

Universidad Austral de Chile

Facultad de Ciencias

Escuela de Biología Marina

PROFESOR PATROCINANTE: DR. MARCELO RIVADENEIRA CEAZA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE

PROFESOR CO-PATROCINANTE: DRA. KAREN MORENO UNIVERSIDAD AUSTRAL DE CHILE

TESIS

PALEOECOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE DEPÓSITOS MARINOS NEÓGENOS DEL NORTE DE CHILE: SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA DE MOLUSCOS Y RESCONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL.

Tesis de Grado presentada como parte

de los requisitos para optar al grado de

Licenciado en Biología Marina y Título

Profesional de Biólogo Marino

MELISSA GONZÁLEZ GONZÁLEZ

VALDIVIA-CHILE

COMISION DE TESIS

Profesor Patrocinante:	Dr. Marcelo Rivadeneira
	Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas
	(CEAZA),
	Depto. de Biología Marina
	Facultad de Ciencias del Mar,
	Universidad Católica del Norte.
	Coquimbo, Chile

Profesor Co-Patrocinante:	Dra. Karen Moreno
	Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas
	Facultad de Ciencias
	Universidad Austral de Chile
	Valdivia, Chile
Profesor informante:	Dr. Mario Pino
Profesor informante:	Dr. Mario Pino Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas
Profesor informante:	Dr. Mario Pino Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas Facultad de Ciencias
Profesor informante:	Dr. Mario Pino Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas Facultad de Ciencias Universidad Austral de Chile
Profesor informante:	Dr. Mario Pino Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas Facultad de Ciencias Universidad Austral de Chile Valdivia, Chile.

AGRADECIMIENTOS

Primordialmente se agradece el apoyo incondicional de mi familia en especial a mi madre Elsita y mi hijo Renato, en esta larga travectoria personal y académica, ya que sin ellos no hubiera sido posible efectuar la recepción de innumerables conocimientos, motivaciones y regocijos. A mi hermana Alison por ayudarme en la elaboración de los perfiles de una manera muy grata. Nadie dijo que esto sería fácil, fueron muchos los apoyos emocionales y cultos, es por eso que le doy las gracias también a mi otra familia de compañeros que formé en el sur. Que hubiera sido sin los característicos BIMAS de la UACH, que sin pensar en recibir algo a cambio me tendieron su mano en todo aspecto. A mi mejor amiga y mentora de la vida Andrea Nadeau, a mi crack Karina González, a mi exigente y molestosa Paulina Brüning, a mi chica María Fernanda Cornejo, a mi relajadora Pastora Carcher, a mi paciente Jeannette Reyes y a mi risueño Benjamín Cáceres por su ayuda bilingüe y gran motivador de la natación en mi vida. Entre otras loquillas y loquillos del sur que brindaron su granito de arena en esta etapa de mi vida, gracias. Sin dejar de lado la base de toda esta investigación, se agradece muchísimo a Paleolab, que sin conocerlos, me recibieron con los brazos abiertos, confiaron en mis capacidades y me enseñaron el arduo camino de la ciencia. A mi tutor Marcelo Rivadeneira, por sus sabios consejos y apoyo por parte del proyecto FONDECYT #1110582. Al equipo de trabajo y amigos, Jaime Villafaña, Alex Alballay y Albert Neira, gracias totales. A mis segundos guías de la tesis, mi profesora co-patrocinante Karen Moreno y mi profesor informante Mario Pino, por su gran enseñanza a la distancia, lo cual no fue fácil, pero nos entendimos de alguna manera. Por

último se agradece a Sven Nielsen, gran iniciador e inspirador de la paleontología en mi vida, quien me brindó su apoyo en este difícil ciclo y espero que lo siga haciendo. A todas las personas que con su ser, iluminaron mi camino y me sacaron una agradable sonrisa cuando más lo necesitaba, gracias.

CONTENIDO

INDICE DE FIGURAS	5
INDICE DE TABLAS	6
RESUMEN	7
ABSTRACT	
1 INTRODUCCIÓN	7
1.1 ANTECEDENTES DE LA ÉPOCA	9
1.2 MARCO GEOLÓGICO Y PALEONTOLÓGICO a) Formación Coquimbo b) Formación Bahía Inglesa	12 13 16
1.3 HIPÓTESIS	20
1.4 OBJETIVO GENERAL	20
1.5 OBJETIVOS ESPECIFICOS	20
2 MATERIALES Y MÉTODOS	21
2.1 DATOS DE CAMPO	21
2.2 DETERMINACIÓN TAXONÓMICA	22
2.3 AREA DE ESTUDIO a) Localización geográfica	23 24
3 RESULTADOS	24
3.1 CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA	24
3.2 SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA	39
3.3 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL	58
4 DISCUSIÓN	65
5 CONCLUSIONES	74
7 BIBLIOGRAFÍA	76

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Era Cenozoica, resaltando las Épocas: Mioceno y Plioceno. 10

Figura 2. Secuencia estratigráfica de cinco perfiles pertenecientes a Formación Coquimbo, utilizando la columna o perfil **Se** de referencia (columna tipo) y se encuentran localizados al suroeste de Chañaral de Aceitunas, norte de Chile (tomado de Le Roux et al., 2005) **15**

Figura 3. Secuencia estratigráfica de 4 perfiles mostrando la correlación de sus unidades. Pachingo 3 es la secuencia tipo para los demás perfiles de Quebrada Pachingo en Tongoy, norte de Chile (tomado de Le Roux et al., 2006) **16**

Figura 4. Estratigrafía de la Formación Bahía Inglesa **A.** Columna estratigráfica de la localidad Las Arenas **B.** Columna estratigráfica de la localidad La Fosforita **C.** Columna generalizada de la Formación Bahía Inglesa (tomado de Chávez, 2008). **18**

Figura 5. Dentro de la región de Atacama, se ubica Quebrada Tiburón entre las ciudades Huasco y Caldera (27°42'54''S; 70°58'45''O). Quebrada Honda de Caleta Hornos (29°37'72''S; 71° 16'50''O) ubicada al norte de La Serena y Quebrada El Culebrón en Coquimbo (29°58'01''S; 71°18'47''O)**. 23**

Figura 6. Perfil estratigráfico nº 1 de Qda. Tiburón. Destacando el tercer estrato de base a techo compuesto por 9m de diatomita y el sexto estrato en donde se encontraba la fauna Neógena in situ. **25**

Figura 7. Estrato de fosforita (capa n° 7) y conglomerado con fauna Pleistocénica (Capa n° 8) del segundo perfil estratigráfico de Qda. Tiburón. **25**

Figura 8. Secuencia estratigráfica de Qda. Honda, vista panorámica desde la carretera (ruta A-5) y caleta Hornos, ubicada hacia el norte de La Serena, Chile. **28**

Figura 9. Capa n° 6 de Quebrada Honda, caracterizada por un estrato de abundantes clastos polimícticos. **29**

Figura 10. Contacto discordante entre la sucesión estratigráfica de la capa 8 y la última capa de conglomerado cuaternario y clastos polimícticos de Qda. Honda. **29**

Figura 11. Capa nº 8, compuesto por sucesiones de estratos rítmicos cada 2m, seguido por el conglomerado cuaternario ubicado en el techo del perfil estratigráfico de Qda. Honda. **30**

Figura 12. Perfil estratigráfico 1, Qda. Tiburón**. LS**: Límite de la secuencia. Granulometría: **Ag**: Arena gruesa; **Amg**: Arena media a gruesa; **Am**: Arena media; **Amf**: Arena media a fina. **34** *Figura 13.* Perfil estratigráfico 2, Quebrada Tiburón. LS: Límite de la secuencia. Granulometría: Ag: Arena gruesa; Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina**. 35**

Figura 14. Perfil estratigráfico, Quebrada Honda. LS: Límite de la secuencia. Granulometría: Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina**. 36**

Figura 15. Perfil estratigráfico 1, Quebrada El Culebrón. LS: Límite de la secuencia. Granulometría: Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina; Af: Arena fina. **37**

Figura 16. Perfil estratigráfico 2, Quebrada El Culebrón. LS: Límite de la secuencia. Granulometría: Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina**. 38**

Figura 17. Diatomita distribuida de forma laminar (capa n° 3) en el perfil estratigráfico 1 de Qda. Tiburón. **59**

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Conjunto de especies identificadas para las quebradas: Tiburón, Honda y El Culebrón, que también son registradas en diversas formaciones de edades cercanas: La Cueva, Horcón, Coquimbo, Bahía Inglesa, La Portada y Pisco al sur de Perú**. 73**

RESUMEN

El presente estudio tiene como objetivo caracterizar la estratigrafía y paleoecología de los moluscos marinos que afloran de tres Quebradas (Qdas.) ubicadas en el norte de Chile (27°S-29°S): Qda. Tiburón con estratos pertenecientes a Fm. Bahía inglesa (Mioceno Medio-Plioceno Inferior), y Qdas. Honda y El Culebrón con estratos pertenecientes a Fm. Coquimbo (Mioceno Medio-Pleistoceno Medio). Se realizó un análisis superficial de los sedimentos de cinco perfiles estratigráficos y junto a ello la sistemática paleontológica de moluscos marinos recolectados in situ. Como resultado, la litología de las Qdas. se identifican como areniscas grises, pardas y amarilloparduscas de distinto tamaño, que van desde areniscas finas y/o limosas a areniscas más gruesas. Se identificaron tres familias de bivalvos: Pectinidae, Anomiidae y Ostreidae y dos familias para gastrópodos: Muricidae y Fasciolariidae. Se describieron 11 especies de moluscos Neógenos, 5 especies pertenecientes a bivalvos y 6 a gastrópodos. Se identificó a una nueva especie perteneciente al género Herminespina, que actualmente se encuentra extinta y se restringe solamente para el Neógeno de Qda. Tiburón. La reconstrucción paleoambiental resultó ser muy similar entre las localidades, concluyendo que el desarrollo de los moluscos marinos tuvo lugar en un ambiente diverso, con zonas de paleobahías y/o paleoestuarios ubicados en un medio litoral rocoso, somero y de vez en cuando agitado por corrientes marinas. Se sugiere que el hábitat pudo ir cambiando al paso del tiempo geológico, provocando la desaparición de una cantidad importante de especies de moluscos marinos durante el Neógeno.

ABSTRACT

The main goal of this study is to characterize the stratigraphy and paleoecology of marine mollusks that outcrop from three dry valley or "Quebradas" (Qdas) in northern Chile (27°S-29°S); Qda Tiburón with strata belonging to the Bahía Inglesa Fm. (Middle Miocene-Lower Pliocene), and Qdas. Honda and El Culebrón, both belonging to Coquimbo Fm (Middle Miocene-Middle Pleistocene). A superficial analysis of the sediments of five stratigraphy profiles was carried out, along with an analysis of the paleontological systematic of the marine mollusks collected in situ. Results show that the lithology of the Qdas can be identified as grey, brown and yellow brownish sandstones of different grain size, which range from fine to silty sandstone to coarse sandstones in the profile strata. Three bivalve families were identified (Pectinidae, Anomiidae and Ostreidae) along with two families of gastropods (Muricidae y Fasciolariidae). 11 Neogene species of mollusks were described; 5 species belonging to bivalves and 9 belonging to gastropods. A new extinct species belonging to the genus Herminespina was identified at Qda Tiburón. The reconstruction of the paleoenvironments result very similar among the three localities, concluding that the develop of marine mollusks took place in a diverse environments, like paleobays and/or paleoestuaries situated in a rocky coastal zone, shallow and sometimes disturbed with sea currents. It is suggested that the habitat may have been changing over geological time, causes the disappearance of an important number of marine mollusks species during the Neogene

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES DE LA ÉPOCA

El presente trabajo se sitúa en el período Neógeno de la era Cenozoica (Fig. 1), comprende entre 23 a 2.6 millones de años y dentro de este periodo se ubican dos épocas, el Mioceno (23.0-5.3 Ma) y el Plioceno (5.3-2.6 Ma). El Neógeno se caracteriza por grandes eventos tectónicos, climáticos y bióticos a nivel mundial (Zachos et al., 2001, Tsuchi, 2002). Del punto de vista climático, durante el Mioceno medio ocurre la fase pico de la temperatura más alta, denominado "óptimo climático del Neógeno". Más tarde hacia finales del Mioceno, el volumen del hielo antártico debió ser un 50% mayor que el actual, lo cual provocó un brusco decaimiento en la temperatura del mar y al mismo tiempo el descenso en el nivel del mar, por lo menos en 40m (Shackleton y Kennett, 1975). Durante el Plioceno descendió aún más la temperatura por el cierre del Istmo de Panamá, efecto tectónico que evitó el paso de aguas cálidas desde el Océano Atlántico hacia el Océano Pacífico, culminando en un enfriamiento del mar en todo el planeta (Zachos et al., 2001). En Sudamérica ocurrieron cambios tectónicos como el desarrollo del importante levantamiento de la Cordillera de los Andes, lo que conllevó a un vuelco climático en el norte de Chile, pasando de un clima húmedo y subtropical a un clima frío y seco, estableciéndose las condiciones de hiperaridez modernas del desierto de Atacama, cambio climático que abarcó los últimos 30 Ma, denotando una marcada aridez alrededor de los 19 y 13 Ma (Dolffus, 1973, Garreaud et al., 2010). En cuanto a los eventos oceanográficos, se activan las celdas de

surgencia costeras en Perú y Chile, el sistema de la corriente fría de Humboldt a principios del Plioceno y la intensidad actual de la surgencia se hace presente Alrededor de los 3 Ma (Zinsmeister, 1978; Deckens *et al.*, 2007). Generalmente el Neógeno abarca una época de enfriamiento progresivo y hacia un clima árido, tomando características más actuales durante el Plioceno medio, donde las temperaturas del mar eran 4.4°C más cálidas que el presente (Dowsett & Robinson 2009). Durante el Neógeno se destaca el notable desarrollo alcanzado por los foraminíferos planctónicos, radiolarios, cocolitofóridos y otros integrantes del zoo- y fitoplancton, constituyendo una excelente base para la biozonación del sistema (Malumián, 1972, 1978).



El presente estudio se concentra en el registro fósil de los moluscos marinos, conjunto que forma parte de uno de los dos grandes grupos del reino animal (Hupe, 1854), los invertebrados. Dentro de la clase Gastrópoda cabe destacar a la familia Muricidae Rafinesque; 1815 situada en Chile por los géneros *Acanthina* Fischer von Waldheim; 1807, *Chorus* Gray; 1847, *Xanthochorus* Fischer; 1884, *Concholepas* Lamarck; 1801 y *Herminespina* DeVries & Vermeij; 1997. Dichos taxa han sido investigados en detalles (Herm, 1969; DeVries, 1995, 1997a, 2000, 2003; DeVries & Vermeij, 1997) y cumplen un rol importante en este estudio, al ser la mayoría moluscos fósiles que comúnmente se pueden encontrar en afloramientos fosilíferos del Neógeno de Chile, aportando diversa información paleoecológica a la hora de interpretar un hábitat determinado. Además cabe mencionar que la mayoría de los gastrópodos ubicados en los depósitos del Mioceno superior y Plioceno del sur de Perú, también son encontrados en Chile (DeVries & Frassinetti, 2003), lo cual da a conocer las distribuciones ecológicas de las especies.

Con respecto a los bivalvos cabe mencionar la historia evolutiva de los pectínidos, distinguiendo en este trabajo al género *Zygochlamys* Ihering; 1907, por una posible asignación a especies como por ejemplo *Chlamys simpsoni*, además este género se puede encontrar actualmente en la Patagonia y al sur de Nueva Zelanda (Jonkers, 2003). Esto revelaría un linaje ancestral en común para ambas regiones de acuerdo a su afinidad taxonómica y probablemente lograron habitar parte de Chile a través de rutas migratorias. Además el éxito de su colonización en el norte de Chile podría deberse a semejanzas paleobiogeográficas entre ambas regiones (desde N. Zelanda a Chile o

viceversa) que proporcionó un hábitat adecuado para esta familia a principios del Mioceno (Jonkers 2000, 2003). Jonkers (2003) define tres especies de *Zygochlamys* para el Plioceno de Chile, *Zygochlamys coquimbensis* Möricke; 1896, *Z. vidali* Philippi; 1887 y *Z. hupeana* Philippi; 1887. Sin embargo es muy poco lo que se sabe respecto a la sistemática y tipo de hábitat en el cual coexistieron los ostiones fósiles de Chile.

1.2 MARCO GEOLÓGICO Y PALEONTOLÓGICO

Las Fms. Bahía Inglesa, Coquimbo y Navidad son quizás unas de las unidades litoestratigráficas sobre la que existe mayor volumen de información paleontológica y geológica del periodo Neógeno, del norte y centro-sur de Chile. En estas Formaciones (Fms), el registro fósil es conocido por su abundante y diversa fauna que contienen los depósitos marinos, al igual que su buena conservación en la mayoría de los casos, encontrando tanto vertebrados como invertebrados fósiles (Muizon & DeVries, 1985; Frassinetti & Covacevich, 1990; Walsh & Hume, 2001; Nielsen & Frassinetti 2003; Nielsen *et al.*, 2004).

Los depósitos marinos de la Fm. Coquimbo y la Fm. Navidad representan dos secuencias transgresivas independientes (aloformaciones), separadas entre sí por un importante hiato regional (Martínez-Pardo, 1990). Durante el inicial ciclo transgresivo se depositó la Fm. Navidad (Mioceno-Plioceno) en el centro-sur de Chile, en el intervalo de 19 y 10 Ma (Martínez-Pardo, 1990; Encinas *et al.*, 2008). El segundo ciclo corresponde a la "transgresión Coquimbo", la cual se depositó como Fm. Coquimbo en el norte de Chile y se caracteriza por una fase

transgresiva continua que va desde el Mioceno medio al Pleistoceno medio, seguida por una fase regresiva hasta el presente con depósitos de paleobahías que cubren los sedimentos marinos transgresivos de la planicie costera (Saillard *et al.*, 2012).

a) Formación Coquimbo

Los afloramientos rocosos de Coquimbo son uno de los mejores conocidos en la costa Pacífica de Sudamérica (Leonard & Wehmiller, 1992). Darwin (1846) fue el primero en estudiar la geología de la Herradura de Coquimbo, seguido por Domeyko (1848), que trata la formación geológica de Coquimbo, pero principalmente estudió el antiguo nivel del mar del Océano Pacífico. La secuencia sedimentaria de Coguimbo fue asignada al Mioceno por d'Orbigny (1842), Conrad (1855) y Rémond (1868). El Piso de Coquimbo fue establecido por Steinmann (1895) e impropiamente convertido en Fm. Coquimbo por diversos autores. Fue asignada al Neógeno por Steinmann (1895) y Möricke & Steinmann (1896), luego al Plioceno por Brüggen (1934 y 1950) y finalmente al Plioceno medio y tardío por Paskoff (1964), Herm et al. (1966) y Herm (1969). La Fm Coquimbo forma parte de una serie discontinua de cuencas del Cretácico superior al Neógeno, las cuales se extienden desde Antofagasta (23°S) hasta la península de Taitao (47°S) (Le Roux et al., 2006). Le Roux et al. (2005b) determinaron una edad Mioceno-Plioceno para la depositación de Fm Coquimbo, usando isótopos de Estroncio (Sr), microfósiles y macrofósiles marinos. Dichos autores llegaron a la conclusión de que la zona sufrió una fuerte subsidencia durante el Burdigaliano tardío y Langhiano

temprano, lo que provocó una transgresión marina en las profundidades de la plataforma continental por sobre el basamento de la plataforma costera. Sin embargo, Saillard *et al.* (2012) proponen que la transgresión de Fm. Coquimbo abarcaría más bien el intervalo Mioceno medio-Pleistoceno medio.

Según Le Roux *et al.*, (2004) los fragmentos de conchas depositados en los estratos están orientados paralelos a la laminación horizontal, sin una preferente orientación convexa hacia arriba o hacia abajo.

Le Roux *et al.* (2005) describen 5 secuencias estratigráficas en depósitos marinos de la Fm. Coquimbo ubicados en Chañaral de aceitunas (Fig. 2), los perfiles estratigráficos se encuentran en un barranco de la Quebrada Chañaral (Sur-Oeste de Coquimbo) y comprende alrededor de 60 m de potencia, con taxa como *Ostrea* spp. ubicadas en la base del perfil y *Chlamys* spp. y *Balanus* spp. hacia el techo. En la columna tipo (Se) caracterizada por dichos autores, se destaca la unidad 11 por la presencia de *Chlamys hupeanus* (Plioceno tardío) y los gastrópodos *Chorus blainvillei* (Mioceno tardío-Plioceno tardío) y *Chorus giganteus* (Plioceno tardío-actualidad) con edad probable de 3.6 Ma, la cual podemos comparar con los estratos caracterizados en el presente trabajo.

Le Roux *et al.* (2006) también describieron secuencias estratigráficas de Fm. Coquimbo, ellos midieron 16 secciones estratigráficas a lo largo de cuatro Qdas. en Pachingo, Tongoy (Fig. 3). Anteriormente Herm (1969) también estudió la sucesión sedimentara a lo largo de Qda. Pachingo, diferenciando 14 unidades que él identificó como Plioceno y Pleistoceno temprano. No obstante,

Guzmán *et al.* (2000) indican que Herm en general, le asignó una edad Plioceno temprano a depósitos del Plioceno tardío y depósitos del Mioceno tardío como depósitos del Plioceno temprano.



Figura 2. Secuencia estratigráfica de cinco perfiles pertenecientes a Formación Coquimbo, utilizando la columna o perfil **Se** de referencia (columna tipo) y se encuentran localizados al suroeste de Chañaral de Aceitunas, norte de Chile (tomado de Le Roux *et al.*, 2005)



Figura 3. Secuencia estratigráfica de 4 perfiles mostrando la correlación de sus unidades. Pachingo 3 es la secuencia tipo para los demás perfiles de Quebrada Pachingo en Tongoy, norte de Chile (tomado de Le Roux *et al.*, 2006)

b) Formación Bahía Inglesa

La Fm. Bahía Inglesa (Fig. 4) conforma una secuencia sedimentaria clástica, fosilífera y semi-consolidada, la cual es asignada al Mioceno medio-Plioceno temprano, donde el ambiente de sedimentación varía de litoral a nerítico (Marquardt *et al.*, 2000; Achurra, 2004). Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en la costa de la Región de Atacama. Esta es altamente

fosilífera, presentando distintos niveles estratigráficos con abundante fauna marina, tanto de vertebrados (Walsh & Hume, 2001; Suárez *et al.*, 2004; Chávez 2007, 2008) como de invertebrados fósiles (Herm, 1969; Guzmán *et al.*, 1999, Marchant *et al.*, 2000). "En esta unidad predominan las litofacies o depósitos de coquinas, areniscas, intercaladas con diatomitas y abundantes depósitos de fosforita. Los estratos de areniscas se presentan en bancos métricos masivos o con estratificación plana y cruzada en artesa. Pueden variar en una granulometría de fina a gruesa, así como de colores grises a pardo verdosas" (Acosta & Canto 2005). La edad de la unidad se ha establecido principalmente sobre la base de su contenido paleontológico, sin embargo se han obtenido además para ella una datación Potasio-Argón (K-Ar) para las rocas de las Qdas. ubicadas al este del Morro Copiapó, lo cual dio una edad de 7,6±1,3 Ma (Mioceno superior), edad considerada máxima para la unidad y que concuerda con las asignaciones paleontológicas (Walsh & Suárez, 2005).



Figura 4. Estratigrafía de la Formación Bahía Inglesa **A.** Columna estratigráfica de la localidad Las Arenas **B.** Columna estratigráfica de la localidad La Fosforita **C.** Columna generalizada de la Formación Bahía Inglesa (tomado de Chávez, 2008).

En este estudio se caracteriza la paleoecología y estratigrafía de las rocas fosilíferas que afloran de las Qdas. Tiburón, Honda y El Culebrón. En la Qda. Tiburón afloran estratos perteneciente a Fm. Bahía inglesa y en las Qdas. Honda y El Culebrón existen estratos de la Fm. Coquimbo. La comparación de los afloramientos fosilíferos permitió llevar a cabo de mejor manera una reconstrucción paleoambiental a través de la paleoecología y estratigrafía analizada en el presente estudio y de los moluscos marinos del Neógeno revisados por Herm (1969) en el norte de Chile.

1.3 HIPÓTESIS

Las características paleontológicas de las rocas que afloran de las Quebradas Tiburón, Honda y El Culebrón, presentan semejanzas en su composición faunística, lo cual debería representar un hábitat similar en el que se desarrollaron los moluscos marinos Neógenos revisados por Herm (1969) en el norte de Chile.

1.4 OBJETIVO GENERAL

 Caracterizar paleoecología y estratigrafía de las rocas sedimentarias que afloran en tres Qdas. fosilíferas de la zona norte de Chile: Tiburón, en la región de Atacama, y Honda y El Culebrón en la región de Coquimbo.

1.5 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Caracterizar perfiles estratigráficos y sus componentes sedimentarios.
- Describir la sistemática paleontológica de gastrópodos y bivalvos
 Neógenos ubicados *in situ* de los estratos sedimentarios, para comparar la paleoecología de las especies entre las tres localidades investigadas.
- Reconstruir el paleoambiente que representan las secciones analizadas.

2 MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 DATOS DE CAMPO

Los estudios estratigráficos y paleontológicos se llevaron a cabo mediante una investigación y prospección en campo, específicamente a través de la extracción de moluscos fósiles depositados en estratos que afloran de tres Qdas. del norte de Chile. En el mes de febrero del año 2012 se dio inicio a los terrenos en Qda. Tiburón (Fig. 5), ubicada entre Huasco y Caldera (27°42'54"S; 70°58'45"O), durante el mes de junio, Qda. El Culebrón (Fig. 5), ubicada en la ciudad de Coquimbo (29°58'01"S; 71°18'47"O) y en septiembre se realizó el último terreno en Qda. Honda (Fig. 5), ubicada en caleta Hornos al norte de La Serena (29°37'72"S; 71° 16'50"O). En cada terreno se realizó un análisis de los estratos que afloran de cada Qda., se clasificó el color y tamaño de los componentes sedimentarios por medio de una lupa geológica, predominando la identificación taxonómica de la fauna fósil encontrada *in situ* (de 5 a 20 kg de fósiles por estrato).

Con el objeto de efectuar un análisis estratigráfico y paleoecológico, se describieron las secuencias estratigráficas de 5 perfiles en total, dos ubicados en los afloramientos de Qda. Tiburón, uno de Qda. Honda y dos de Qda. El Culebrón, los cuales fueron dibujados en detalle a escala 1:400 y 1:200, por medio del software Auto CAD 2010.

2.2 DETERMINACIÓN TAXONÓMICA

En este estudio se tuvo en consideración la diagnosis existente para cada taxón y la descripción de los especímenes a base de su morfología. Las edades asignadas a los fósiles, se basan en dataciones absolutas y relativas de estudios previos e inferencias provenientes de los estratos en donde fueron localizados.

Los conjuntos para los cuales se presume una relación próxima o bien si pertenecen a un determinado taxón, son acompañados del prefijo *aff.* (latín, *affinis*, afín o relacionado. Mientras que el prefijo *cf.* (latín, *confer*, comparado) se utiliza en aquellos especímenes que solo presentan una similitud morfológica general, que no necesariamente denota una relación cercana.

2.3 AREA DE ESTUDIO



a) Localización geográfica

Figura 5. Dentro de la región de Atacama, se ubica Quebrada Tiburón entre las ciudades Huasco y Caldera (27°42'54''S; 70°58'45''O). Quebrada Honda en Caleta Hornos (29°37'72''S; 71° 16'50''O) ubicada al norte de La Serena y Quebrada El Culebrón en Coquimbo (29°58'01''S; 71°18'47''O).

3 RESULTADOS

3.1 CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Primera secuencia sedimentaria de base a techo de Qda. Tiburón (27°42'54''S; 70°58'45''O)

5m de arenisca de grano medio, color amarillo-pardusco.

3m de arenisca poco consolidada, arena de grano medio a fino, color gris.

9m de arenisca de grano medio a fino, con una capa de diatomita blanca, caracterizada por una laminación fina.

4m de arenisca poco consolidada de grano medio a grueso, de color gris a pardo-grisáceo.

3,5m de arenisca de grano grueso, color pardo.

8m de arenisca de grano medio, más cementada, color gris a pardo-rojizo, en el techo del estrato se encuentran los fósiles. Clave de muestra fósil: MF C6

T1.

2m de arenisca de grano medio, con abundante fosforita no cementada, distribuida en sentido paralelo a la estratificación.

1m de conglomerado consolidado compuesto principalmente por clastos que van desde angulosos a sub-redondeados, con presencia de coquina con fósiles Pleistocénicos.



Figura 6. Perfil estratigráfico nº 1 de Qda. Tiburón. Destacando el tercer estrato de base a techo compuesto por 9m de diatomita y el sexto estrato en donde se encontraba la fauna del Neógeno *in situ*.



Figura 7. Estrato de fosforita (capa n° 7) y conglomerado con fauna Pleistocénica (Capa n° 8) del segundo perfil estratigráfico de Qda. Tiburón.

Segunda secuencia sedimentaria de base a techo de Qda. Tiburón (27°42'54''S; 70°58'45''O).

2,5m de arenisca, de grano medio a fino, color gris, con ostras.

0,7m de conglomerado con clastos de aspecto anguloso a sub-redondeados, con ostras incrustadas en la capa de clastos.

12m de arenisca de grano fino, color gris.

12m de arenisca de grano medio, color pardo-grisáceo. Clave de muestra fósil:

MF C4 T2.

6m de arenisca de grano medio a grueso, color pardo-grisáceo.

7m de arenisca de grano fino con componentes de limo, color amarillopardusco.

1,5m de arenisca de grano medio con abundante fosforita no cementada y posicionada en sentido paralelo a la estratificación.

2m de conglomerado, con coquina y clastos polimícticos, incluyendo los fósiles Pleistocénicos (*eg. Concholepas concholepas, Crepipatella cf. dilatata*, *Acanthina* spp. *Retrotapes cf. rufa*)

Secuencia sedimentaria de base a techo de Qda. Honda (29°57'59,7"'S; 71°19'24,4"O)

2,7m de arenisca de grano fino con componentes de limo, color amarillo pardusco y pequeños clastos angulares. Esta capa sobresale del perfil y presentan varios especímenes fósiles como ostiones, ostras, abundantes

espículas de erizo y braquiópodos, al igual que pequeños huesos de vertebrados.

1,1m de arenisca de grano fino con componentes de limo, color amarillo pardusco, con presencia de braquiópodos y quelas de cangrejo.

1,5m de arenisca de grano medio a fino, color pardo grisáceo, con clastos máficos. En este estrato se encontró un mayor número de ostiones y un diente de *Carcarodon carcharias*

1,1m de arenisca de grano medio a fino, color pardo grisáceo, presentando ostiones y ostras. Clave de muestra fósil: **MF C4 H**

2,4m de arenisca de grano medio, color pardo, con presencia de fosforita, clastos polimícticos decimétricos. Presentan fósiles como ostiones, *Concholepa*s sp., y *Chlamys* sp., además de un abundante afloramiento de vertebrados (huesos y vertebras). En el techo de esta capa se encuentra un cambio litológico, el cual está compuesto por clastos que van desde angulares a sub-redondeados. Clave de muestra fósil: **MF C5 H.**

1,8m de arenisca de grano medio a fino, con abundantes clastos polimícticos, que van de centimétricos a decimétricos, estos clastos se encuentran de base a techo sin orientación y en el centro se concentran los clastos de mayor tamaño.

2m de arenisca consolidada de grano medio a fino, color amarillo pardusco, incluyendo pequeños líticos centimétricos dentro del sedimento, además de la presencia de ostras, ostiones y braquiópodos pero en menor cantidad que en los estratos inferiores. El límite de la secuencia está compuesto por restos de conchuelas fósiles.

18m de arenisca consolidada de grano medio, color amarillo-parduzco con abundantes volúmenes de conchuelas fósiles. Esta capa está compuesta por sucesiones rítmicas de estratos erosionados, en forma de escalas bien marcadas cada 2 metros aproximadamente y en el techo de esta capa se encuentra un contacto discordante con el estrato siguiente.

2m de conglomerado compuesto principalmente por clastos polimícticos, que van desde angulares a sub-redondeados, con presencia de moluscos Pleistocénicos.



Figura 8. Secuencia estratigráfica de Qda. Honda, vista panorámica desde la carretera (ruta A-5) y caleta Hornos, ubicada hacia el norte de La Serena, Chile.



Figura 9. Capa n° 6 de Qda. Honda, caracterizada por un estrato de abundantes clastos polimícticos.



Figura 10. Contacto discordante entre la sucesión estratigráfica de la capa 8 y la última capa de conglomerado cuaternario y clastos polimícticos de Qda. Honda.



Figura 11. Capa nº 8, compuesto por sucesiones de estratos rítmicos cada 2m, seguido por el conglomerado cuaternario ubicado en el techo del perfil estratigráfico de Qda. Honda.

Primera secuencia sedimentaria de base a techo de Qda. El Culebrón (29°58'01''S; 71°18'47''O)

0,6m de arenisca de grano medio, color pardo y clastos polimícticos.

0,7m de arenisca de grano medio a fino, color amarillo-pardusco. En este estrato de encontraron varios ejemplares de ostras sin una identificación a nivel genérico. Clave de muestra fósil: **MF C2 C1.**

0,5m de arenisca de grano medio a fino, color gris.

1,14m de arenisca de grano medio, color pardo.

1,15m de arenisca de grano medio a grueso, color pardo.

0,4m de arenisca de grano medio, color pardo.

0,4m de arenisca de grano medio, color pardo.

1m de arenisca de grano fino, color amarillo y componentes de limo.

0,5m de arenisca de grano medio a fino, color gris.

0,2m de arenisca de grano medio a fino con pequeños indicios de fosforita en la secuencia.

3,7m de arenisca de grano fino, color amarillo. En este estrato se encontraron especies indeterminadas de *Mytilus* sp., *Acanthina* sp., y ostras.

0,7m de conglomerado compuesto por pequeños clastos polimícticos, provenientes principalmente del basamento, incluyendo areniscas de grano medio color amarillo-pardusco. En esta capa se hallaron además especies no identificadas de *Acanthina* sp. y ostras. Clave de muestra fósil: **MF C12 C1.**

0,5m de arenisca de grano fino con componentes de limo, color amarillo.

0,9m de conglomerado y pequeños clastos, encontrando moldes de bivalvos y madrigueras de gusanos tubícolas.

2,5m de arenisca de grano fino, color pardo grisáceo.

0,3m de arenisca de grano medio, color pardo-rojizo.

3,4m de arenisca de grano fino, color pardo.

0,7m de conglomerado con coquina, con abundantes balánidos.

1,3m de arenisca de grano medio a fino, color amarillo-pardusco.

0,4m de arenisca de grano medio, color pardo-grisáceo.

0,3m de arenisca de grano medio con fosforita.

0,5m de Arenisca de grano fino, color gris.

2,3m de conglomerado con clastos polimícticos del cuaternario, color gris.

Segunda secuencia sedimentaria de base a techo de Qda. El Culebrón (29°58'01''S; 71°18'47''O).

20m de arenisca de grano medio a fino, color pardo.

1m de arenisca de grano medio, color pardo grisáceo, capa poco consolidada,

presentando pequeños balánidos y un ejemplar de Oliva sp. Clave de muestra

fósil: MF C2 C2.

4,1m de arenisca de grano medio a fino, color pardo grisáceo y conglomerado.

2,6m de arenisca de grano fino con componentes de limo, color gris.

0,5m de arenisca de grano medio a fino, color pardo a pardo grisáceo, capa bien consolidada. Clave de muestra fósil: **MF C5 C2.**

0,5m de arenisca de grano medio, color pardo, conglomerado, moldes de bivalvos y madrigueras de gusanos tubícolas.

1m de arenisca de grano fino con componentes de limo, color pardo.

1m de conglomerado, compuesto principalmente por pequeños clastos, además de coquinas.

2m de arenisca de grano medio, color amarillo-pardusco. En este estrato se encontró un molde de la especie *Retrotapes cf. rufa*. Clave de muestra fósil: MF
C9 C2.

2,5m de arenisca de grano medio, color pardo-rojizo.

0,02m de arenisca de grano medio con fosforita.

0,5m de arenisca de grano medio a fino, color gris con fosforita.

4m de arenisca de grano medio, color gris.

1m de arenisca de grano medio, color gris, con clastos angulares, conglomerado y coquina, con moluscos fósiles del Pleistoceno.

PERFIL ESTRATIGRÁFICO Nº1 QUEBRADA TIBURÓN



Figura 12. Perfil estratigráfico 1, Qda. Tiburón. LS: Límite de la secuencia.
Granulometría: Ag: Arena gruesa; Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina.

PERFIL ESTRATIGRÁFICO N°2 QUEBRADA TIBURÓN



Figura 13. Perfil estratigráfico 2, Qda. Tiburón. LS: Límite de la secuencia.
Granulometría: Ag: Arena gruesa; Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina.


Figura 14. Perfil estratigráfico, Qda. Honda. LS: Límite de la secuencia.Granulometría: Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina.

PERFIL ESTRATIGRÁFICO Nº1 QUEBRADA EL CULEBRÓN



Figura 15. Perfil estratigráfico 1, Qda. El Culebrón. LS: Límite de la secuencia. Granulometría: Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina; Af: Arena fina.



STRATOS

0____ ESC. 1:400

> Figura 16. Perfil estratigráfico 2, Qda. El Culebrón. LS: Límite de la secuencia. Granulometría: Amg: Arena media a gruesa; Am: Arena media; Amf: Arena media a fina.

3.2 SISTEMÁTICA PALEONTOLOGICA

Phylum MOLLUSCA Linnaeus, 1758 Clase BIVALVIA Linnaeus, 1758 Orden PECTINIDA Gray, 1854 Familia PECTINIDAE Rafinesque, 1815 Género Zygochlamys Ihering, 1907 Zygochlamys cf. hupeana Philippi, 1887 Lamina 1: b (Página 56)

1887 *Pecten hupeanus* Philippi, p. 211, lám. 47; fig. 4 1969 *Chlamys hupeanus* (Philippi). Herm: p.104, lám. 1; fig. 5-6 2003 *Zygochlamys hupeana* (Philippi). Jonkers: lám. 7; fig. d-f

Rango geológico: Plioceno

Material referido: Una valva del ejemplar fracturada (50,2 mm Long.), proveniente de la capa nº 4 del segundo perfil (Fig. 12) de Qda. Tiburón (Huasco-Caldera). Clave de muestra: **MF C4 T1.**

Descripción: Valva de juvenil con forma orbicular, presenta una serie de costillas radiales originadas en el umbo y descienden de forma vertical hacia el extremo de la concha. La simetría radial se distribuye de forma igualitaria en toda la superficie dorsal del individuo, donde la simetría radial primaria es más

elevada y se ve intercalada por espacios intercostales y rayos secundarios que van desde la zona anterior a la zona posterior de la valva.

Observaciones: *Zygochlamys hupeana* es indicada para el Plioceno Superior de Caldera (Barranquilla, La Piña), Coquimbo (Qda. El Culebrón) y Tongoy (Qda. Salina) según Herm (1969, p.105). Jonkers (2003) revisa el género *Zygochlamys* asignado a especies de edad Pliocénica en Chile (*Z. coquimbensis* y *Z. vidali*) destacando a *Zygochlamys hupeana* como especie de vida libre y probablemente la única especie del género con una habilidad avanzada en la natación. Su valva derecha es muy plana por comparación y el corte o muesca del biso, sigue siendo relativamente profundo (fig. d Jonkers 19b). Por lo tanto, estos atributos sugieren que estos especímenes pudieron vivir anclados al sustrato, bajo un régimen de corriente bastante fuerte.

Zygochlamys cf. simpsoni Philippi, 1887

Lamina 1: d.

1887 *Pecten Simpsoni* Philippi, S. 210, Taf. 46, Fig. 1, (Terciario, Chiloé). 1896 *Pecten Simpsoni* (P). Möricke, S. 579, (Terciario, Chiloé).

Rango geológico: Neógeno

Material referido: 24 valvas en parte fragmentadas provienen de la capa nº 4 del segundo perfil estratigráfico (Fig. 12) correspondiente a la Qda. Tiburón y

un ejemplar proveniente de la capa nº 4 del perfil estratigráfico de Qda. Honda (Fig. 13). Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C4 T2, MF C4 H**.

Descripción: Concha de forma orbicular, de gran tamaño y espesor (Long. Max. 146,7mm). Las valvas de este espécimen se consideran inequivalvas por presentar desigualdad en la simetría radial en ambas valvas. La valva izquierda se caracteriza por ser más convexa y presentar costillas desiguales. Cada 2-6 costillas secundarias, se encuentra una costilla más gruesa y elevada en la valva izquierda y de forma más plana la valva derecha. Las costillas principales van de 20 a 25 rayos y el número de rayos intercostales es variable según el ejemplar, dando un promedio de 60 rayos aproximadamente. El ángulo umbonal sobrepasa los 108° y la correlación negativa entre la longitud del ligamiento anterior y posterior de las aurículas, nos da un nº menor a 1.7, lo cual quiere decir, que su morfología estaría adaptada para la natación (Jonkers, 2003)

Observaciones: Zygochlamys simpsoni aparentemente formó parte del Neógeno de Chile y Perú (DeVries & Frassinetti 2003). Esta especie no es incluida en la monografía de Jonkers (2003) y según las características métricas en la morfología de la concha, sería considerada como la segunda especie del género Zygochlamys con habilidades en la natación y proveniente de un hábitat submareal rocoso.

Género Chlamys Röding, 1798

Chlamys calderensis Möricke, 1896.

Lamina 1: c

1896 Chlamys calderensis sp. nov. Möricke, p. 577, lam. 13 fig. 5

Rango geológico: Neógeno

Material referido: siete valvas parcialmente fragmentadas provienen de la capa nº 6 y una valva de la capa nº 4 del perfil estratigráfico 1 y 2 respectivamente (Figs. 11 y 12), correspondiente a Qda. Tiburón. Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C4 T2**.

Descripción: Concha casi equivalva, de forma orbicular y convexa, de tamaño medio y espesor delgado (Long. Max. 77,6 mm). Presenta una ornamentación radial fina, sus costillas se distribuyen homogéneamente en toda la superficie de la charnela, excepto por una división más excavada cada 2-4 costillas finas. En este ejemplar sólo se observa una aurícula al lado del ápice.

Observaciones: El género *Chlamys* ha sido registrado desde finales del paleozoico hasta el presente, teniendo una distribución actual muy amplia a nivel mundial (cosmopolita). Este género suele confundirse con *Zygochlamys* por su afín morfológico, diferenciándose solamente en las líneas de crecimiento, aun así no queda claro sus diferencias. Herm (1969) registra esta especie para el Plioceno de las siguientes localidades: en Caldera (Bahía

Calderillo), Bahía Copiapó (Puerto Viejo); Qda. Carrizalillo y Qda. Chañaral de Aceitunas (Región de Atacama); Qda. Pachingo (Tongoy) y Lo Abarca.

Familia ANOMIIDAE Rafinesque, 1815 Género *Anomia* Linnaeus, 1758 *Anomia atacamensis* Herm, 1969. Lamina 1: a.

Rango geológico: Paleógeno-Neógeno

Material referido: tres valvas provenientes de la capa nº6 y dos valvas de la capa nº4, del perfil estratigráfico 1 y 2 respectivamente (Figs. 11 y 12), de Qda. Tiburón. Longitud máxima de la valva, 60 mm. Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C4 T2**.

Descripción: Conchas inequivalvas de contorno semicircular, frágil, nacarada y con una superficie escabrosa. La ornamentación se basa en costillas radiales que se extienden de forma equivalente en toda la superficie de la concha, variando solamente en las prominencias de cada ejemplar. Valva derecha más delgada, se caracteriza por presentar una apertura bisal cerca del umbo, que es por donde se fija a un elemento duro (Ej., roca, concha, etc.), en cambio la valva izquierda es más convexa y no presenta ningún agujero. En el centro interno de ambas valvas se encuentra la evidente marca del musculo aductor.

Observaciones: La evolución morfológica de esta superfamilia (Anomioidea) es altamente especializada, con una torsión completa del aparato del biso hipertrofiado hacia la derecha, acompañado del desarrollo de una apertura cerca del ápice, que es por donde sale el biso calcificado. La fijación paleal es exclusivamente por medio del manto interior derecho, el cual se fusiona con la superficie del manto del lóbulo izquierdo (Yonge, 1977). La evolución divergente conduce a la movilidad epifaunal, con pérdida de calcificación en el biso (en adultos) y el pie re-utilizado como órgano de locomoción, permitiendo la exploración de un entorno restringido y extremo. La localidad tipo es establecida para la región de Atacama, hacia el norte de La Piña y Sur de Punta Cabeza de Vaca, norte de Caldera (Herm, 1969).

Orden OSTREIDA Férussac, 1822 Familia OSTREIDAE Rafinesque, 1815 Género *Crassostrea* Sacco, 1897 *Crassostrea transitoria* Hupé, 1854. Lamina 2: e (Página 57)

1854 Ostrea transitoria Hupé: 283, lam. 4, fig. 3.

1854 Ostrea maxima Hupé: 282, lam. 5 fig. 1.

1896 Ostrea transitoria Hupé; Möricke: 576.

1869 Ostrea (Crassostrea) maxima Hupé; Herm 113–114, pl. 6, figs. 1–2.

1969 Ostrea (Ostrea) transitoria Hupé; Herm: 113, pl. 7, figs. 5–6.

2008 Crassostrea transitoria Griffin & Nielsen; p. 272, 283, 287.

Rango geológico: Cretácico-Neógeno

Material referido: 13 valvas bien preservadas de la capa nº 6 y 4, de los perfiles estratigráficos pertenecientes a Qda. Tiburón (Figs. 11 y 12) y una valva proviene de la capa nº5 de Qda. Honda (Fig. 13). Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C4 T2, MF C5 H**.

Descripción: Conchas inequivalvas, de aspecto sólido, no muy gruesa y asimétrica (Long. máx. 120,6 mm). Superficie de la valva con líneas de crecimiento concéntricas e irregularmente distanciadas. Se caracteriza a simple vista el ancho del ligamento y las extensas marcas del musculo aductor, ubicadas justo al lado del margen anterior o posterior de la concha. La valva inferior (izquierda) tiende a ser más convexa, con una cavidad umbonal profunda. En general las láminas calcáreas superpuestas les dan la forma irregular a las ostras.

Observaciones: La familia Ostreidae tuvo su primer registro en la tierra durante el Pérmico (Márquez *et al.* 2005). Herm (1969) describe a tres especies de ostras diferentes (*Ostrea (Crassostrea) máxima, Ostrea (Ostrea) transitoria y Ostrea (Ostrea) ferraris*i), sin embargo al ser evaluadas por Griffin & Nielsen (2008), las clasifican como sinonimias de una sola especie, *Crassostrea transitoria*, la cual es reconocida para la zona de Caldera (La Piña, Punta Cabeza de Vaca), Chañaral de Aceitunas y Bahía Herradura de Coquimbo (Herm, 1969).

Clase GASTROPODA Cuvier, 1797 Superorden CAENOGASTROPODA Cox, 1959 Orden NEOGASTROPODA Thiele, 1925 Familia MURICIDAE Rafinesque, 1815 Género *Chorus* Gray, 1847 *Chorus blainvillei,* (d' Orbigny, 1842).

Lamina 2: f.

1842 Monoceros blainvillei d'Orbigny: 116–117.

1887 Monoceros blainvillei d'Orbigny. Philippi: 58, lám. 5, figs. 2, 3.

1969 Chorus blainvillei d'Orb. Herm: 133, lám. 15, figs. 1a, 1b.

1997 Chorus blainvillei d'Orb. DeVries: 137, lám. 2, fig.5 y lám. 3, figs 5–7.

2008 Chorus blainvillei d'Orb. Griffin & Nielsen: 291, lám. 19, figs. 1-3.

Rango geológico: Neógeno

Material referido: treinta y ocho conchas provenientes de la capa nº6 y una concha de la capa nº4 de los perfiles 1 y 2 de Qda. Tiburón respectivamente (Figs. 11 y 12). Una concha proveniente de la capa nº2, tres conchas de la capa nº5 y cuatro conchas de la capa nº9 del segundo perfil estratigráfico de Qda. El Culebrón (Fig. 15). El ejemplar más grande presentó una longitud máxima de 156,6 mm (espira más última vuelta) proveniente de Qda. Tiburón. Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C4 T2, MF C4 H, MF C2 C2, MF C5 C2**.

Descripción: Concha gruesa, relativamente ancha, con una espira baja de 3 a 4 anfractos y sin protoconcha conservada, en ninguno de los ejemplares encontrados. La morfología de esta especie tiende a parecerse mucho a *Chorus doliaris*, diferenciándose de esta básicamente por la ausencia de nervaduras terciarias y un menor nº de costillas espirales. La ornamentación comprende una marcada quilla redondeada, con nódulos visibles en ella y junto con la quilla u hombro hay alrededor de 3 costillas gruesas con un amplio espacio intercostal entre ellas. Apertura de la concha grande y ovalada, lámina parietal ausente, umbílico profundamente alargado, ocupando ¾ del la longitud de la concha. Labio externo engrosado y con una prominente espina labral, cercano al excavado canal sifonal.

Observaciones: *Chorus blainvillei* es reconocido para el Plioceno de Mejillones, Caldera, Chañaral de Aceitunas y Coquimbo (Herm, 1969). DeVries (2005) señala que *Chorus* sería endémico de Sudamérica, con una diversidad geográfica limitada, ubicada entre el sur de Perú y Chile durante el Plioceno superior. Actualmente el único género derivado es *Chorus giganteus* (Lesson, 1830), especie endémica de Perú y Chile pero que al paso del tiempo geológico fue desapareciendo del sur de Perú y se restringe solamente para el centro-sur de Chile (DeVries, 1997), habitando el intermareal rocoso inferior entre Valparaíso a Concepción.

Chorus doliaris, Philippi, 1887.

Lamina 2: g.

1887 Monoceros doliaris Ph. Philippi, p. 61, lám. 6, Fig. 11 (La Cueva).

1887 *Monoceros pyrulatus* Ph. Philippi, p. 61, lám. 5, fig. 7 (Terciario, Coquimbo).

1896 Monoceros cf. pyrulatus Ph., Möricke, p. 566 (Coquimbo).

1969 Chorus doliaris (Philippi). Herm: 134, lám. 16, fig. 3 y lám. 17, fig. 1.

Rango geológico: Neógeno

Material referido: cincuenta conchas de la capa nº 6 del primer perfil estratigráfico de Qda. Tiburón (Fig. 11). Tres ejemplares de la capa nº2, un ejemplar de la capa nº12 del perfil estratigráfico 1 y un ejemplar de la capa nº2 del segundo perfil estratigráfico de Qda. El Culebrón (Figs. 14 y 15). El ejemplar más grande presentó una longitud máxima de 125.5 mm proveniente de Qda. Tiburón. Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C2 C1, MF C12 C1, MF C2 C2**.

Descripción: concha de una consistencia media (menos gruesa que *C. blainvillei*), con una espira alta de 5 anfractos bien diferenciados y en la mayoría de los casos sin una protoconcha preservada. En general la concha muestra principalmente una ornamentación espiral y una escultura axial poco desarrollada. La última vuelta está conformada por 5-6 costillas espirales primordiales, con pequeños nódulos redondeados en el hombro e intercaladas

cada 2 a 3 nervaduras secundarias y en algunos casos la presencia de nervaduras terciarias. Apertura de la concha grande y ovalada, lámina parietal ausente, canal sifonal profundo, levemente arqueado y umbílico cerrado, pero a la vez cóncavo. Labio externo delgado y liso con un dentículo bien pronunciado cercano al canal sifonal.

Observaciones: En la colección de Philippi (1887) hay tres especímenes asignados como *Monoceros doliaris*, dos encontrados en La Cueva por Domeyko y otro encontrado por su hijo Friedrich en Coquimbo (Nielsen, 2013). *Chorus doliaris* es reconocido por Herm (1969) para el Plioceno superior de Caldera, Chañaral de Aceitunas, Coquimbo y Tongoy. Frassinetti (2000) da a conocer esta especie para el Plioceno superior de Isla Guafo y Guzmán *et al.* (2000) lo reportaron para el Mioceno superior-Plioceno inferior del norte de Chile. Esta especie al igual que los demás *Chorus* es endémica de Perú y Chile (DeVries 1997, 2005b). Aun así, faltan asignaciones de edad para esta fauna, específicamente de Fm. Coquimbo y Bahía Inglesa.

Género Herminespina DeVries & Vermeij, 1997

Herminespina sp. nov.

Lamina 2: k-l.

Localidad tipo: Qda. Tiburón, ubicada entre Huasco y Caldera (27°42'54''S; 70°58'45''O).

Rango geológico: Neógeno

Material referido: 9 conchas parcialmente fragmentadas de la capa nº 6 y 4 conchas de la capa nº 4 del perfil estratigráfico 1 y 2 respectivamente, en Qda. Tiburón (Figs. 11 y 12). El ejemplar más grande presentó una longitud de 46,6mm. Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C4 T2**.

Descripción: Concha pequeña, de grosor medio pero a la vez frágil, fusiforme a bi-cónica, generalmente suelen tener un tamaño cercano a los 40mm. La protoconcha no se encontró preservada en ninguno de los casos, la espira es baja, de 3 a 4 anfractos en espiral, presentando suturas muy suavizadas. La principal ornamentación de esta especie es axial, que va de sutura a sutura, con prominentes nódulos redondeados, los cuales se desplazan como cordones o varices verticales. La última vuelta consiste en 6-7 costillas axiales sobresalientes y espaciosas entre sí, con una leve inclinación espiral hacia la derecha. Lámina parietal ausente, umbílico pequeño, cerrado y cóncavo, contiguo al excavado canal sifonal. Apertura de la concha ovalada, margen interno del labio externo engrosado, con 6-7 dentículos pequeños, redondeados y distribuidos a lo largo del margen labial, terminando en una fina espina labral, la cual suele ubicarse entre los dos últimos dentículos.

Observaciones: El género *Herminespina* es propuesto por DeVries y Vermeij (1997) para especies con prominentes pliegues y una anterior espina labral, restringida durante el periodo Neógeno de Chile y Perú, a excepción de *Herminespina saskiae* que se encuentra solamente en Perú. Möricke (1896) fue el primero en describir dos especies pertenecientes a este género, el cuál

nombró *Monoceros mirabilis* y *Monoceros philippii*, las cuales no fueron reconocidas por Hupé (1854) y Philippi (1887) en sus investigaciones sobre moluscos fósiles de Chile (DeVries & Vermeij, 1997). Luego fueron reportados por Herm (1969) para el Plioceno de Caldera y Coquimbo. Precisamente no se sabe la edad de originación y extinción del género *Herminespina*, por lo que se requiere un fechado más exacto para estos fósiles, incluyendo a esta nueva especie exclusiva del norte de Chile.

Género Acanthina, Fischer von Waldheim, 1807 Acanthina cf. katzi Fleming, 1972.

Lamina 2: i-j.

1972 Acanthina crassilabrum katzi, Fleming. Watters & Fleming, 1972, p. 397, figs. 6m-6s.

1997 Acanthina katzi (Fleming). DeVries & Vermeij, p. 613, figs. 2.13-2.15.

Rango geológico: Oligoceno Superior-Mioceno Medio.

Localidad tipo: Chepu, Chiloé.

Material referido: Un ejemplar de la capa nº 9 del segundo perfil estratigráfico de Qda. El Culebrón (Fig. 15). Clave de muestra: **MF C9 C2.**

Descripción: Concha de consistencia media, con una espira baja y sin protoconcha en ninguno de los casos, probablemente este es un individuo

juvenil con una longitud de 22,5mm, ya que el máximo tamaño que pueden alcanzar llega a los 35mm (DeVries, 2003). Cuerpo fusiforme, con una ornamentación espiral bien pronunciada. De lo que se pudo apreciar por la mala conservación del fósil, este presenta de 3-4 costillas principales y redondeadas, las cuales se distribuyen de manera helicoidal en toda la superficie de la concha, con 5-7 costillas intercostales y menos prominentes. El número total de espiras (longitud total) bordean las 16-18 costillas, incluyendo las secundarias. Lámina parietal ausente, apertura grande y ovalada en comparación con la altura de la concha, mostrando el labio externo estrecho y sin dentículo visible por la mala preservación. Umbílico cerrado, canal sifonal excavado y levemente arqueado.

Observaciones: El género *Acanthina* aparece en el Oligoceno superior de Perú y Chile. Su registro fósil abarca casi toda la costa Pacífica y parte de la costa Atlántica (Argentina) de América. En Chiloé, *Acanthina katzi* se registra para el Mioceno temprano (DeVries & Vermeij, 1997; DeVries & Frassinetti, 2003), en Fm. Chilcatay, Perú, se han encontrado especímenes con una edad estimada de 15-16 Ma y en Quebrada Gramonal en estratos pertenecientes al Mioceno inferior-medio (DeVries, 1998). Esta especie es común de encontrar en arenas bioclásticas del Mioceno medio y es indicativa de transgresiones marinas ocurridas en Formación Pisco, Perú (DeVries, 2003) y probablemente indicativa de transgresiones marinas para las facies Miocénicas de Chile, o si se encuentra colectivamente junto a otra fauna como por ejemplo individuos del género *Herminespina*, se le considera como especie indicativa del Mioceno medio (DeVries, 1997b).

Género Xanthochorus Fischer, 1884

Xanthochorus cf. cassidiformis Blainville, 1832.

Lamina 2: m.

1854 *Purpura cassidiformis* Hupe, Gay, p. 188 1909 *Trophon cassidiformis* (Blainville), Dall, p. 218

2005 Xanthochorus cassidiformis (Blainville). DeVries, pp. 259–276

Rango geológico: Neógeno-Actual

Material referido: Única concha y en mal estado de preservación, proviene de la capa nº 5 del segundo perfil estratigráfico de Qda. El Culebrón (Fig. 15). Clave de muestra: **MF C5 C2.**

Descripción: El único ejemplar encontrado tiene una muy mala preservación y por lo tanto su descripción se basa más que nada en el trabajo de DeVries (2005). La concha es fusiforme, presenta una ornamentación axial estriada con una serie de costillas redondeadas y espaciadas entre sí, las cuales pueden llegar a ser hasta 12 nervaduras axiales. Pueden presentar hasta 100 cordones espirales aplanados. Tienen una columela lisa, a veces ligeramente excavada, la apertura es ampliamente ovalada, la cual mide alrededor del 50% de la longitud de la concha. Poseen un canal sifonal gradualmente curvado, aunque ocasionalmente recto.

Observaciones: Según Muizon & DeVries (1985) el registro más antiguo para *Xanthochorus cassidiformis* es en Sacaco, Perú, localidad que abarca entre 2-3 Ma para su fauna fósil (Plioceno tardío). Pero para todo Chile, esta especie es asignada al Pleistoceno (Herm, 1969; DeVries, 2005) y Plioceno de Mejillones (Nielsen, 2013).

Familia FASCIOLARIIDAE Gray, 1853 Género *Fusinus* Rafinesque, 1815 *Fusinus cf. remondi* Philippi, 1887.

Lamina 2: h.

1887 *Fusus remondi* Philippi, p. 47, lám. 2, fig. 16.

1969 Fusinus remondi (Philippi). Herm, p. 141, lám. 18, figs. 5 a, b.

Rango geológico: Neógeno

Material referido: Dos ejemplares provenientes de la capa nº 6 del primer perfil estratigráfico de Qda. Tiburón (Fig. 11) y un ejemplar proveniente de la capa nº 2 del primer perfil estratigráfico de Qda. El Culebrón (Fig. 15). Clave de muestras: **MF C6 T1, MF C2 C1.**

Descripción: Al no poder apreciar el nº de vueltas y morfología en general de *Fusinus cf remondi*, la descripción de la especie se basa mayoritariamente en el trabajo de Herm (1969), ya que este autor identifica a la especie a partir de la concha fósil. Es de forma fusiforme, de grosor medio, presenta una

ornamentación axial muy fina, al igual que sus vueltas en espiral. Apertura de forma oval alargada, terminando en un canal sifonal recto y excavado. Labio columelar recto y umbílico cerrado. Borde interno del labio externo liso y sin dentículo.

Observaciones: esta especie se encuentra en el Plioceno (superior o inferior) de Caldera, Chañaral de Aceitunas, Qda. Honda, La Serena, Coquimbo y Tongoy, caducando en este periodo su existencia (Herm, 1969).

LAMINA 1

a: Anomia atacamensis

b: Zygochlamys cf. hupeana

c: Chlamys calderensis

d: Zygochlamys cf. simpsoni

LAMINA 2

e: Crassostrea transitoria

f: Chorus blainvillei

g: Chorus doliaris

h: Fusinus cf. remondi

i-j: Acanthina cf. katzi

k-I: Herminespina sp.

m: Xanthochorus cf. cassidiformis





3.3 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

La composición de los datos paleontológicos obtenidos, permitió realizar una reconstrucción paleoambiental a través de las sucesiones estratigráficas y comunidades ecológicas.

a) Quebrada Tiburón (Figs. 12 y 13).

Las capas sedimentarias están compuestas por areniscas, grises a pardas y en algunos casos con componentes de limo (areniscas limosas) y conglomerados. Las areniscas y conglomerados con clastos polimícticos nos dan a entender una sedimentación sub-acuática ocurrida durante el Neógeno, siendo este un buen indicativo por parte de la sucesión estratigráfica. La segunda capa del perfil estratigráfico 2 de Qda. Tiburón (Fig. 12) contiene abundantes clastos polimícticos, los cuales se encontraban secuenciados junto con una gran cantidad de ostras incrustadas en posición de vida, sugiriendo un ambiente submareal rocoso y energético. Le Roux *et al.*, (2005b) relatan que durante el Langhiano temprano, la actual Qda. Chañaral funcionó como una entrada del mar, esto es sugerido por la irregular topografía del basamento, donde *Ostrea* sp. sigue aferrada a la superficie rocosa de pequeños barrancos que afloran en la Qda. Una topografía muy similar se observa en Tiburón, por las ostras que se encuentran ancladas en los clastos de la segunda capa del perfil estratigráfico nº 2 (Fig. 13).

La diatomita se distribuye de manera abundante en la parte inicial de la Qda. (Oeste), estas capas se encontraron a igual altura entre los afloramientos

sedimentarios y en el perfil nº 1 la diatomita se encuentra en la capa nº 3 de manera laminar y sobre areniscas de grano medio a fino (Fig. 16). Las diatomitas son una clara evidencia de la alta productividad de la zona, sugiriendo que este lugar fue influenciado por una fuerte surgencia costera. Le Roux *et al.*, (2006) encuentran depósitos ricos en diatomeas planctónicas (70%) en las unidades 4, 11 y 14 de la facie 6 (Fig. 3) y cerca del 88% está compuesto por Chaetoceros, Thalassionema y Thalassiothrix, lo cual es característico de un ambiente con alta productividad primaria.



Figura 17. Diatomita distribuida de forma laminar (capa n° 3) en el perfil estratigráfico 1 de Qda. Tiburón.

En cuanto a la fosforita, ésta sugiere que la deposición de la quebrada ocurriría en una plataforma que se encontraba entre los 60 y 300 metros de profundidad, ya que son las condiciones más favorables para la formación de fosforitas (Spalleti, 2009) ya sea a través de procesos bacterianos o por el aporte de los huesos de mamíferos marinos. En Tiburón, la fosforita ocupa la capa nº 7 de ambas secuencias estratigráficas (Figs. 12 y 13), alcanzando una altura de dos metros de arenisca media y es el penúltimo estrato del perfil, lo cual apuntaría una edad Neógena para los primeros 7 estratos de la secuencia, de acuerdo a la edad asignada para Fm Bahía Inglesa. La fauna fósil de la capa nº 6 del perfil nº 1, está conformado por los moluscos Chorus blainvillei, Chorus doliaris, Herminespina sp., Fusinus cf. remondi, Anomia atacamensis, Chlamys calderensis, Zygochlamys cf. simpsoni y Crassostrea transitoria. Según Bourgeois y Leithold (1984) especies de conchas gruesas es uno de los criterios de diagnóstico para la mayoría de los ambientes marinos poco profundos, esto dejar ver que el litoral rocoso podría haber estado situado en ambientes de paleobahías o incluso paleoestuarios.

b) Quebrada Honda (Fig. 14)

Las capas sedimentarias están compuestas por areniscas parda-grisácea y amarillo-pardusco que van de grano fino a medio. En los dos primeros estratos se puede observar la presencia de areniscas limosas junto a una abundante fauna de braquiópodos, espículas de erizo, fragmentos de quelas, ostras, ostiones y vertebrados. Estos especímenes se encuentran en todas las capas sedimentarias, solo que va disminuyendo su abundancia a medida que avanza la secuencia hacia el techo. En el estrato nº 5 encontramos un abundante

afloramiento de vertebrados marinos, fosforita y pequeños clastos polimícticos, lo cual indicaría un periodo con el nivel del mar alto (Spalleti, 2009). El techo de la capa nº5 se encuentra en un contacto angular con la capa nº 6, compuesta de conglomerados y grandes clastos polimícticos, esto guiere decir que antes de esta capa había una cierta depositación y luego de un evento de mayor energía, ocurrió esta acumulación de clastos, concentrándose los de mayor tamaño en el centro y los más pequeños en el límite de la capa. Estos tipos de conglomerados ubicados cerca de la base de una columna es interpretado como un ambiente marino somero y la sucesión superpuesta, marca el comienzo de una transgresión marina (Encinas et al., 2008). El estrato nº 8 está compuesto por areniscas de grano medio, con restos de conchuelas fósiles distribuidos en una sucesión de estratos erosionados. El proceso de erosión se efectúa principalmente en la fase de retroceso de cada una de las ingresiones marinas, dando lugar a la estratificación en forma de escalera (Herm, 1969) que actualmente presenta la Qda. Honda. En esta parte de la secuencia podemos observar una depositación turbulenta, que tuvo lugar durante el Neógeno y las conchuelas probablemente forman parte de los restos que dejó la fauna encontrada en los primeros estratos del perfil. Al comparar la capa nº 8 con las capas nº 8, 10 y 13 de la facie 2 caracterizado por Le Roux et al., (2006), estas coinciden, ya que la facie 2 muestra una fuerte erosión en los contactos basales, con fragmentos de Balanus, Ostrea e Incatella, así como otros gastrópodos, bivalvos y ocasionalmente huesos de cetáceos. Luego de la sucesión, viene el techo del perfil, compuesto de un conglomerado con clastos polimícticos que van de sub-redondeados a angulares. Esta capa se interpreta como una separación del Neógeno, ya que la fauna observada entre los clastos

es netamente del Pleistocéno, dándose el mismo patrón en las demás Qdas. en estudio.

Las capas cercanas a la base indicaría una ambiente profundo de un mar enérgico por la ecología asociada, quizás con una eficaz productividad primaria por el alto contenido de cetáceos que afloraron bajo la capa nº6 y en conjunto con Ostiones, Ostras, braquiópodos y huesos de mamíferos marinos, nos indica que los estratos de la Qda. tuvo su deposición en un ambiente relativamente profundo y de baja energía donde convivían los distintos linajes marinos (vertebrados e invertebrados). No obstante, la unidad superior a la capa de grandes clastos, podría ser interpretada como un depósito de alta energía proveniente de un tsunami o una tormenta, que como flujo de retorno erosionó las dunas costeras (Le Roux *et al.*, 2008) lo que explicaría la escasez de ejemplares morfológicamente completos, constituyendo quizás un estrato de coquina.

c) Quebrada El Culebrón (Figs. 15 y 16)

Las capas sedimentarias están compuestas por areniscas amarillo-parduscas y pardas grisáceas, que van de grano fino a medio y escasamente de grano grueso, incluyendo además estructuras sedimentarias como la fosforita y conglomerados. A diferencia con las Qdas. Tiburón y Honda, la arenisca tiende a ser más fina con varios conglomerados intercalados en la secuencia y una fauna distribuida en la mayoría los estratos. Según Le Roux *et al.* (2005), las sucesiones de areniscas finas sería interpretado como una zona costera que representa periodos de aguas relativamente tranquilas y profundas. La fosforita

se vincula con periodos del nivel del mar alto y procesos transgresivos, en el perfil 1 y 2 se encontraron pequeños indicios de esta estructura sedimentaria, las cuales se presentan de manera laminar en estratos de areniscas de grano medio, pero fue muy poco lo que se encontró de fosforita en comparación con Tiburón, aun así no se descarta la ocurrencia de estos procesos ambientales en la zona.

En la segunda capa del perfil 1 (Fig. 15) se encontraron varios ejemplares de ostras y balánidos, lo cual es indicio de un ambiente enérgico y submareal. A medida en que se avanza en la secuencia sedimentaria, disminuye el número de ostras y van apareciendo ejemplares de Zygochlamys sp., Chorus doliaris, Chorus blainvillei y Fusinus cf. remondi, los cuales son indicativos del Mioceno medio-Plioceno superior. En cuanto a la disminución de las ostras, se podría tratar de un tipo de competencia interespecífica directa o indirecta con los Pectínidos ya que comparten un hábitat similar en ambientes someros, o simplemente las ostras desaparecen al paso del tiempo geológico, lo cual se puede ver por la separación de ellos en los estratos, indicando que los cambios ambientales no les favorecieron. También se encontraron abundantes moldes de bivalvos, balánidos y gusanos tubícolas incrustados en sedimentos más cementados, con coquina y conglomerado intercalados entre sí, lo cual sugiere un ambiente más enérgico y quizás el comienzo de una transgresión marina, según lo señalan Encinas et al., (2008). Las especies costeras como Balanus, Ostrea y Chlamys pueden ser atribuidas a una redistribución en aguas profundas por grandes eventos como tormentas (Walker and James, 1992) y que pudieron ser transportadas desde zonas cercanas a la costa, estas

corrientes de turbidez podrían explicar las ocurrencias de especies epifaunales con las infaunales. Las especies de *Retrotapes* son de hábitos bentónicos infaunales, encontrándose en fondos arenosos de la zona sublitoral, por lo general hasta los 20m de profundidad (Carrillo, 2011), un ejemplar de este género fue encontrado junto a *Chorus blainvillei* y *Acanthina* sp. en la capa nº 9 del perfil nº 2, ambas especies son epifaunales, por lo que este tipo de interacciones sería una respuesta a los ambientes de turbidez que se experimentó en esa época. Sin embargo, también podría deberse por el cambio en el sustrato (retrabajo tafonómico), sustituyendo el sustrato inicialmente blando por uno duro, lo cual favorece y posibilita la vida de organismos epifaunales, desplazando a los organismos infaunales (Farinati & Zavala, 2005).

En el estrato posterior (capa n° 14) encontramos especies típicas del Pleistoceno como: *Trochita trochiformis*, *Crepipatella cf. dilatata, Incatella cingulata* y *Mulinia edulis,* representando un cambio en el periodo o durante los periodos de grandes lluvias en las cuencas fluviales, sedimentos de grava gruesa fueron transportados al interior de la bahía y mezcladas con conchas de fauna cercana a la costa (Le Roux *et al.,* 2006), ya que estas especies siguen presentes hacia el techo de la secuencia.

4 DISCUSIÓN

En esta investigación se ha caracterizado la estratigrafía, sistemática paleontológica de moluscos y el paleoambiente en el cual se desarrolló la fauna fósil. Los ejemplares provienen de rocas Neógenas que afloran de tres Qdas. del norte de Chile, con depósitos pertenecientes a Fm. Bahía Inglesa y Fm. Coquimbo. Se entrega una visión integrada de los ecosistemas marinos de esa época para complementar los estudios previos realizados de la zona (Herm, 1969; Le Roux *et al.*, 2004, 2005, 2006; Saillard *et al.*, 2012). La presente tesis efectúa la reconstrucción paleoambiental de las localidades en estudio, por medio de datos paleoecológicos que arrojan los moluscos marinos encontrados en los estratos y la colección de gastrópodos y bivalvos de Herm (1969).

La conformación sedimentaria de las secuencias estratigráficas en estudio, revelan estructuras rocosas similares, los cuales se basan principalmente en abundantes contenidos de areniscas grises, pardas y amarillas con una clasificación del tamaño de grano que va desde fino a grueso, con componentes de limo, fosforita, diatomita, conglomerados y clastos polimícticos bien intercalados entre sí. El presente análisis sedimentario concuerda con la serie Pliocénica que describe Herm (1969), donde "son típicos de esta serie sedimentos clásticos, arenas gruesas con alto contenido de conchuela pero también diatomeas asociadas a limo y la parte superior del Plioceno presenta sedimentos gruesos ocasionalmente".

La acumulación de fosforitas en la zona de estudio pudo haber ocurrido por la actividad de bacterias y hongos y/o por el aporte de restos esqueletales, esto sugiere que la deposición ocurriría en procesos de surgencia donde los nódulos de fosforita se dirigen hacia las plataformas marinas, este proceso es altamente efectivo en ambientes someros en los que existe alta productividad orgánica por aumento de fitoplancton, en cambio en un sector externo a las plataformas y también en las partes altas de los taludes continentales, entre los 60 y 300 m de profundidad, también se dan las condiciones para la formación de fosforitas (Spalletti, 2009). Este tipo de sedimento fue observado en las tres localidades, pero el estrato más rico en fosforita se encontró en Qda. Tiburón, sugiriendo para esta localidad el mayor foco de surgencias marinas.

La acumulación de diatomita y el afloramiento de cetáceos vendría siendo una clara evidencia de la alta productividad en la zona, sobre todo en la localidad de Qda. Tiburón, probablemente influenciada por un foco de surgencia costera de alta energía para un efectivo bombeo de nutrientes hacia la zona fótica. Indicando que en la localidad hubo una importante producción primaria para poder sustentar a los grandes cetáceos marinos, dichos individuos fueron observados en la zona de estudio como huesos fosilizados. Aun así, no se descartan surgencias costeras para las localidades de Fm Coquimbo, quizás de menor envergadura al no presenciar tanta diatomita como en Tiburón, pero sí se encontraron afloramientos de vertebrados, principalmente en Qda. Honda.

El comienzo de la deposición de la diatomita en el norte de Chile, comienza durante el Plioceno medio-tardío (Tsuchi, 1992). Estudios de Suto e*t al.* (2012) relatan dos explosiones de *Chaetoceros* en el Pacífico, durante el Mioceno superior y durante el límite Plioceno/Pleistoceno, sin embargo, el bloom de microalgas ocurrido hace 7.8 millones de años atrás (en latitudes medias), coincidiría de mejor manera con las grandes capas de diatomita que afloran de las rocas de Qda. Tiburón. El aumento en la productividad de las diatomeas podría haber causado un incremento concomitante en el zooplancton y por consiguiente en sus depredadores, por lo tanto, este hecho pudo haber sido uno de los forzantes principales para la evolución de los cetáceos en Chile (Suto *et al.*, 2012).

En base a la descripción de las secuencias estratigráficas de Le Roux *et al.* (2005), se compara la unidad 11 fechada en 3.4-2.58 Ma (fig. 2) con las capas nº 5 y 9 de la segunda secuencia estratigráfica de Qda. El Culebrón (fig. 15), encontrando en común a *Chorus blainvillei* y *Acanthina* sp y en las capas nº 4 y 5 de Qda. Honda, las especies en común fueron: *Chlamys* sp., *Concholepas* sp. y *Acanthina* sp., sugiriendo que los fósiles depositados en los estratos de Culebrón y Honda representarían una edad semejante a dichas unidades. En la facie 3 (unidades 1, 3, 6, 8, 12, 13 y 15) caracterizada por Le Roux *et al.*, (2006) (Fig. 3) incluye gastrópodos como *Incatella, Chorus* sp., *Chlamys* sp., veneridos, cirripedios, ostras y huesos de cetáceos, estos estaban bien cementados con masivas coquinas. El aspecto litológico y faunístico se asemejan a las secuencias estratigráficas de las tres localidades,

aunque en Qda. El Culebrón, se encontró el mayor volumen de ejemplares cementados, moldes de bivalvos y madrigueras de gusanos tubícolas.

Las grandes cantidades de ostras nos indican ambientes marinos profundos y energéticos, el cual deriva de su actual hábitat. El hecho de que la familia Ostreidae fuese la más abundante de las muestras fósiles, es por su exitoso desarrollo embrionario, por ejemplo la actual especie *Crassostrea gigas* puede producir alrededor de 50 y 200 millones de huevos por desove. Además, son capaces de soportar un hábitat salobre (entre 10 y 35 psu) y un amplio rango en la temperatura, que va desde -1.8 hasta 35°C (FAO, 2008-2013), lo que no muchas especies pueden tolerar. Este ambiente de aspecto salobre en el que pudieron haber habitado las ostras se podría ver reflejado en ambientes de paleoestuarios presentes en las localidades, donde la desembocadura de un río se abre hacia un ecosistema marino y las salinidades varían entre las columnas de agua. Lo cual nos da a entender que el paso de esta familia fue exitoso durante el Neógeno y parte del pleistoceno, a pesar de los posibles cambios ambientales y tectónicos de la región.

Los braquiópodos fueron muy comunes en los primeros estratos, bajo la capa de grandes clastos de Qda. Honda, y aunque no fueron analizados sistemáticamente por este estudio, tienen características morfológicas importantes para determinar un ambiente. Estos organismos poseen un foramen grande, robusto y marginado que se puede relacionar con un pedúnculo ancho, fuerte y corto, apropiado para la fijación firme a sustratos duros, lo que puede interpretarse como una adaptación a ambientes

energéticos o turbulentos (Simon, 1998). Aun así, pueden convivir en distintos tipos de medio ambiente, desde zonas circalitorales a epibatiales superiores hasta zonas infralitorales, pero por lo general se hallan en ambientes relativamente profundos (Toscano-Grande et al., 2010). Sugiriendo que los primeros estratos de Qda. Honda formaron parte de un ambiente submareal agitado cercano a la costa, pero por la presencia de limo contenido en los primeros estratos estaría ratificando ambientes de baja energía y poca circulación, ya que según Vegas (1980), la deposición de fangos y limos se dan en este tipo de ambientes. Sin embargo, no hay una deposición al 100% de este tipo de roca, es más bien arenisca con componentes de limo, sugiriendo que probablemente después de la regresión marina acontecida en el Pleistoceno (Seillard *et al.*, 2012), ocurrió la mezcla de los componentes litológicos.

Ejemplares como Zygochlamys cf. Hupeana; Jonkers, 2003 (Chlamys hupeanus; Herm, 1969), indican una edad Plioceno tardío según Herm (1969), al igual que la ocurrencia de Chorus blainvillei (Mioceno tardío-Pleistoceno tardío). Ambas especies fueron encontradas en el mismo estrato del perfil nº1 de Qda. Tiburón, sugiriendo una edad Neógena para las capas bajo la fosforita. Lo mismo se daría para la capa 6 y 9 de Qda. El Culebrón, sugiriendo que Chorus blainvillei sería una buena especie bioestratigráfica indicativa del Neógeno. Chorus blainvillei es reconocido para el Plioceno de Mejillones, Caldera, Chañaral de Aceitunas y Coquimbo (Herm, 1969). DeVries (2005) señala que Chorus sería endémico de Sudamérica, con una diversidad geográfica limitada, ubicada entre el sur de Perú y Chile durante el Plioceno

tardío. Actualmente el único género derivado es *Chorus giganteus* (Lesson, 1830), pero que al paso del tiempo geológico fue desapareciendo del sur de Perú y se restringe solamente para el centro-sur de Chile (DeVries, 1997), habitando el intermareal rocoso inferior entre Valparaíso y Concepción.

El conjunto de especies fósiles, como balánidos, erizos o moluscos (*Acanthina, Chorus* y *Oliva*) descubiertos en posición de vida, proporcionan información batimétrica de la zona a través de sus representantes actuales, quienes no superan los 30m de profundidad. Este tipo de estudio no se realizó, no obstante es importante dar a conocer que los componentes fosilíferos sugieren una batimetría similar para el ambiente en que vivieron algunos de los moluscos Neógenos encontrados en las localidades. Este mismo patrón batimétrico es tomado en cuenta para otras facies marinas de Chile y Perú, tales como los acantilados de Horcón en la zona central (Carrillo, 2011), Mejillones en la zona norte (Nielsen, 2013) y en depósitos de la Fm. Pisco, sur de Perú (DeVries 2005).

Respecto a la familia Ostraeidae, se observa una disminución en la sucesión estratigráfica de las tres localidades en estudio. Según Herm (1969) esto ocurriría ya sea por distintos eventos geológicos que afectaron su hábitat, al ver que estas especies van disminuyendo hacia el techo de las secuencias estratigráficas, o de un punto de vista ecológico, el aumento de especies pertenecientes a la familia Pectinidae como *Z. vidali, Z. coquimbensis y Z. simpsoni*, posiblemente desplazarían a las ostras durante el transcurso del

tiempo, proponiendo algún tipo de competencia interespecífica entre ambas familias, al compartir un hábitat similar.

Diversos cambios Paleoecológicos y ambientales podrían explicar las transiciónes paleobiogeográficos de las especies, el rango geográfico de los individuos en estudio podrían abarcar gran parte de la zona norte de Chile y parte sur del Perú (33ºS-16ºS). Herm (1969), DeVries (2005) y Nielsen (2013) sugieren una conexión faunística de Chile con el sur de Perú por la semejanza que existe entre las comunidades ecológicas de gastrópodos y bivalvos y que además se demuestra en la Tabla 1.

Cierta semejanza apoya la idea de una diversificación bien amplia que tuvo la malacofauna durante el Periodo Neógeno, respondiendo en parte al registro de las especies identificadas en esta investigación, en la de Herm (1969) y en los afloramientos de diversas Fms. ubicadas al norte de Chile. Es por esto que al comparar la fauna depositada en las Fms: Horcón, Coquimbo, Bahía inglesa, Mejillones, La Portada y Pisco, se puede demostrar una comunidad ecológica muy similar, a excepción de especies pertenecientes a Fm. La Cueva. Lo anterior deja al descubierto un patrón de distribución distinto al moderno: durante el Neógeno, la fauna del norte de Chile es claramente más similar a la fauna del sur de Perú que a la fauna del centro-sur de Chile, no solamente se ve en este trabajo si no en el trabajo de Herm (1969) y una reciente investigación sobre la fauna de Mejillones (Nielsen, 2013).
Durante el Mioceno Medio aparece la surgencia costera en Perú junto a una fauna marina de aguas frías, lo cual concuerda con lo que relatan DeVries & Frassinetti (2003) al mencionar una conexión faunística entre Chile y Perú durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, proponiendo que durante ésta época, ambas regiones compartieron un mayor nº de gastrópodos en común. Por ejemplo *Chorus* es endémico de Chile-Perú y es establecido para un rango mínimo desde los 15ºS hasta los 36ºS durante el Mioceno superior y Plioceno. No obstante *C.doliaris* y *C. giganteus* han sido encontrados en depósitos Pliocénicos a los 47ºS y 45ºS respectivamente (DeVries, 1997), demostrando el amplio rango de este género, del cual la mayoría de sus especies se extinguen durante el Plioceno tardío (DeVries, 2005) en donde las temperaturas del mar eran más cálida que la actualidad (Dowsett & Robinson 2009). Sugiriendo que la evolución de la actual especie *Chorus giganteus* fue siguiendo un patrón ambiental hacia temperaturas más heladas.

La fauna presente en el techo de todos los perfiles, confirman la existencia de un gran recambio faunal desde el Neógeno al Pleistoceno (Herm 1969, Rivadeneira & Marquet 2007, Kiel & Nielsen 2010); del total de 11 especies descritas, 10 se encuentran extintas en la actualidad. Valores similares de extinción han sido señalados en la literatura para los moluscos marinos, como lo es la extinción masiva de gastrópodos durante el Neógeno superior (Herm 1969, Rivadeneira & Marquet 2007, Kiel & Nielsen 2010) y responde de mejor manera a la baja diversidad de especies de moluscos actuales comparados con la fauna del pasado geológico en Chile.



5 CONCLUSIONES

Se caracterizó la secuencia estratigráfica de cinco perfiles pertenecientes a depósitos Neógenos que afloran en tres Quebradas del norte de Chile. a) Qda. Tiburón, con estratos pertenecientes a Fm. Bahía Inglesa; b) Qda. Honda y c) Qda. El Culebrón, con estratos pertenecientes a Fm. Coquimbo. Los componentes de las rocas se basan en areniscas grises, pardas y amarillo-parduscas de distintos tamaños, que van desde areniscas gruesas a finas o con componentes de limo (areniscas limosas), además se identificaron estratos de conglomerados y clastos polimícticos. El estrato más abundante con clastos figuró en Qda. Honda y el mayor depósito de diatomita se puede observar en la primera secuencia estratigráfica de Qda. Tiburón.

Se identificaron tres familias de bivalvos: Pectinidae, Anomiidae y Ostreidae, siendo esta última la más abundante. Gran parte de los ejemplares gastrópodos pertenecieron a la familia Muricidae, a excepción de una especie perteneciente a la familia Fasciolariidae (Fusinus cf. remondi), lo cual da a conocer el éxito que tuvieron los Muricidos al ser dominante en su encuentro fósil. Se reconoció un total de 11 especies para los moluscos del Neógeno, 5 especies pertenecientes a bivalvos y 6 a gastrópodos, sin embargo, de 11 especies descritas. solamente una se encuentra en la actualidad (Xanthochorus cassidiformis). Cabe destacar la identificación de una nueva especie perteneciente al género Herminespina, que actualmente se encuentra extinta y se restringe solamente para el Neógeno de Qda. Tiburón, es por ello que se recomienda un fechado para esta nueva especie y con ello tener una

visión más clara del paleoambiente en el cual se desarrolló. También se sugiere la revisión taxonómica de la especie *Zygochlamys cf. simpsoni*, por las características morfológicas similares entre el género *Chlamys* y *Zygochlamys* (Jonkers, 2003).

La importante sección comparativa de la tabla 1 que abarca gastrópodos y bivalvos registrados en el presente estudio, también se encuentran en otras Fms. de edades cercanas (Neógeno) y ubicadas al norte de Chile (La Cueva, Horcón, Coquimbo, Bahía Inlgesa, La Portada, Pisco). Lo cual deja al descubierto un patrón de distribución distinto al moderno: esto quiere decir que durante el Neógeno, la fauna del norte de Chile es claramente más similar a la fauna del sur de Perú que a la fauna del centro-sur de Chile (Herm, 1969; Nielsen 2013).

La reconstrucción paleoambiental resultó ser muy similar entre las localidades, concluyendo que al menos el rango paleobiogeográfico (22°-33° S) y el hábitat que estudia Herm (1969), coincide con la presente investigación. El desarrollo de los moluscos marinos tuvo lugar en un ambiente diverso, con zonas de paleobahías y/o paleoestuarios, ubicados en un medio litoral rocoso y agitado, desde un ambiente profundo a uno somero. Se sugiere que el hábitat pudo ir cambiando al paso del tiempo geológico, provocando la desaparición de una cantidad importante de especies de moluscos marinos durante el Neógeno.

6 **BIBLIOGRAFÍA**

Achurra L. (2004) Cambios del nivel del mar y evolución tectónica de la cuenca Neógena de Caldera, III Región. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 138pp.

Acosta, H. C. & Canto, J. (2005) Primer registro de cráneos asignados a Palaeospheniscus (Aves, Spheniscidae) procedentes de la Formación Bahía Inglesa (Mioceno Medio-Tardío), Chile. *Revista Chile de Historia Natural,* 78,489-495.

Blainville, H. (1832) Deposition me´thodique des espe`ces recentes et fossiles de genres pourpre, ricinule, licorne et concholepas de M. de Lamarck. *Nouvelles Annales du Museum d'Histoire naturelle*, 1,189–190, 220–226, 230, 236–248.

Brüggen, J. (1950) Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 374p.

Brüggen, J. (1934) Grundzüge der Geologie und Lagerstattenkunde Chiles. *Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Tubingen,* 362 p.

Carrillo Briceño, J.D. (2011) Significado paleoambiental y paleoecológico de la fauna marina del Plioceno de la Formación Horcón, Región de Valparaíso, Chile central. Tesis de magíster, Universidad Católica de Valparaíso, 134p.

Chávez, F. M. (2007) Sobre la presencia de Paraptenodytes y Palaeospheniscus (Aves: Sphenisciformes) en la Formación Bahía Inglesa, Chile. *Revista Chile de historia Natural*, 80,255-259.

Chávez, M. (2008) La Ornitofauna de la formación Bahía Inglesa, Caldera, Chile. Tesis, Escuela de Ciencias, Facultad de Ciencias. Univ. Austral de Chile, 88p.

Covacevich, V. & Frassinetti, D. (1990) La fauna de Lo Abarca: hito biocronoestratigráfico y paleoclimático en el Terciario Superior marino de Chile Central. *Il Simposio sobre el Terciario de Chile*, Actas, 51-71

Darwin, C. (1846) Geological observations on South America. Being the third part the geology of the voyage of the Beagle, under command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836.

Deckens, P., Ravelo, C., McCarthy, D. 2007. Warm upwelling regions in the Pliocene warm period. *The American Geophysical Union. Paleoceanography,* 22, edición 3. (arreglar)

DeVries, T. (1995) *Concholepas* Lamarck, 1801 (Neogastropoda: Muricoidea): a Neogene genus native to South America. *The Veliger*, 38,284–297.

DeVries T. (1997) A review of the genus *Chorus* Gray (1847) (Gastropoda:Muricidae) from western South America. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 30,125–147.

DeVries, T. (2000) Two new Neogene species and the evolution of labral teeth in *Concholepas* Lamarck, 1801 (Neogastropoda: Muricidae). *The Veliger*, 43, 43–50.

DeVries, T. (2003) *Acanthina* Fischer von Waldheim, 1807 (Gastropoda: Muricidae), an ocenebrine genus endemic to South America. *The Veliger*, 46,332–350

DeVries, T. (2005b) The Late Cenozoic history of *Xanthochorus* Fischer, 1884 (Gastropoda: Muricidae) in western South America. *The Veliger*, 47,259-276.

DeVries, T. & Vermeij G. (1997) *Herminespina*: new genus of Neogene muricid gastropod from Peru and Chile. *Journal of Paleontology*, 71,610–615.

DeVries, T. & Frassinetti, D. (2003) Range extensions and biogeographic implications of Chilean Neogene mollusks found in Peru. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Chile, 52,119–135

Dewey, J. & Lamb, S. (1992) Active tectonics in the Andes. *Tectonophysics*, 205,79-95.

Dolffus, O. (1973) La cordillera de los Andes. Presentación de problemas geomorfológicos. *Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn.*, 15,157-176.

Dowsett, H. & Robinson M. (2009) Mid-Pliocene equatorial Pacific sea surface temperature reconstruction: a multi-proxy perspective. *Philosophical transactions of The Royal Society*, 367,109-125.

Encinas, A., K.L. Finger, S.N. Nielsen, A. Lavenu, L.A. Buatois, D.E. Peterson & J.P. Le Roux (2008) Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 25,157-175.

Fernandez-López, S. (2000) Temas de tafonomía. Depto. Paleontología. Universidad complutense de Madrid, 167pp.

FAO. (2008-2013) Programa de información de especies acuáticas *Crassostrea gigas*. Texto de Helm, M.M. en: Departamento de Pesca y Acuicultura de laFAO. Roma. Actualizado el 13 de abril de 2005

Farinati, E. y Zavala, C. (2005) Asociaciones de megafósiles de invertebrados en el Neógeno atlántico de la Patagonia Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18,187-194.

George M. (1982) Historical and Ecological Factors in the Evolution, Adaptive Radiation, and Biogeography of Freshwater Mollusks. *Amer. Zool.*, v. 22: pp. 375-395

Guzmán, N., Marquardt, C., Ortlieb, L., Frassinetti, D. (2000) La malacafauna neógena del área de Caldera (278–288S): especies y rangos bioestratigráficos. Abstracts, *IX Congreso Chileno*, Puerto Varas, 1,476–481.

Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R. (2000) Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19,814-833.

Hannisdal, B., Peters, S.E. (2010) On the relationship between macrostratigraphy and geological processes: quantitative information capture and sampling robustness. *J. Geol.*, 118,111–130.

Herm, D. (1969) Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. *Zitteliana,* 2,1-159.

Hupé, H. (1854) Malacología y conquiliología. *In C. Gay (ed.): Historia física y política de Chile y Maulde et Renou*, Paris, 8,449.

Ibaraki, M. (1997) Closing of the central American seaway and Neogene Coastal upwelling along the Pacific coast of America. *Tectonophysics*, 281,99-104.

Jonkers H. A. (2000) Gastropod predation patterns in Pliocene and Recent pectinid bivalves from Antarctica and New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 2000, 43,247-254.

Jonkers, H.A. (2003) Late Cenozoic-Recent Pectinidae (Mollusca: Bivalvia) of the Southern Ocean and neighbouring regions. *Leiden, Backhuys, Monographs of the Marine Mollusca*, 5, 125.

Lavenu, A.; Cembrano, J. (1999) Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21,1669-1691.

Leonard & Wehmiller (1992) Low Uplift Rates and Terrace Reocupation Inferred From Mollusk Aminostratigraphy, Coquimbo Bay Area, Chile. *Quaternary research*, 38,246-259. Le Roux, J.P., Gómez, C., Fenner, J., Middleton, H. (2004) Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology*, 165,67–92.

Le Roux, J.P., Go´mez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchbinder, B., Frassinetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzicki, K.M., Lavenu, A. (2005b) Neogene–Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: record of sea level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*, 19,83–98.

Le Roux, J.P., Olivares, D.M., Nielsen, S.N., Smith, N.D., Middleton, H., Fenner J., Ishman S.E. (2006) Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes in the Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184,133-153.

Malumián, N. (1972) Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 9,97-137.

Malumián, N. (1978) Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminiferológicas terciarias de la Argentina. *Ameghiniana*, 15,161-171.

Marchant, M., Marquardt, C., Blanco, N., Godoy, E. (2000) Foraminíferos del área de Caldera (26º45-28ºS) y su utilización como indicadores cronoestratigráficos del Neógeno. *IX Congreso Geológico Chileno*, Actas Puerto Varas, 1,499-503.

Marquardt C., Blanco N., Godoy E., Alavenu, Ortlieb L., Marchant M. & Guzmán N. (2000) Estratigrafía del Cenozoico superior en el área de Caldera (26°45'-28° S). *Actas del IX Congreso Geológico Chileno*, 2,588-592.

Marquez, A., Jiménez A., Checa, A., Hagdorn, H. (2005) Early oysters and their supposed Permian ancestor. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229,127-136.

Martínez-Pardo, R. (1990) Major Neogene events of the Southeastern Pacific: the Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77,263-278.

Martínez, S., y del Río, C. J. (2002) Las Provincias Malacológicas Miocenas y Recientes del Atlántico Sudoccidental. *Anales de Biología*, 24,121-130 Murcia.

Möricke, W. (1896) Versteinerungen der Tertiärformationen von Chile. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Beilage Band, 10,548-612.

Muizon, C. & DeVries T. (1985) Geology and paleontology of the Pisco Formation in the area of Sacaco, Peru. *Geologische Rundschau*, 74,547–563.

Nielsen, S.N. (2004) The genus *Olivancillaria* (Gastropoda, Olividae) in the Miocene of Chile: rediscovery of a senior synonym and description of a new species. *The Nautilus*, 118,88-92.

Nielsen, S.N. (2013) A new Pliocene mollusk fauna from Mejillones, northern Chile. *Paläontologische Zeitschrift*, 87,33-66

Nielsen, S.N. & Frassinetti D. (2003) New and little known species of Pseudolividae (Gastropoda) from the Tertiary of Chile. *The Nautilus*, 117,91-96.

Ortlieb, L., Guzmán, N., Marquardt, C. (2003) A longer lasting and warmer interglacial episode during isotopic stage 11: marine terrace evidence in tropical western Americas. In Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question (Burckle, L.; Poore, R.; Droxler, A.; editors). *American Geophysical Union, Geophysical Monography*, 137,157-180.

Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B. (2011). Relative sea-level fall since the last interglacial stage: are coasts uplifting worldwide?. *Earth Science Reviews*, 108,1-15.

Peters, S.E. (2008) Macrostratigraphy and its promise for paleobiology. Paleontol. *Soc. Pap.*, 14,205–231.

Ragaini L., Di Celma, C., Cantalamessa, G. (2008) Warm-water mollusc assemblages from northern Chile (Mejillones Peninsula): new evidence for permanent El Nino-like conditions during Pliocene warmth?. *Journal of the Geological Society*, 165,1075-1084

Rojo M. (1985) Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. *Actas del IV Congreso Geológico Chileno* 1,514-533.

Runnegar, B. (1996) Early evolution of the Mollusca: the fossil record. In Origin and Evolutionary Radiation of the Mollusca. *Edited by J. D. Taylor. Oxford: Oxford University Press*, 77–87.

Saillard M., Riotte J., Regard V., Violette A., Hérail G., Audin L., Riquelme R. (2012) Beach ridges UeTh dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsulaebay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 40,77-84

Sallaberry, M.A., Pastenes, L.O., Correa, C.Q. & Méndez, M.T. (2007) Distribución geográfica de *Pleurodema marmorata*. *Herpetological Review*, 38, 349.

Shackleton, N. J., and Kennett, J. P. (1975) *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 29,801–807.

Simon, E. (1998) Maastrichtian brachiopods from Ciply: palaeoecological and stratigraphical significance. *Bulletin d'Institute Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 68,181–232.

Suárez, M.E.; Marquardt, C. (2003) Revisión preliminar de las faunas de peces elasmobranquios del Mesozoico y Cenozoico de Chile y comentarios sobre su valor cronoestratigráfico. *X Congreso Geológico Chileno*, Sección temática 3, CD ROM. Concepción.

Suárez, M. E., Lamilla, J. & Marquardt, C. (2004) Peces Chimaeriformes (Chondrichthyes, Holocephali) del Neógeno de la Formación Bahía Inglesa (Región de Atacama, Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31,105-117.

Suto I., Kawamura K., Hagimoto S., Teraishi A., Tanaka Y. (2012) Changes in upwelling mechanisms drove the evolution of marine organisms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 339-341,39–51.

Toscano-Grande A., García-Ramos D., Ruiz-Muñoz F., González-Regalado ML., Abad M., Civis-Llovera J., González-Delgado JA., Rico-García A., Martínez-Chacón ML., García EX., Pedón-Martín JG. (2010) Braquiópodos Neógenos del suroeste de la depresión del Guadalquivir (sur de España). *Rev Mex. C. Geol.*, 27,254–26.

Tsuchi, R., (2002) Neogene evolution of surface marine climate in Pacific and notes on related events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 260-270.

Vegas, M., (1980) Introducción a la ecología del bentos marino. Oficina regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO, Uruguay. 98 pp.

Walsh, A. S. & Hume, P. J. (2001) A new Neogene marine Avian assemblage from north-central Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21,484-491.

Walsh, A. S. & Suárez, E. M. (2006) New Penguin remains from the Pliocene of Northern Chile. *Historical Biology*, 18, 115-126.

Yáñez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., Díaz, J. (2001) Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes: the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106,6325-6345.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292,686–693

Zinmeister W., (1978) Effect of formation of the west antartic ice sheet on shallow-water marine faunas of Chile. *Antartic Journal U.S.A*, 13,25-26.