Granodiorita Seno Ventisquero).

Las secuencias volcano-sedimentarias de la Formación Ibáñez consisten en riolitas, domos dacíticos, ignimbritas, con algunas lavas andesíticas y rocas piroclásticas, las que pueden estar intercaladas con pequeñas secuencias lacustres y fluviales. En la parte superior de la secuencia se observan alternancias con sedimentos marinos (Covacevich 1994, Bruce 2001). Sobre estas secuencias volcanoclásticas jurásicas, se depositan en inconformidad, secuencias transgresivas-regresivas del Cretácico inferior denominadas Grupo Coyhaique (Ricardi 1988 en Bruce 2001).

3. Metodología

Como se señaló anteriormente, el objetivo principal de este trabajo consiste en la determinación del ambiente de sedimentación de las sucesiones marinas que afloran en el área de estudio.

Para cumplir este objetivo se realizó una campaña de terreno en las costas de islas Ipún, Lemo y Stokes a bordo de la embarcación Petrel. Esta campaña tuvo 11 días de terreno y fue realizada en enero de 2011. El trabajo en terreno consistió en el levantamiento de secciones estratigráficas, realizando una descripción detallada de estructuras sedimentarias y trazas fósiles.

Luego, en la etapa de gabinete, se establecieron facies sedimentarias e icnofacies. Una vez definidas

las facies sedimentarias e icnofacies se compararon con modelos de facies e icnofacies, permitiendo asociar estas facies con modelos de ambientes sedimentarios en los que se habrían depositado los sedimentos.

4. Resultados

Durante los once días de trabajo en terreno se levantaron nueve columnas de detalle, las que cubren la costa Occidental y Sur de la Isla Ipún, Isla Lemo y la península Occidental de la Isla Stokes (Figura 2).

Como resultado se identificaron seis asociaciones de facies, con sus respectivas icnoasociaciones, las que se presentan a continuación.

4.1 Alternancia de limolitas arenosas y areniscas laminadas (La/AI)

Esta asociación se reconoce en la costa oeste de Isla Ipún, quedando registrada en las columnas H1, G4, I2, E2 y C4. Comprende ciclos de Bouma parciales, los que se ven reflejados en una alternancia monótona de areniscas finas a medias, principalmente con laminación paralela, y limolitas de aspecto masivo, de espesores dm. Las capas de limolitas son de color gris claro con espesores que varían de cm a dm, con predominancia de los segundos.

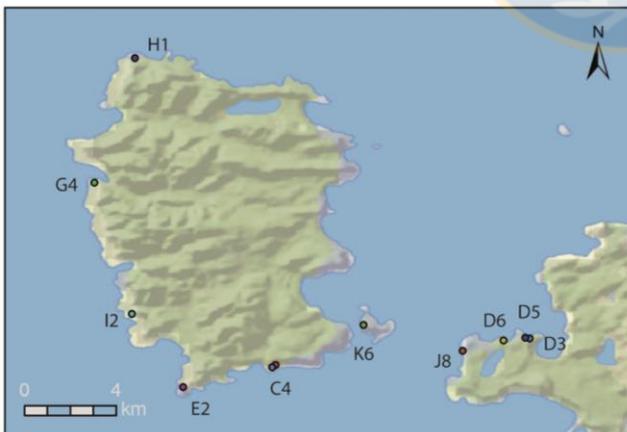


Figura 2. Mapa de ubicación de las columnas

Phycosiphon isp. es el icnogénero habitual. *Nereites* isp. menos común, así como también *Nereites missouriensis*. Por otra parte, *Scolicia* isp. registra actividad sobre las limolitas. Trazas menos frecuentes en las limolitas son *Zoophycos* isp.,

Terebelina isp., *Chondrites* isp., *Lophoctenium* isp. y *Ophiomorpha* isp.

Las capas de areniscas son de color pardo amarillento a anaranjado, tienen espesores cm, menos comunes dm y ocasionalmente m. Las bases de las capas suelen ser planas, algunas poseen contactos irregulares cm y de forma muy esporádica se reconocen flutes.

Se identifican 3 tipos de capas. La más común son niveles dm de areniscas medias, grano decrecientes (5-30 cm de diámetro) con bases planas o localmente erosivas (flutes), laminación paralela y hacia techo laminación convoluta (TB-C). Asociado a este tipo de estratos se observa una bioturbación mono-específica de alta abundancia de *Scolicia* isp., localmente acompañada de *Taenidium* isp. Cuando las capas son delgadas las trazas de *Scolicia* isp. se distribuyen en todo el estrato y cuando poseen mayores espesores solo bioturban la parte superior de este.

Un segundo tipo de capas está dado por aquellas areniscas medias a gruesas, de estratificación decimétrica relativamente más potente (>30 cm). Presentan bases planas y la porción basal corresponde a areniscas masivas, sobre las cuales pueden (o no) depositarse areniscas con laminación paralela y laminación convoluta (TA-C). En este tipo de areniscas se hay trazas fósiles de galerías, que se desarrollan paralelas a la estratificación, formando asociaciones mono-específicas de *Ophiomorpha* isp. o *Thalassinoides* isp., esta última acompañada en algunos sectores por *Taenidium* isp. Localmente se reconoce *Phycodes* isp. en una de estas capas.

El tercer tipo de capas dm de areniscas medias tienen bases planas a irregulares (cm) con laminación paralela, sobre la que se desarrollan climbing *ripples*. Estas areniscas no registran bioturbación.

4.2 Asociación de areniscas finas laminadas, limolitas arenosas y areniscas finas de base erosiva.

Areniscas finas laminadas (Afl)

Esta facies se compone de areniscas finas, donde alternan láminas de color pardo, que contrastan con láminas de color gris claro. Las capas presentan

potencia dm, son de bases netas, en algunos casos erosivas. Internamente se observa laminación paralela, la que puede ser afectada por laminación convoluta. Las trazas fósiles son de baja abundancia y diversidad. Se reconoce únicamente *Phycosiphon* isp., distribuido en capas puntuales, donde su abundancia es moderada (IB: 2-3).

Limolitas arenosas de aspecto masivo y abundante bioturbación (Lamab).

Compuesta por capas de areniscas muy finas a limolitas arenosas, de color gris claro. La base de estas capas no aflora. Internamente no se observan estructuras primarias, puntualmente se reconocen relictos de laminación paralela en una zona de alta bioturbación (IB: 4-5). Las trazas fósiles son preferentemente horizontales. Presentan una asociación compleja, de alta abundancia y diversidad. Las trazas dominantes corresponden a galerías de *Thalassinoide* isp. paralelas a la estratificación, el ancho de estas galerías es cm y su extensión es de 60 a 80 cm. Las trazas de *Thalassinoide* isp. tienen relaciones de corte con *Taenidium* isp., *Phycosiphon* isp. y *Terebelina* isp., las que se superponen a las trazas de galerías. También se reconocen *Palaeophycus* isp. y *Chondrites* isp.

Areniscas finas de base erosiva, bioturbación de mediana abundancia y cúmulos de bioclastos (Afe)

Esta facies se compone de areniscas muy finas a limolitas arenosas, de color café con tonos verdes. Las capas son dm, de bases erosivas e irregulares, permitiendo la formación de zonas acanaladas, donde se acumulan bioclastos fragmentados de bivalvos y gastrópodos. Las trazas fósiles presentan una abundancia y diversidad media (IB: 3-4). Se reconocen trazas de *Terebelina* isp., paralelas a la estratificación. También se reconocen *Asterosoma* isp. pequeñas, *Phycosiphon* isp. y *Ophiomorpha* isp.?

4.3 Asociación de Areniscas finas laminadas a masivas

Alternancia de areniscas finas laminadas y limolitas arenosas masivas con icnoasociación dominada por Thalassinoide (Afl/Lam Tha)

Esta facies de alternancia se caracteriza por una potencia decimétrica de las capas laminadas y masivas. En los niveles laminados se observan límites netos, con dominio de estructuras de laminación

paralela y en menor grado *ripples* simétricos y laminación tipo *hummocky*. Destaca que las estructuras son de pocos cm. En tanto, los niveles de limolitas arenosas presentan potencias dm y límites netos. Existe variabilidad en la tonalidad de estas capas, distinguiéndose tonos entre amarillo claro a café claro, lo que genera contraste con las capas laminadas que tienden a ser más oscuras.

Respecto a las trazas fósiles observadas: en las areniscas son de baja abundancia y diversidad (IB: 0-1) y corresponden en su totalidad a estructuras verticales, de *Skolithos*? En tanto, en las limolitas arenosas son abundantes y con un grado medio de diversidad (IB 4-6). La icnoasociación está dominada por estructuras de galerías de desarrollo horizontal identificados como *Thalassinoide suevicus* y con un menor desarrollo de *Ophiomorpha nodosa*. Las estructuras de galerías tienen superposición/ bioturbación de *Phycosiphon* isp. Otra traza relativamente abundante corresponde a *Palaeophycus* isp., sobre la cual se observa *Chondrites* isp.

Areniscas finas laminadas de colores claros y oscuros (Afc)

Este grupo se compone de areniscas finas laminadas en las cuales alternan capas de color amarillo, con capas de color gris oscuro. El espesor de capas es cm, de límites netos, ocasionalmente erosivos. Internamente domina la laminación paralela, de manera subordinada se registran laminación ondulosa, *ripples* de corriente y posible laminación cruzada en *hummocky*. Es común observar laminación convoluta en las estructuras primarias.

Las trazas fósiles asociadas a estas capas presentan una distribución, abundancia y diversidad variables, estableciéndose distintas asociaciones. Una de estas asociaciones comprende estructuras monoespecíficas de *Phycosiphon* isp., las que se encuentran con cierta preferencia en las capas oscuras (BI: 4-5). Una segunda asociación está compuesta por estructuras horizontales (*Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoide* isp.) de baja a media abundancia (BI 2-3) y grado intermedio de diversidad. Por último, un tercer tipo de asociación corresponde a sectores con mediana a alta abundancia (BI:3-4), fuerte presencia de *Ophiomorpha* isp. de desarrollo vertical, pudiendo atravesar varias capas.

Capas de areniscas finas con intraclastos (afi)

Esta facies se compone de areniscas finas de potencia centimétrica a decamétrica, de color gris claro, las que contienen clastos sedimentarios cm subredondeados a angulosos, de color gris oscuro. Ocasionalmente las capas de areniscas con intraclastos pueden tener formas lenticulares de poca extensión. Las bases son irregulares a netas. Los intraclastos están orientados paralelos a la estratificación y junto a ellos es posible observar bioclastos fragmentados y en la base de las capas fracturación de la capa subyacente, tendiente a la formación de nuevos intraclastos.

4.4 Areniscas finas de intensa bioturbación. (AFIB)

Se encuentra en la costa N-NE de la Isla Lemo y en la costa W de la Isla Stokes (mapa ubicación). Generalmente se presenta en afloramientos m y excepcionalmente como zonas acantiladas mayores a 20 m (Columna J8). Esta facies se compone de limolitas arenosas con escasas intercalaciones cm de areniscas finas a muy finas, generalmente de aspecto masivo. En algunas capas de areniscas es posible observar laminación paralela y/o convoluta.

Las trazas fósiles comprenden una asociación variable en abundancia y diversidad. En los sectores donde existe alta abundancia y diversidad (IB 4-5), se observa superposición de estructuras, en la que es posible reconocer al menos 2 generaciones de ellas: *Scolicia* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoide* isp. son retrabajados por *Phycosiphon* isp., *Chondrites* isp. y *Planolites* isp.

En las asociaciones menos abundantes (IB: 2-4) predomina *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoide* isp. Y, en menor medida, *Terebelina* isp., como estructuras de primera generación. La segunda generación de estructuras corresponde a cúmulos de *Phycosiphon* isp., que afectan principalmente a *Ophiomorpha* isp.

4.5 Asociación de facies Alternancia de areniscas finas laminadas y Limolitas arenosas masivas con icnoasociación de Zoophycos.

Esta alternancia al igual que otras anteriormente descritas, se compone de capas dm de limolitas arenosas de color gris oscuro. Internamente su aspecto es masivo. Estas capas alternan con areniscas finas de color pardo/amarillo claro, de

potencia cm y límites netos. En las facies laminadas se observa un ordenamiento interno dominado por laminación paralela, con escasas estructuras convolutas.

Las estructuras biogénicas se distribuyen de manera preferente en las capas de limolitas arenosas masivas. Se reconocen estructuras de *Zoophycos* isp., *N. Missouriensis*. *Scolicia* isp., *Terebelina* isp., *Asterosoma* isp., *Phycosiphon* isp. y *Chondrites* isp. Esta asociación es de abundancia que varía de media a alta (IB: 3-5) con dominio de las estructuras de *Zoophycos* isp. En ocasiones la asociación antes descrita penetra de techo a base de algunas capas laminadas.

Las capas de areniscas laminadas poseen menor abundancia y diversidad de estructuras biogénicas. Se reconocen *Scolicia* isp. bioturbada localmente por pequeñas *Terebelina* isp. (IB 1-2).

4.6 Alternancia de conglomerados finos y areniscas laminadas a masivas.

Los conglomerados se presentan en capas tabulares dm, de bases planas a levemente irregulares (cm), generalmente granodecrescentes e intercalados con areniscas. La parte basal y media de los estratos es de aspecto masivo y hacia techo, en las zonas más finas, se observan intercalaciones con areniscas, formando zonas centimétricas de laminación cruzada. El tamaño de los clastos varía de 4 cm a 0,2 cm, con una moda en 1,5 cm. Composicionalmente los clastos son predominantemente metamórficos (80%) con algunos volcánicos (10%) y escasos sedimentarios (5%), además se reconocen bioclastos fragmentados (gastropodos y bivalvos). Las fracciones gruesas de conglomerados (4-1,5 cm), son grano soportados, mientras que las fracciones finas (5-2 mm) son matriz-soportados.

Morfológicamente se reconocen clastos discoidales-subredondeados (metamórficos), angulosos a subredondeados (volcánicos) y algunos pseudo-prismáticos (monominerales de cuarzo). No se observan trazas fósiles asociadas a los conglomerados.

Las areniscas son de grano medio a fino, y al igual que los conglomerados se presenta en capas dm

tabulares. Internamente se reconoce una incipiente laminación paralela, pero es común observar una apariencia masiva de los estratos. Localmente hay estratificación cruzada entre la parte superior de los conglomerados y en la base de las areniscas. También en capas puntuales se observa laminación cruzada planar, así como estratificación cruzada en *hummocky*. El desarrollo de trazas fósiles es escaso a nulo y solo se presenta en capas decimétricas de areniscas con laminación paralela a masiva. Se reconocen *Planolites?*, y estructuras verticales a diagonales, que podrían corresponder a trazas de habitación de relleno pasivo tales como *Ophiomorpha* isp.

5. Discusión

5.1. Ambiente de sedimentación

Las asociaciones de facies y trazas fósiles antes descritas permiten distinguir 3 grandes grupos de ambientes sedimentarios.

El primero corresponde a las facies relacionadas a conglomerados (asociación 4.6) que afloran en la Isla Stokes, con características similares a depósitos costeros de grano grueso, descritos por Hart y Plint (1995). Los conglomerados, tienen selección moderada y varían texturalmente entre clasto soportado, en las zonas basales, y hacia techo de algunas capas pasan a matriz soportados, reflejando cambios en las condiciones hidrodinámicas, lo que podría corresponder a una alternancia habitual entre periodos de tormenta, donde las gravas son transportadas a zonas más profundas, permitiendo el dominio de sedimentos tamaño arena en las zonas cercanas a la costa, con desarrollo de estructuras del tipo estratificación cruzada en *hummocky*. Las trazas fósiles estarían relacionadas a estructuras verticales de organismos depositívoros, por lo que podría clasificarse como un ambiente de shoreface superior, dado que posee características de alta energía de oleaje y de zona de rompiente, así como también por la presencia de trazas verticales de *Ophiomorpha*, componente habitual de la icnofacies de Skolithos, asociada al shoreface superior (Seilacher 1962, 2007).

El segundo tipo de ambiente está dado por los afloramientos ubicados en el sector sur este de Isla Ipún, Isla Lemo y la costa oeste de Isla Stokes. (asociaciones de facies 4.2 a 4.5). Las facies

contenidas en estos sectores muestran condiciones contrastantes entre periodos de baja energía y alta actividad biológica dentro de los sedimentos, evidenciado por su alta abundancia, diversidad y sobreimposición de trazas fósiles, los que serían interrumpidos por cortos periodos de alta energía, indicadas por estructuras como laminación cruzada *hummocky*, *ripples* simétricos y *lags* de tormenta (Boggs, 2006, 2010; Pemberton *et al.*, 2006; Cheel y Leckie, 1993; Dott y Bourgeois, 1982; Harms, 1975), a las que se asocian niveles pequeños de laminación paralela, lo que sería indicativo de corrientes de alto régimen de flujo (Dott y Bourgeois, 1982). En síntesis, estas asociaciones de facies se depositaron en ambiente de baja energía, con baja influencia de procesos de tormenta, donde el material aportado es principalmente areniscas finas/limolitas arenosas (Dashtgard *et al.*, 2012). En estos sedimentos se desarrolló una comunidad endobentonica estable dominada por estructuras depositívoras, de pastoreo y de búsqueda, las que son afines a una icnofacies de *Cruziana*, así como también sucesiones caracterizadas por una estrategia oportunista en capas de tempestitas, asociadas a la icnofacies de *Skolithos*. Tal configuración se habría originado en un ambiente tipo Shoreface inferior (Pemberton *et al.*, 2012; Buatois *et al.*, 2012).

Por último, los afloramientos ubicados en la costa oeste y sur de Isla Ipún, caracterizados por series de Bouma parciales, las que contienen una asociación de trazas compatible con la icnofacies de *Nereites*. Esta facies representa un sistema turbidítico en ambiente marino profundo, donde se desarrolló una ichnofauna afín a la **icnofacies de *Nereites*** (Buatois *et al.*, 2012).

5.2. Comparación de resultados

Las condiciones de depositación de la Formación Ipún fueron abordadas por DeVries *et al.*, 1984, quienes a partir de estudios en foraminíferos bentónicos propusieron que, en parte, la Formación Ipún se depositó en un ambiente marino profundo (plataforma externa-batial intermedio).

En base a los resultados obtenidos es posible definir un ambiente de sedimentación marino profundo para los afloramientos ubicados en la costa oeste de Isla Ipún, lo que es coherente con los resultados de DeVries *et al.*, 1984.

Por otro lado, Tavera (1985) propone que las areniscas con laminación paralela, estratificación convoluta y estructuras de carga, habrían sido depositadas por corrientes de turbidez. Así mismo, en estratos de areniscas masivas identifica clastos de bajo grado de esfericidad y redondeamiento, proponiendo para estos un escaso transporte desde la fuente.

Respecto a lo anterior, se corrobora la ocurrencia de flujos turbidíticos en la Formación Ipún, así como también facies costeras, en la Isla Stokes, donde el transporte pudo ser escaso.

Tanto las facies someras, como las facies profundas se habrían depositado durante una transgresión marina del Mioceno temprano. En Patagonia, entre los 41° y 47°S, se registran unidades sedimentarias marinas en el antearco, en los flancos oeste y este de la Cordillera de los Andes y en la zona extra andina (Argentina) (Encinas *et al.*, 2018).

La ocurrencia de unidades marinas tan ampliamente distribuidas implica que la subsidencia fue un evento regional, que habría comenzado a los 26 Ma, con un *peak* en los 20 Ma. Durante este lapso habría ocurrido una extensión y adelgazamiento progresivo de la Corteza Continental, lo que se habría producido en respuesta a la reorganización de las placas Farallón-Sudamericana que ocurrió entre los 28 a 26 Ma. (Muñoz *et al.*, 2000, Encinas *et al.*, 2016, 2018)

6. Conclusiones

El ambiente de sedimentación de la Formación Ipún, sobre la base de estudios icnológicos y sedimentológicos puede agruparse en 3 grandes grupos:

- a) Shoreface superior en la costa noreste de la Isla Stokes, con una icnoasociación de Skolithos.
- b) Shoreface inferior con una baja influencia de tormentas, con icnoasociación de Cruziana en condiciones de baja energía e icnoasociación de Skolithos bajo condiciones de alta energía.
- c) Marino profundo con icnoasociación de Nereites, para los afloramientos ubicados en la costa oeste y sur de Isla Ipún.

7. Referencias

- Boggs, S 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Pearson Prentice Hall: 676 pp. New Jersey.
- Bouma, A. H. 2000 Coarse grained and fine grained turbidite system as end member model. Applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 17: 137 – 143.
- Bruce, R. V. 2001. Mesozoic Geology of Puerto Ingeniero Ibáñez area, 46° South, Chilean Patagonia. PhD Thesis (inedito). University of Canterbury. Department of Geological Science: 240 p., Canterbury.
- Buatois, L.A.; Mángano, M.G. & Aceñolaza, F.G. 2002. Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio: 382 pp. Trelew.
- Cembrano, J. & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. 471: 96-113.
- Cheel R. 1978. Hummocky and swaley cross-stratification. Sedimentology Chapter 112. Encyclopedia of Earth Science. Springer Fairbridge, R & Bourgeois, J, Vol. 6, p 585-588 Heidelberg.
- Covacevich, V.; De la Cruz, R. & Suárez, M. 1994. Primer Hallazgo de fauna del Berriasiano Inferior (Neocomiano) en la Formación Ibáñez, Región XI, Aisén. Congreso Geológico Chileno, Nº. 7, Actas 1: 425-429. Concepción.
- Davidson, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Hervé, F.; Pankhurst, R. & Brook, M. 1987. Late Paleozoic accretionary complexes on the Gondwana margin of southern Chile: evidence from the Chonos Archipiélago. Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics (McKenzie, G.D.; editor). Geophysical Monograph, Nº 40: 221-227 pp. Washington
- Dashtgard, S.E.; Frey, S.E.; MacEachern, J.A. & Gingras, M.K., 2012. Tidal Effects on the Shoreface: Towards a Conceptual Framework. Longhitano, S.G., Mellere, D. & Ainsworth, R.B. (Eds.), Modern and ancient depositional systems: perspectives, models and signatures. *Sedimentary Geology*. Vol. 279: 42-61
- DeVries, T.; Scott, L. & Zinsmeister, W. 1984. Neogene fossiliferous deposits in southern Chile. *Antarctic Journal of United States*. Vol. 19(2): 12-13.
- Dott, R. H. & Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequence. *Geological Society of America Bulletin*. Vol 93: 663-680. Denver.
- Encinas, A., Finger, K.L., Nielsen, S.N., Lavenau, A., Buatois, L.A., Peterson, D.E. & LeRoux, J.P. 2008. Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Science*. 25 (2): 157-175.
- Encinas, A.; Folguera, A.; Bechis, F.; Finger, K.; Zambrano, P.; Pérez, F.; Bernabé, P.; Tapia, F.; Riffo, R.; Buatois, L.; Orts, D.;

- Nielsen, S.; Valencia, V.; Cuitiño, J.; Oliveros, V.; Del Mauro, L. & Ramos, V. 2018. The Late Oligocene-Early Miocene marine transgression of Patagonia. *Springer Earth System Science*: p 443-474. Zug (Suiza)
- Encinas, A.; Finger, K.; Buatois, L. & Peterson, D. 2012. Major forearc subsidence and deepmarine Miocene sedimentation in the present Coastal Cordillera and Longitudinal Depression of south-central Chile 38°30'S-41°45'S). *Geological Society of American Bulletin*. Vol. **124**: 1.262-1.277.
- Encinas, A.; Folguera, A.; Oliveros, A.; De Girolamo, L.; Tapia, F.; Rizzo, R.; Hervé, F.; Finger, K.; Valencia, V.; Gianni, G. & Alvarez, O. 2016 Late Oligocene-early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. **128**: 807-823.
- Espinoza & Fuenzalida, R. 1971. Geología de las Hojas Rivero, Puerto Aysén y Balmaceda entre los paralelos 45° y 46° latitud S. (Informe inédito). Instituto. Investigaciones. Geológicas. Santiago
- Frassinetti, D. 2001. Moluscos bivalvos y gastrópodos del Mioceno marino de la Isla Stokes, sur de Chile. *Boletín del Museo de Historia Natural, Chile*, Vol. **50**: 73-90. Santiago.
- Finger, K.L. 2013. Miocene foraminifera from the south-central coast of Chile. *Micropaleontology* **59**: 341-493.
- Frassinetti, D. 2000. Moluscos del Plioceno superior marino de Isla Guafo, sur de Chile. Parte II. Gastropoda. *Boletín del Museo de Historia Natural* Vol. **49**: 131-161. Santiago.
- Frassinetti, D., 2004. Moluscos fósiles del Mioceno marino de Isla Ipún, Sur de Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural de Chile* Vol. **53**: 71-83.
- Fuenzalida, R. & Etchart, H., 1975. Geología del territorio de Aysén comprendido entre los 43°45' y los 45° latitud sur. Instituto de Investigaciones Geológicas. 99 p. Santiago.
- Fuenzalida, R. & Martínez, R. 1970. El terciario de Isla Ipún, Provincia de Aysén. Instituto de Investigaciones Geológicas Chile 26, 49 pp. Santiago
- García, F. 1968. Estratigrafía del terciario de Chile Central. Cecioni, G., (Ed) El Terciario de Chile Central. Editorial Andrés Bello, p25-57. Santiago
- Gonzales, M. & Rivadeneira, M. 2012. Moluscos Miocenos del Sur de Chile: Dinámicas Paleogeográficas. Congreso Geológico Chileno, Nº 13, Chile. Actas. p. 749-751. Antofagasta
- Herve, F.; Mpodozis, C.; Dadvidson, J. & Godoy, E. 1981. Observaciones estructurales y petrográficas en el basamento metamórfico del Archipiélago de Los Chonos, entre el Canal King y el Canal Ninualac, Aysén. *Revista Geológica de Chile*, Nº **13-14**, p. 3-16. Santiago
- Herve, F.; Calderon, M. & Faúndez, V. 2008. The metamorphic complex of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, Vol 6 Nº1: 43-53 p.
- Herve, F.; Suarez, M.; de la Cruz, R. & Belmar, M. 1994. Los depósitos volcanosedimentarios de la cuenca extensional intracontinental de Isla Magdalena, Aysén, Chile. Congreso Geológico Chileno Nº7. Actas **2**: 825-829. Concepción.
- Hervé, F.; Sanhueza, A.; Silva, C.; Pankhurst, R. J.; Fanning, M. C.; Campbell, H. & Crundwell, M. 2001. A Neogene age for Traiguén Formation, Aysén, Chile, as revealed by shrimp U-Pb dating of detrital zircons. En Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, III (Pucón), Actas pp. 570–574.
- Mpodozis, C. & Ramos, V. 2008, Tectónica jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* Vol. **63** (4): 481-497. Buenos Aires.
- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L., & Stern, CR. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* Vol. **27** (2):177–203. Santiago
- Nielsen, S. & Glodny, J. 2009. Early Miocene sub-tropical water temperatures in the southeast Pacific. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **280**: 480-488.
- Padilla, H., & Elgueta, S., 1992. Neogene marine deposits of Caleta Patillos, northern Chile: Their relationship with Neogene sediments of the Peninsula Mejillones. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **19** (1), 83–89. Santiago
- Pankhurst, R.; Weaver, S.; Herve, F. & Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of Geological Society*. Vol. **156**: 673-694. London
- Pemberton, S. G.; MacEachern, J. A., & Frey, R W., 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. Walker, R. G. & James, N. P. (Editors.), *Facies Models-Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, p. 47-72.
- Pemberton, S. G.; MacEachern, J. A.; Dashtgard, S. A.; Bann, K. L.; Gingras, M. K. & Zonneveld, JP. 2012 Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, Chapter 6. (Knaust, D & Bromley, R. Editors) Elsevier: 157-194. Oxford.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology* Vol. **5**: 413-428.
- A. Seilacher 2007. Trace Fossil Analysis: 226 pp. Berlín, Heidelberg.
- Somoza, R. & Ghidella, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción

de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. **60** (4): 797-809. Buenos Aires.

Somoza, R & Ghidella, M. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters* Vol. **331-332**: 152-163.

Stott, L. 1985. Tertiary marine geology and foraminiferal paleontology of Guafo, Ipún Lemo Stokes Islands and the Gulf of Tres Montes region, southern Chile. M.S. Thesis (inédito), Ohio State University: 176 pp. Columbus.

Tavera, J.; Valdivia, S. & Valenzuela, E. 1985. Mioceno fosilífero del sur de Chile: Isla Chiloe a Peninsula de Taitao. Congreso Geológico Chileno N°4, Actas **1**: 546-562 pp. Antofagasta

