



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Departamento de Posgrado

TESIS DOCTORAL EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**Bioestratigrafía de conodontes y Microfacies carbonáticas
del techo de la Formación San Juan (Ordovícico) y su pase
a la Formación Gualcamayo en el extremo norte de la
Precordillera**

Autora: **Lic. Tatiana Belén Soria Purés**

Directora: **Dra. Susana Heredia**

Co-Directora: **Dra. Matilde Beresi**

Co-Directora: **Dra. Graciela Vallecillo**

2019

ÍNDICE

ÍNDICE	- 1 -
RESUMEN.....	- 4 -
ABSTRACT	- 7 -
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	- 10 -
I. 1. Ubicación del área de estudio	- 12 -
I. 2. Objetivos.....	- 13 -
I. 3. Metodología de trabajo	- 14 -
I. 3. 1. Tareas de Campo	- 15 -
I. 3. 2. Tareas de laboratorio	- 15 -
I. 3. 3. Tareas de Gabinete	- 18 -
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	- 20 -
II. 1. Precordillera Argentina	- 20 -
II. 1. 1. Antecedentes de la Precordillera	- 20 -
II. 1. 2. Teorías sobre el origen de la Precordillera	- 24 -
II. 1. 3. Ordovícico de la Precordillera.....	- 29 -
CAPITULO III: GEOLOGÍA LOCAL	- 32 -
III. 1. Antecedentes del área de estudio	- 32 -
III. 2. Unidades presentes en el área de estudio	- 33 -
III. 2. 1. Formación Los Sapitos.....	- 33 -
III. 2. 2. Formación San Juan	- 35 -
III. 2. 3. Formación Gualcamayo	- 38 -
III. 2. 4. Formación Los Azules	- 40 -
III. 2. 5. Grupo Trapiche	- 42 -
III. 3. Descripción de las secciones estudiadas	- 45 -
III. 3. 1. Sección quebrada Los Sapitos.....	- 48 -
III. 3. 2. Sección quebrada Río de Los Piojos.....	- 59 -
III. 3. 3. Sección quebrada El Tropiezo	- 70 -
CAPÍTULO IV: MICROFACIES CARBONÁTICAS. DESCRIPCIÓN Y CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES	- 78 -
IV. 1. Definición de microfacies	- 78 -
IV. 2. Componentes de las rocas carbonáticas.....	- 78 -

IV. 3. Clasificaciones de las rocas carbonáticas	- 82 -
IV. 4. Antecedentes de estudio de microfacies en Precordillera.....	- 84 -
IV. 5. Descripción de las microfacies y consideraciones paleoambientales	- 87 -
IV. 5. 1. Ordovícico Inferior	- 87 -
IV. 5. 2. Ordovícico Medio.....	- 111 -
IV. 6. Características de los residuos insolubles.....	- 123 -
CAPÍTULO V: CONODONTES.....	- 127 -
V. 1. Consideraciones generales	- 127 -
V. 1. 1. Definición.....	- 127 -
V. 1. 2. Reseña histórica	- 128 -
V. 1. 3. Composición. Propiedades físicas y químicas	- 130 -
V. 1. 4. Morfología de los conodontes.....	- 131 -
V. 2. Conodontes en Argentina.....	- 135 -
V. 3. Paleontología Sistemática	- 136 -
V. 4. Bioestratigrafía de conodontes.....	- 159 -
V. 4. 1. Biozona. Definición (Código Argentino de Estratigrafía)	- 160 -
V. 4. 2. Bioestratigrafía de las secciones de estudio	- 161 -
V. 5. Láminas.....	- 182 -
Lámina 1	- 182 -
Lámina 2	- 185 -
Lámina 3	- 187 -
Lámina 4	- 189 -
Lámina 5	- 190 -
Lámina 6	- 192 -
Lámina 7	- 194 -
Lámina 8	- 196 -
V. 6. Termometría – Método CAI.....	- 200 -
V. 6. 1. Definición.....	- 200 -
V. 6. 2. Reseña Histórica.....	- 200 -
IV. 6. 3. Importancia y Aplicación del CAI.....	- 202 -
V. 6. 4. CAI en la Precordillera.....	- 204 -
V.6. 5. CAI en las secciones estudiadas.....	- 206 -

V. 6. 6. Relleno sedimentario.....	- 207 -
V. 7. Grupo de microfósiles asociados a conodontes.....	- 209 -
V. 7. 1. Foraminíferos	- 209 -
V. 7. 2. Crustáceos: Ostrácodos	- 210 -
V. 7. 3. Artrópodos: Trilobites.....	- 211 -
V. 7. 4. Poríferos	- 212 -
V. 7. 5. Equinodermos: Clase Crinoidea.....	- 212 -
V. 7. 6. Cefalópodos	- 212 -
V. 7. 7. Gastrópodos	- 213 -
V. 7. 8. Procesos de reemplazo mineral.....	- 215 -
V. 8. Biofacies.....	- 218 -
V. 8. 1. Definición y modelos de biofacies	- 218 -
V. 8. 2. Antecedentes de <i>biofacies</i> de conodontes	- 222 -
V. 8. 3. Abundancia relativa de conodontes de las secciones estudiadas.....	- 224 -
V. 8. 4. Biofacies de conodontes de las secciones estudiadas.....	- 231 -
V. 9. Provincialismo de conodontes.....	- 237 -
CAPÍTULO VI: CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA	- 244 -
VI.1. Ordovícico Inferior	- 244 -
VI.2. Ordovícico Medio.....	- 247 -
CAPÍTULO VII: INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	- 250 -
VII. 1. Ordovícico Inferior.....	- 252 -
VII. 1. 1. Sección quebrada de Los Sapitos: <i>Asociación de facies</i>	- 252 -
VII. 1. 2. Sección quebrada de Río de Los Piojos: <i>Asociación de microfacies</i>	- 259 -
VII. 1. 3. Desarrollo de la cuenca ordovícica en el norte de la Precordillera.....	-261-
VII. 2. Ordovícico Medio.....	- 263 -
VII. 2. 1. Sección quebrada El Tropiezo.....	- 263 -
CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES.....	- 269 -
CAPÍTULO IX: BIBLIOGRAFÍA	- 277 -
Anexos. Tablas.....	- 304 -
Anexos. Números de Repositorio.....	- 308 -

RESUMEN

En el presente trabajo de tesis Doctoral se da a conocer el estudio taxonómico de los conodontes recuperados de las calizas y el estudio petrológico de las mismas, de los niveles correspondientes al límite entre las formaciones San Juan y Gualcamayo con el fin de brindar precisiones sobre las edades y las condiciones paleoambientales verificadas en el extremo norte de la Precordillera de San Juan.

Con el objetivo de estudiar y analizar la fauna de conodontes y caracterizar las microfacies carbonáticas de dichos niveles, se seleccionaron tres perfiles ubicados entre los ríos Guandacol y Gualcamayo. De norte a sur las secciones estudiadas corresponden a: quebrada Los Sapitos, quebrada Río de Los Piojos y quebrada El Tropiezo (afluente del río Gualcamayo).

En las tres secciones se relevaron perfiles litoestratigráficos de detalle en los tramos cuspidales de la Formación San Juan y niveles basales de la Formación Gualcamayo. En las secciones quebradas Los Sapitos y Río de Los Piojos se describieron para las unidades estudiadas siete litofacies: *Mudstone*, *Mudstone* brechoso, *Mudstone-Wackestone* nodulares, *Wackestone* masivos, *Wackestone* lajosas, *Wackestone-Mudstone* lajosas y Brecha carbonática. A partir del análisis microfacial se definieron seis microfacies carbonáticas: *Mudstone* bioclástico, *Mudstone-Wackestone* bioclástico, *Mudstone-Wackestone* intraclástico, *Wackestone-Packstone* bioclástico, Microesparita bioclástica, *Mudstone-Wackestone* bioclástico con cianobacterias. Las litofacies y microfacies carbonáticas de estas secciones se agruparon en tres asociaciones de facies y su interpretación permitió inferir condiciones paleoambientales muy someras, por encima del nivel de base de olas,

típicas de rampa interna, con desarrollo de subambientes tipo *lagoon*. En la sección Río de Los Piojos se reconoce el desarrollo de una clinofoma la cual favorece el deslizamiento de flujos con material carbonático semiconsolidado.

De manera selectiva se recolectaron un total de 22 muestras carbonáticas orientadas, para la obtención de elementos conodontales y para la realización de superficies pulidas y láminas delgadas.

De las secciones quebradas Los Sapitos y Río de Los Piojos, se recuperaron un total de 1716 elementos conodontales. El registro de la especie *Oepikodus intermedius* Serpagli y su fauna asociada permite indicar una edad ordovícica inferior (Floiano tardío) para los niveles estudiados, indicando la Zona de *Oepikodus intermedius*.

Los elementos conodontales presentan un índice de alteración de color (CAI) que varía entre 3 y 4. Estos valores indicarían temperaturas de soterramiento de 110 a 300°C y estarían relacionados con los intrusivos y soluciones hidrotermales que afectan la zona.

El análisis de las biofacies de conodontes de la sección quebrada Los Sapitos permiten obtener la abundancia relativa de los géneros *Periodon*, *Oepikodus* y *Bergstroemognathus*. Estableciendo las biofacies de *Periodon*, *Oepikodus* y *Bergstroemognathus*. La abundancia de dichos géneros estaría indicando condiciones favorables para su desarrollo.

Se realizó la correlación bioestratigráfica de las secciones quebradas Los Sapitos y Río de Los Piojos, con otras secciones previamente estudiadas en el ámbito de Precordillera Central. A partir de este análisis se considera que para el lapso temporal (Zona de *O. intermedius*) la cuenca ordovícica desarrolló los depósitos más someros al norte de la Precordillera, siendo el ingreso de clástico más temprano que

en otras secciones centrales de la misma (Niquivil y Talacasto). En el sur de la Precordillera (Salagasta) el ingreso de clástico también es temprano, pero el contenido de material grueso (*grainstone*) indicaría una posición más alejada de la línea de costa.

Por otro lado, en la sección quebrada El Tropiezo (afuente del río Gualcamayo) se describieron dos litofacias para la Formación San Juan; *Wackestone-Packstone* lajosos y *Wackestone-Packstone* nodulares y tres microfacies; *Wackestone-Packstone* bioclástico, *Packstone* peloidal, *Grainstone-Packstone* bioclástico. Las litofacias y microfacies carbonáticas se agruparon en 2 asociaciones de facies que permitieron inferir el desarrollo de una rampa media, con influencia de olas de tormenta, facies someras de mar abierto y energía moderada a alta para el Ordovícico Medio del área de estudio.

En cuanto a los conodontes, se recuperaron un total de 1244 elementos conodontales. El registro de la especie guía *Lenodus variabilis* (Sergeeva) y su asociación acompañante permite asignar al techo de la Formación San Juan una edad darriwiliana temprana, indicando la Zona de *Lenodus variabilis*.

Los elementos conodontales presentan un índice de alteración de color (CAI) de 4, cuyo valor indicaría temperaturas de soterramiento de hasta 300°C. Al igual que en las otras secciones, el valor de CAI estaría indicando temperaturas que están relacionadas a la mineralización de la zona.

El análisis de las biofacies de conodontes de la sección El Tropiezo muestra un predominio relativo de los géneros *Periodon* y *Erraticodon*, lo que ha permitido definir las biofacies de *Periodon* y *Erraticodon*.

ABSTRACT

The purpose of this contribution is to obtain the PHD degree in Geological Sciences. The Ordovician conodont taxonomy and carbonate petrology studies from the upper beds of the San Juan Formation and lowermost levels of the Gualcamayo Formation, that cropping out in northern Precordillera, are the main topics developed here. The age and the paleoenvironmental conditions of these beds are the principal conclusions. The conodont fauna and carbonate microfacies studies of these strata are based on three selected sections located between the Guandacol and Gualcamayo rivers, being these located from north to south at Los Sapitos, Río Los Piojos and El Tropiezo creeks (this last is tributary to the Gualcamayo River). These three sections were surveyed for getting detailed lithostratigraphic columns of the uppermost part of the San Juan Formation and lowermost strata of Gualcamayo Formation.

Seven lithofacies were described for this rock interval at the Los Sapitos y Río de Los Piojos creeks: Mudstone, Brecciate mudstone, Nodular mudstone-wackestone, Massive wackestone, Slabby wackestone, Slabby wackestone-mudstone and Carbonate breccia.

A total of 22 selectively oriented carbonate samples were collected with the purpose for obtaining conodontal elements, carbonate polished surfaces and thin sheets. Six carbonate microfacies were defined after the microfacies study: bioclastic mudstone, bioclastic mudstone-wackestone, intraclastic mudstone-wackestone, bioclastic wackestone-packstone, bioclastic microsparite, bioclastic with cyanobacteria mudstone-wackestone. The lithofacies and carbonate microfacies of these sections were grouped into four facies associations and their interpretation allowed inferring very shallow paleoenvironmental conditions, above the basal level

of waves, typical of internal ramp, with development of lagoon - type environment. The development of a clinoform was inferred in the Río de Los Piojos section which favored the sliding of semiconsolidated carbonate sediments.

A total of 1716 conodonts were recovered from the Los Sapitos and Río de Los Piojos creeks. The record of *Oepikodus intermedius* Serpagli indicates a Lower Ordovician age (late Floian) for the studied levels.

Conodonts showed colors that had been compared with the color alteration chart following CAI procedures, and obtaining values of 3 to 4. These values would indicate burial temperatures from 110 to 300 ° C.

The analysis of the conodont biofacies of Los Sapitos creek section allows to obtaining the relative abundance of the genera *Periodon*, *Oepikodus* and *Bergstroemognathus*. Therefore, the biofacies of *Periodon*, *Oepikodus* and *Bergstroemognathus* are proposed.

Taking into account the stratigraphy and the biostratigraphy of these two sections and comparing them with others previously studied for this time interval, they would represent the shallowest deposits located in this part of the basin for this time interval. There the income of fine clastic sediments to the basin produced the closing of the carbonate factory, earlier than in other parts of the Precordillera (early *O. intermedius* Zone). The closing of the carbonate factory also occurred in the Salagasta region (Southern Precordillera) where the clastic income arrived during the late *O. intermedius* Zone, the main differences are related to the time and the size of clastic grain, indicating a different position in the basin, probably building barriers far away from the coast.

Two lithofacies were described for the uppermost part of the San Juan Formation in El Tropiezo section (tributary of the Gualcamayo River): wackestone-packstone and nodular wackestone-packstone and three microfacies: bioclastic wackestone-packstone, peloidal packstone, bioclastic grainstone-packstone. The study of the lithofacies and carbonate microfacies allowed grouping them in 2 facies associations that permit interpreting a middle ramp storm wave influenced setting, shallow facies of open sea and moderate to high energy, developed in this area during Darriwilian times (Middle Ordovician).

A total of 1244 conodont elements were recovered. The record of the species *Lenodus variabilis* (Sergeeva) assign to the top of the San Juan Formation an early Darriwilian age, indicating the *Lenodus variabilis* Zone.

The conodontal elements have a color alteration index (CAI) of 4, the value of which would indicate burial temperatures up to 300 ° C.

The analysis of the conodont biofacies of the El Tropiezo creek section shows a relative predominance of the genera *Periodon* and *Erraticodon*, which has allowed defining the *Periodon* and *Erraticodon* biofacies.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

El propósito del presente trabajo es dar cumplimiento al requisito necesario para la obtención del título de Doctora en Ciencias Geológicas, otorgado por la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales dependiente de la Universidad Nacional de San Juan.

El trabajo propuesto se ha centrado fundamentalmente en el estudio bioestratigráfico de conodontes y las microfacies carbonáticas del Ordovícico, representada por la Formación San Juan y su pase a las sucesiones clásticas ó clástico-carbonáticas de la Formación Gualcamayo, en el área comprendida entre los ríos Guandacol y Gualcamayo, al norte de la Precordillera.

La Formación San Juan (Furque, 1963) es una unidad estratigráfica emblemática del Ordovícico carbonático de la Precordillera del oeste de Argentina, caracterizada por su amplia distribución areal con afloramientos desde la Provincia de La Rioja hasta la Provincia de Mendoza. Esta formación es la unidad cuspidal de la potente sucesión de rocas carbonáticas desarrolladas durante el Cámbrico y el Ordovícico Medio en una plataforma somera, la que aflora en la Precordillera Central y Oriental. Esta unidad se compone de depósitos marinos, definidos como tropicales, portadores de una diversa y abundante fauna la cual ha sido y es tema recurrente de estudio. Numerosas son las contribuciones sobre distintos aspectos de esta formación: macrofauna, microfauna, litofacies, microfacies, etc. Algunos aspectos sobre la paleontología de Precordillera aparecen resumidos en Benedetto *et al.* (2007).

A pesar de las numerosas contribuciones realizadas de la Formación San Juan, no existe a la fecha una sola sección completa donde se hayan analizado las litofacies y microfacies de la unidad siguiendo un patrón bioestratigráfico de detalle y tomando

en cuenta los diferentes corrimientos. Existen solo unas pocas contribuciones tales como la presentada por Mestre (2010) quien trata exclusivamente el techo de la Formación San Juan en una faja este-oeste en la Precordillera Central y Heredia *et al.* (2010) que estudiaron el techo de la Formación San Juan en el sector de Salagasta (Sierra de La Higüera, Mendoza).

Existen registros sedimentarios en la Formación San Juan que evidencian diferentes eventos acaecidos en lapsos temporales que pueden ser definidos mediante conodontes.

Estos cambios sedimentarios están caracterizados por fenómenos de índole petrológica tal como el aporte de cenizas volcánicas (bentonitas potásicas), glauconitas, o por eventos de somerización que quedan registrados en los estratos por la generación de superficies costrificadas (*hardgrounds*), entre otros.

A pesar de los abundantes trabajos de índole paleontológicos y bioestratigráficos realizados en la Formación San Juan, se carecía de un enfoque detallado del estudio en la bioestratigrafía de conodontes en las secciones de estudio.

Por esta razón, es necesario realizar un estudio conjunto y de detalle entre la bioestratigrafía de conodontes y el estudio petrográfico y sedimentológico de las rocas carbonáticas portadoras.

El techo de la Formación San Juan en la región comprendida entre los ríos Guandacol y Gualcamayo, registra la culminación del ciclo sedimentario carbonático iniciado en el Cámbrico. Sobre éste apoya la unidad mixta pelítica/carbonática denominada transfacies (Baldis y Beresi, 1981), que indica el ingreso de clástico fino a la cuenca, representando un cambio de gran importancia. Menciones sobre los fósiles (sin figurar) y la naturaleza de este cambio en este sector han sido discutidas por

varios autores (Albanesi *et al.*, 1999; Ortega y Albanesi, 1999; Astini, 1994, 1995, 2003).

A través de la Tesis Doctoral de la Dra. Mestre realizada en el 2010, se ha avanzado en el conocimiento de los eventos sedimentarios darriwilianos acontecidos en afloramientos ubicados al sur del río Jáchal; siguiendo la misma temática, la presente tesis doctoral investiga el cambio sedimentario producido en las secciones entre los ríos Gualcamayo y Guandacol definiendo el orden de los acontecimientos que condujeron al mismo.

En conclusión, esta contribución tiene por finalidad aportar nuevos datos sobre aspectos bioestratigráficos, paleoambientales y paleogeográficos del Ordovícico Inferior-Medio en las regiones entre los ríos Guandacol y Gualcamayo, profundizando en el conocimiento de la taxonomía y distribución de los conodontes del Ordovícico en Argentina.

Los conodontes son uno de los grupos más útiles en la bioestratigrafía del Paleozoico y del Triásico y son muy importantes a la hora de precisar con exactitud la edad de los niveles estudiados. Además, el estudio conjunto de estos microfósiles con las microfacies carbonáticas, permite inferir las condiciones paleoambientales que se desarrollan en un tiempo determinado.

I. 1. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se ubica al noroeste de la provincia de San Juan, en el límite con la Provincia de La Rioja, dentro del ámbito geológico de la Precordillera Central de San Juan y La Rioja (Fig. 1).

Los afloramientos aquí estudiados se encuentran expuestos entre los ríos Guandacol y Gualcamayo. En sentido norte-sur, las secciones estudiadas

corresponden a las quebradas Los Sapitos, Río Los Piojos y los afloramientos ubicados a lo largo del río Gualcamayo (quebrada El Tropiezo).

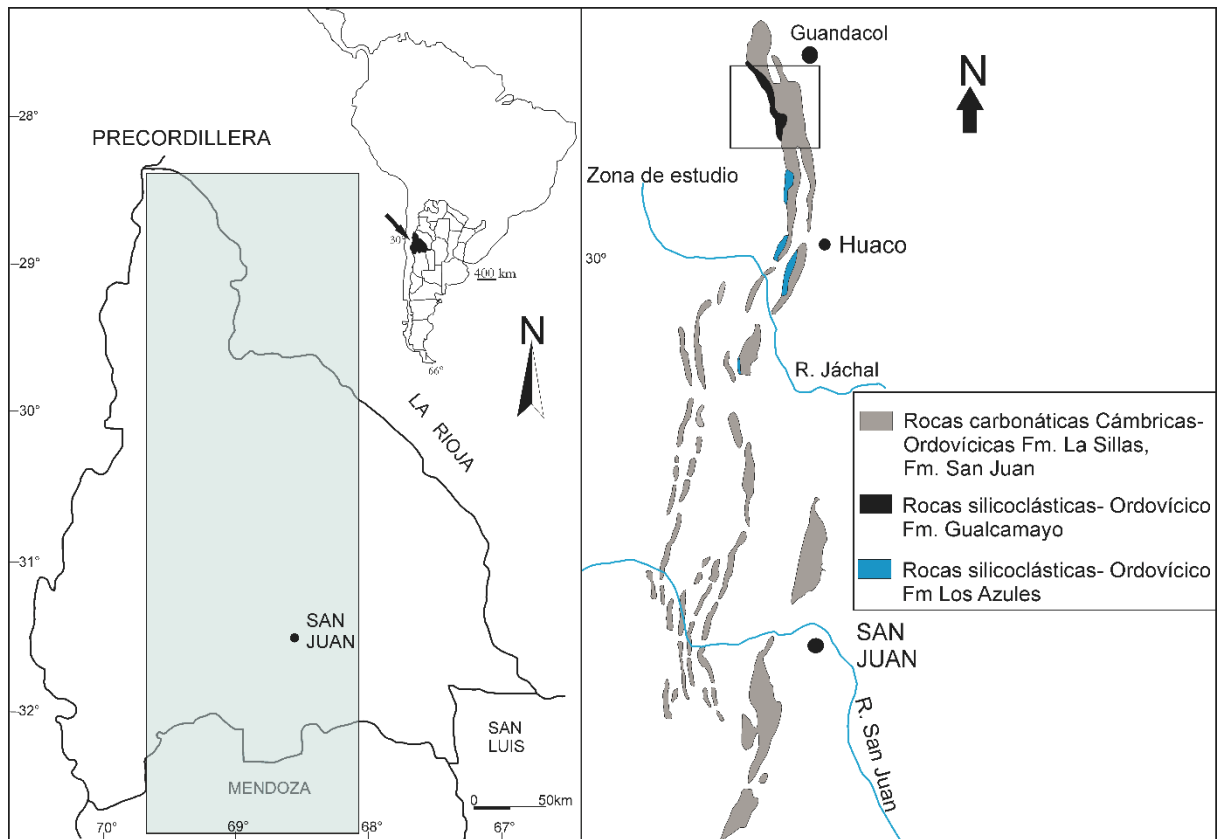


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio

I. 2. Objetivos

El objetivo principal del trabajo es:

- Estudiar desde un punto de vista bio-litoestratigráfico, sedimentológico y paleoambiental el techo de la Formación San Juan y la base de la Formación Gualcamayo, las cuales son unidades sedimentarias de rocas carbonáticas y mixtas del Ordovícico Inferior-Medio.

Objetivos específicos:

- En las áreas seleccionadas realizar perfiles de detalle, abarcando el último metro de la Formación San Juan y la base de la Formación Gualcamayo, en la región

comprendida entre los ríos Guandacol y Gualcamayo, extremo septentrional de la Precordillera.

- A partir del estudio de conodontes construir una base taxonómica que permitan definir biozonas y, de esta manera contribuir de manera sustancial al esquema bioestratigráfico del Ordovícico de Argentina.
- Comparar las poblaciones de conodontes a lo largo de cada sección relevada, definiendo biofacies que permitirán inferir interpretaciones paleoambientales.
- Establecer una correlación bioestratigráfica en base a conodontes, entre las diferentes secciones ya investigadas.
- Definir biofacies de conodontes para delimitar los paleoambientes de las secciones estudiadas.
- Realizar un estudio petrológico de rocas carbonáticas obtenidas a partir de un muestreo detallado banco a banco para determinar las microfacies carbonáticas del techo de la Formación San Juan y la base de la Formación Gualcamayo.
- Definir asociaciones de facies de las secciones propuestas, las cuales serán comparadas siguiendo líneas tiempo precisas, datos relevantes aportado por los conodontes. El estudio de conodontes junto con el estudio de las microfacies constituirá el principal apoyo para discernir las diferencias existentes entre las secciones estudiadas.
- En base a toda la información obtenida, aportar al mejor conocimiento sobre el paleoambiente y paleogeografía de la cuenca durante el Ordovícico.

I. 3. Metodología de trabajo

Una vez establecido el objetivo de la investigación se llevó a cabo una búsqueda bibliográfica y cartográfica de las áreas a analizar. Se contó con acceso a

bibliografía actualizada de la institución y de las Directora y Co-directoras en los temas específicos.

I. 3. 1. Tareas de Campo

Se realizó el levantamiento y medición de perfiles litoestratigráficos de detalle de las formaciones San Juan (techo) y Gualcamayo (base) en las secciones de la quebrada Los Sapitos, quebrada Río Los Piojos y afloramientos ubicados a lo largo del río Gualcamayo (quebrada El Tropiezo). Se procedió al muestreo de niveles potencialmente fértiles (considerando aquellos aptos para procesamiento de conodontes). El muestreo fue selectivo tanto para microfósiles (conodontes) como para estudios petrológicos considerando las características estratigráficas y paleontológicas. Se recolectaron muestras de calizas con un rango de aproximación entre ellas del orden de 10 – 15 cm. De cada nivel muestreado se recogieron de uno a tres kilogramos de material. Las muestras obtenidas fueron identificadas en el campo de manera apropiada, reflejando la inicial del nombre de la localidad y un número que indica el nivel estratigráfico. Los datos de ubicación de las secciones contaron con posicionamiento satelital de coordenadas geográficas.

I. 3. 2. Tareas de laboratorio

Las tareas de laboratorio comenzaron con la separación de cada una de las muestras obtenidas en campo para la obtención de conodontes y la confección de secciones pulidas y láminas delgadas. En total se han tratado 22 muestras para el estudio micropaleontológico y se han realizado 20 secciones pulidas y delgadas procedentes de los 3 afloramientos estudiados.

I. 3. 2. 1. Tratamiento de las muestras para conodontes

La preparación de rocas (molienda y laboratorio químico) para la extracción de conodontes y otros microfósiles se realizó en el Laboratorio de Micropaleontología del Instituto de Ingeniería en Minas (IIM) de la UNSJ.

El procesamiento de las muestras para conodontes consiste en primer lugar en la trituración de la muestra en un tamaño de 2 cm aproximadamente, para luego desagregar totalmente las mismas por ácidos débiles siguiendo las técnicas sugeridas por Stone (1987).

Los dos ácidos más utilizados para la extracción de conodontes a partir de rocas carbonáticas son el ácido acético y el ácido fórmico. El ácido acético (CH₃COOH) fue propuesto por Saint Clair (1935) como un método para obtener residuos insolubles de rocas calizas, y ha sido utilizado por los especialistas en conodontes al menos desde el trabajo de Graves y Ellison (1941). En la segunda mitad del siglo XX muchos especialistas comenzaron a utilizar ácido fórmico (HCOOH), porque trabaja más rápido que el ácido acético y probablemente es más efectivo cuando el material tiene altas proporciones de arcillas (Ziegler *et al.*, 1971).

Las muestras fueron sumergidas en una solución de ácido fórmico al 10% durante un periodo de dos días. Una vez desagregada, se procede al lavado de la misma, para obtener el residuo resultante. El material es filtrado mediante el uso de tamices (mallas 40, 80 y 120) con abundante agua. El material más fino retenido en el tamiz de malla 120 es recolectado en pequeños recipientes rotulados y llevados a una estufa para su secado a 50-60 C°. Una vez seco el material se observa a la lupa binocular. El material de los restantes tamices es pesado, y de ser necesario se

reinicia el procesamiento, en caso de no ser de utilidad es etiquetado y almacenado en la rocateca (Fig. 2).

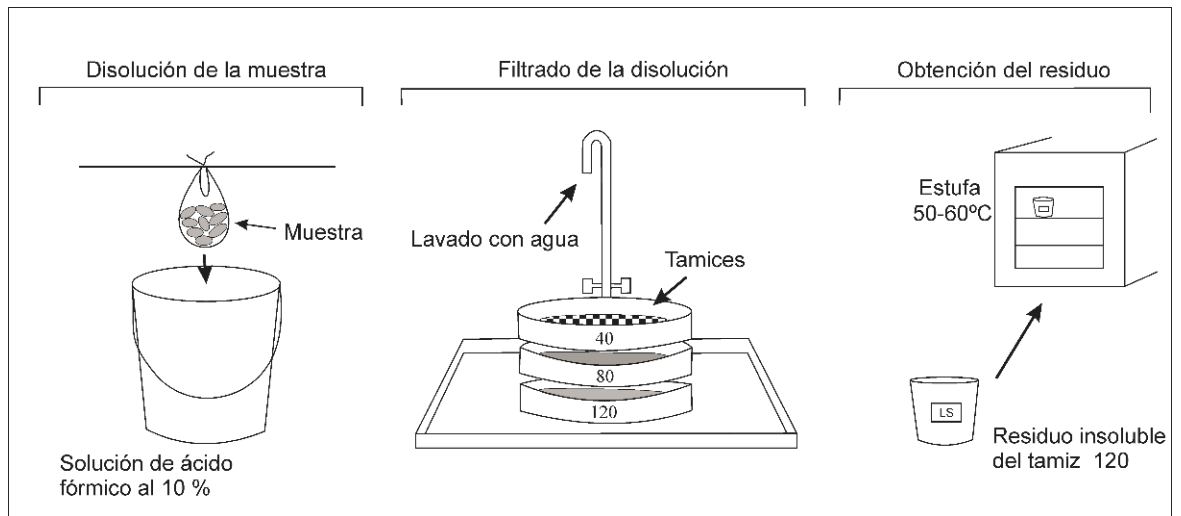


Figura 2: Metodología de laboratorio. Procedimiento para la obtención de microfósiles

I. 3. 2. 2. Realización de superficies pulidas y láminas delgadas

En el laboratorio del Instituto de Investigaciones Mineras (IIM), se realizaron superficies pulidas y láminas delgadas de las rocas carbonáticas colectadas.

El procedimiento consta en cortar la muestra de mano con una máquina especial equipada con un disco de corte diamantado. Para la sección pulida, la placa de muestra se coloca sobre una superficie de vidrio con polvo abrasivo diamantado de 200 mallas, luego se efectúa un movimiento en forma circular. El segundo pulido se realiza con abrasivo de 600 mallas y el tercer pulido con abrasivo de 1000 mallas. Por último se realiza un pulido especial que le otorga a la muestra el brillo característico. El mismo se lleva a cabo añadiendo a un paño, pasta de pulir de 6 o 9 micrones.

Para la obtención de láminas delgadas se realizan los procedimientos anteriores. Una vez realizado el pulido, se pega la muestra en un portaobjeto. Luego se reduce con disco de corte diamantado para obtener el espesor deseado.

I. 3. 3. Tareas de Gabinete

I. 3. 3. 1. Extracción de microfósiles

El material recuperado tras el tratamiento químico de la muestra se observó bajo lupa binocular, mediante *picking*, con la ayuda de un pincel (n° 000) embebido en agua. Se rescataron los elementos conodontales y fauna asociada. Estos son dispuestos en portaobjetos especiales.

Los elementos conodontales se identificaron taxonómicamente mediante su comparación morfológica a través del uso de bibliografía actualizada y específica. Los mismos fueron fotografiados con cámara digital en la lupa binocular (aumentos de 30/40x) y con Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) (aumentos de entre 100 y 200x). Para la obtención de estas imágenes, los conodontes son bañados con oro y colocados en el cañon de electrones.

Se identificaron biozonas que permitieron la correlación regional y continental. Se analizaron las asociaciones de conodontes y su evolución en el tiempo en cada sector de estudio. También se analizaron numéricamente las poblaciones de conodontes y su representación en cada muestra y cada sección, esto permitió obtener información sobre las biofacies de conodontes.

I. 3. 3. 2. Caracterización de las microfacies

Los estudios petrográficos de secciones pulidas y láminas delgadas de rocas carbonáticas, bajo lupa y microscopio binocular, permitieron la clasificación de las rocas carbonáticas acorde a Embry y Klovan (1971). La determinación de las

microfacies carbonáticas, que caracterizan la unidad de rocas de las biozonas de estudio, se realizó acorde a Flügel (2004, 2010).

El estudio de láminas delgadas se realizó con microscopio petrográfico con cámara digital (Leica DMLP), trabajando con objetivo 10x. Las fotografías de las secciones pulidas se obtuvieron mediante el empleo de lupa binocular con cámara fotográfica Samsung.

Con la información obtenida se realizó el procesamiento de datos y elaboración de gráficos (perfiles estratigráficos, tablas y cuadros)

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

II. 1. Precordillera Argentina

La provincia geológica de Precordillera se encuentra ubicada en la porción centro occidental del territorio argentino y abarca las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza (Fig. 3). Hacia el norte se extiende hasta la laguna Brava, en la provincia de La Rioja (Aceñolaza, 1969), donde está limitada tectónicamente por el lineamiento de Valle Fértil. Su límite austral se sitúa pocos kilómetros al sur del río Mendoza, en la provincia de Mendoza (Braccini, 1964). Al este se encuentra separada de las Sierras Pampeanas Occidentales, por el bolsón del Bermejo y al oeste se separa de la Cordillera Frontal por el valle de Iglesia-Calingasta-Uspallata. La longitud de esta provincia geológica es aproximadamente 500 km y su ancho máximo de 110 km.

II. 1. 1. Antecedentes de la Precordillera

Las primeras investigaciones geológicas realizadas en la Precordillera datan de fines del siglo XIX y se refirieron fundamentalmente a la estratigrafía y paleontología de sus secuencias eopaleozoicas. Entre estos trabajos se destacan los de Stelzner (1873), Bodenbender (1902), Stappenbeck (1910) Keidel (1921) y Heim (1952).

Esta unidad fue separada de la Cordillera de Los Andes por Stelzner (1876) quien la denominó Antecordillera, mientras que Burmeisrer (1876) la denominó Contracordillera. El reconocimiento de esta unidad como Precordillera se debe a Brackebusch (1891).

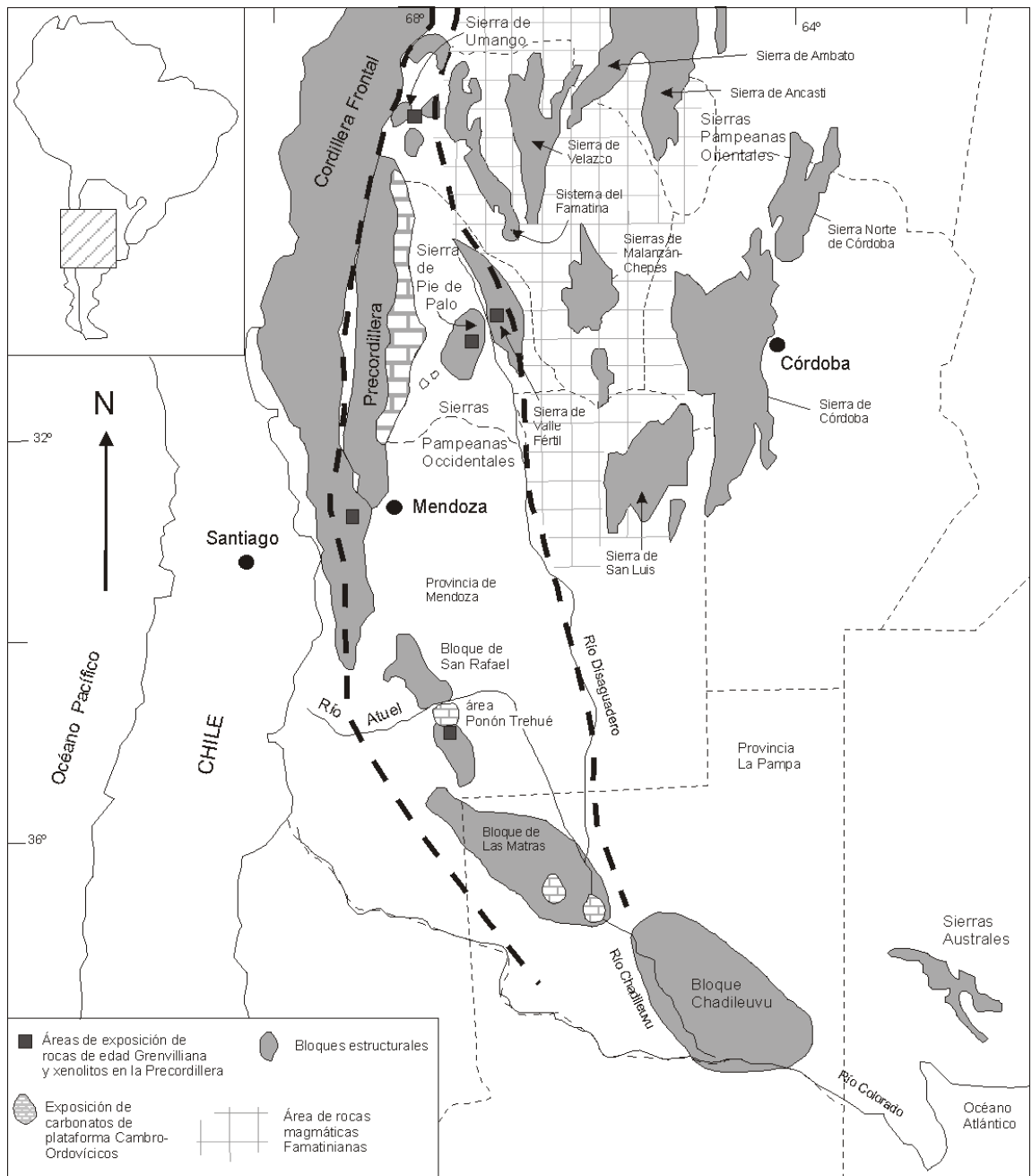


Figura 3: Mapa de la parte occidental de Argentina y Chile mostrando el terrane de Cuyania y Precordillera. Tomado de Finney (2007).

Su denominación en el uso actual se debe a Bodenbender (1902), quien la describiera en las provincias de San Juan y Mendoza. Sin embargo, el primer estudio regional específico, junto con un relevamiento regular de sus terrenos paleozoicos,

fue realizado por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921). Suess (1909) interpretó a esta Precordillera como una unidad más antigua donde participaba el zócalo Brasileño, que desde el borde oriental de la Puna (actualmente considerado como Cordillera Oriental) se extendía hasta el sur de Mendoza.

El basamento de la Precordillera se conoce en forma indirecta a través de xenolitos de rocas cristalinas y metamórficas en rocas volcánicas miocenas (Leveratto, 1968). Estos xenolitos fueron datados por U/Pb en circones por Kay *et al.* (1996) determinando edades de 1.118 ± 54 Ma.

La Precordillera se destaca por el importante desarrollo de secuencias marinas del Paleozoico Inferior y continentales del Paleozoico Superior y Triásico, comportándose como un relieve positivo durante la mayor parte del Mesozoico. Aquellos depósitos están coronados discordantemente por sedimentos continentales terciarios y cuaternarios.

Desde el punto de vista estructural la Precordillera se define como una faja plegada y corrida, cuya configuración estaría condicionada por el comportamiento de su basamento (Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis *et al.*, 1982; Fielding y Jordan, 1988; Allmendinger *et al.*, 1990). La mayoría de las escamas tectónicas tendrían su nivel de despegue en las secuencias carbonáticas cambro-ordovícicas.

Sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales esta unidad ha sido dividida en tres subunidades: la Precordillera Occidental (Baldis *et al.*, 1982), Central (Baldis y Chebli, 1969) y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981) (Fig. 4).

Criado Roque (1972) señala que el bloque de San Rafael (*sensu* Feruglio, 1946), aflorante en la provincia de Mendoza, constituye una comarca con

características de particular interés por sus conexiones con los ámbitos morfoestructurales de la Precordillera y la Cordillera Frontal. Ramos (1995) propuso extender los límites de la Precordillera hacia el sur para integrar estos relictos carbonáticos que corresponderían a la misma plataforma marina cambro-ordovícica.

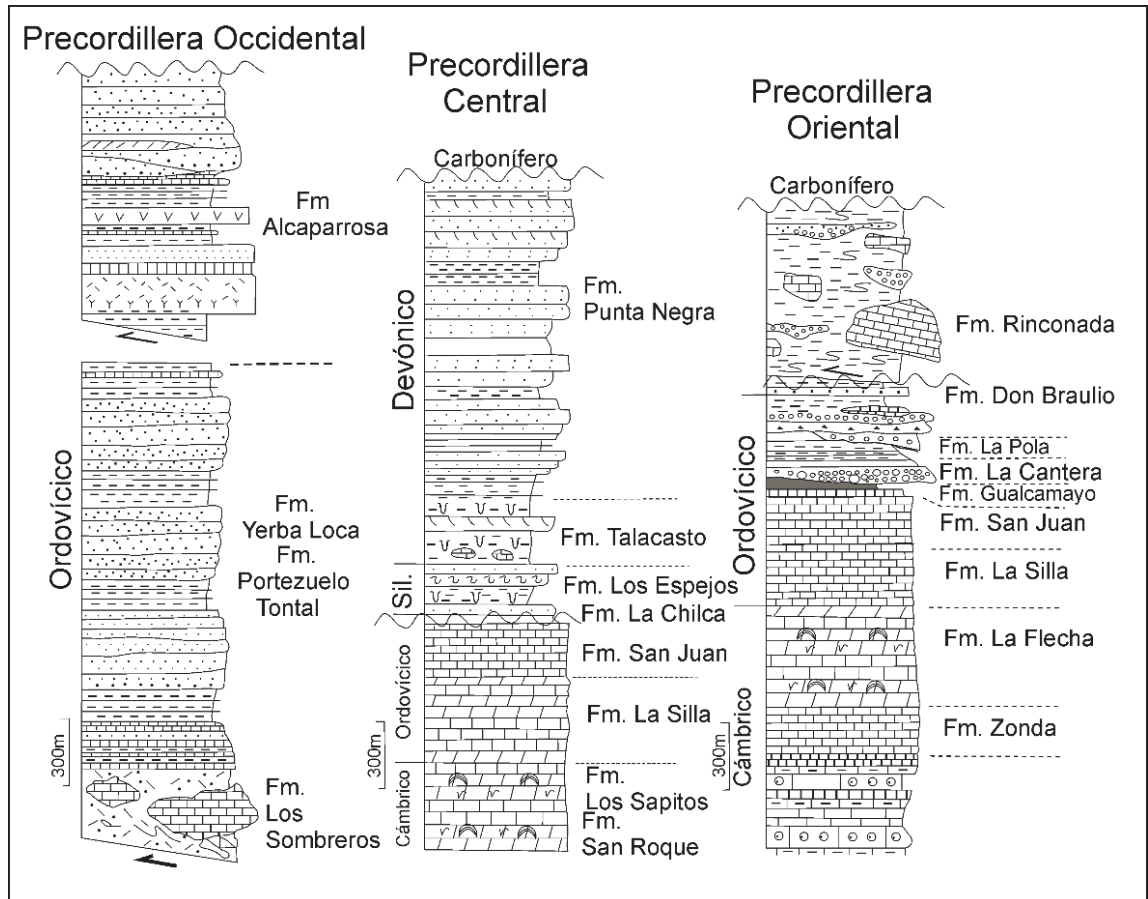


Figura 4: Estratigrafía del Paleozoico Inferior de la Precordillera, modificado de Astini (1993)

Estos relictos estarían representados por las formaciones Ponon Trehué y Los Pilches, en la sierra Pintada del Bloque de San Rafael, y por los afloramientos carbonáticos del oeste de la provincia de La Pampa, en la región de Limay Mahuida (Formación San Jorge). En estas rocas se registraron faunas de conodontes de distintos pisos ordovícicos, afines a las de la Precordillera (Hünicken, 1989; Heredia,

1996; Lehnert *et al.*, 1996). Además se incluiría una faja de basamento correspondiente a las Sierras Pampeanas Occidentales (sierra de Pie de Palo, cerro Valdivia). Ramos (1995) denominó a estos depósitos, “*Cuyania*”, cuya extensión es de *ca.* 1000 km. (Fig. 3).

II. 1. 2. Teorías sobre el origen de la Precordillera

Dos hipótesis se contraponen sobre el origen de Precordillera:

- Aloctonía: La Precordillera fue en su origen un fragmento exótico desprendido de Laurasia (América del Norte) que derivó y se amalgamó al supercontinente de Gondwana occidental (América del Sur) durante el Ordovícico Medio-Superior o posteriormente.
- Para-autoctonía: La Precordillera tuvo una conexión gondwánica temprana y fue siempre parte del antiguo Gondwana.

Ramos (1988a; 1988b), Baldis *et al.* (1984) y Aceñolaza y Toselli (1988) hacen sus interpretaciones acerca del origen de la Precordillera, a la que consideran un “terreno” cuyo origen debía encontrarse fuera del lugar en que se ubica actualmente.

Con distintos argumentos se fueron planteando alternativas de procedencia en las que tanto Baldis *et al.* (1989) y Aceñolaza y Toselli (1988) coincidían en un origen gondwánico; mientras que Ramos (1988 a y b) se inclinaba por la posibilidad de que fuera un terreno exótico proveniente de la fragmentación de Laurentia (Aceñolaza y Toselli, 2007).

En la década del 90 hubo una profusa literatura que sirvió para instalar en el ámbito científico internacional la idea del origen “lauréntico” de la Precordillera Argentina. Numerosos autores siguieron y profundizaron las ideas de Ramos (entre

otros: Dalziel, 1997; Benedetto, 1993, 1998; Astini *et al.*, 1996; Thomas y Astini, 1999, 2003; Rapela *et al.*, 1998). Dalla Salda *et al.* (1993) propugnaron un modelo, que interpretaba a la Precordillera como un fragmento que se mantuvo adherido a Gondwana, luego de una hipotética fragmentación que habría permitido la separación de Laurentia de dicho megacontinente.

Con posterioridad fue nuevamente instalada la discusión del origen de Cuyania (Aceñolaza *et al.*, 1999; Aceñolaza *et al.*, 2002; Finney *et al.*, 2003; Finney, 2007) quienes revalorizaron la idea de que Cuyania es un bloque para-autóctono gondwánico que se ubicó en la posición actual en tiempos devónicos siguiendo una mecánica de transcurrencia de rumbo a lo largo del lineamiento del Bermejo-Desagüadero.

Entre los argumentos que se han usado en las distintas hipótesis hay muchos que son comunes y otros varían según cómo se los considera (Aceñolaza y Toselli, 2007).

El sustrato de rocas cristalinas de Cuyania fue interpretado, en un momento, “Grenvilliano” pero en su composición participan rocas de mayor antigüedad afines al Gondwana (Galindo *et al.*, 2004; Rapela *et al.*, 2005; Finney, 2007).

Harrington y Leanza (1943), Leanza (1947), Poulsen (1960) y Borrello (1971) interpretaban la presencia de calizas cambro-ordovícicas en el marco de la “Provincia Pacífica”, que agrupaba a la misma como propia de elementos migrantes que provenían de la región lauréntica y que podía diferenciarse de la “Provincia Atlántica” que predominó en tiempos ordovícicos. Quienes sostienen la hipótesis de aloctonía lauréntica (Ramos 1988a, 1988b) interpretan que la fauna llegó apoyada sobre un microcontinente; para quienes sostienen el concepto de para-autoctonía

(Aceñolaza *et al.*, 1999, Finney *et al.*, 2003) interpretan que la fauna arribó transportada por corrientes marinas que favorecieron la distribución paleobiogeográfica.

Bodenbender (1911) reconoce que el lineamiento Bermejo-Desagüadero tiene un comportamiento estructural que se define como “desplazamiento de rumbo”. Esto implica que Cuyania se instaló en dicho sector mediante un activo mecanismo de tipo “*strike-slip*”, dando lugar a estructuras de tipo “*pull-apart*” y a fracturaciones de rumbo SSE-NNW y SSW-NNE.

Los argumentos pro-laurénticos interpretaron a la presencia de *K*-bentonitas intercaladas a la Formación San Juan, como equivalentes a las que existen en el orógeno Caledoniano del hemisferio norte. Pero estas últimas ocurrieron en tiempos del Ordovícico Superior (Sandbiano) mientras que las de la Precordillera ocurrieron en el Ordovícico Inferior-Medio compatible con el acontecimiento volcánico que ocurrió en el sistema de Famatina (Huff *et al.*, 2003; Baldo *et al.*, 2003).

Las partes central y oriental de la sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina) están formadas por un basamento Mesoproterozoico y una cubierta sedimentaria del Neoproterozoico. Ambos estaban involucrados en una orogenia de acreción (deformación con penetración y el metamorfismo) a lo largo del margen SW de Gondwana en el Ordovícico (es decir, orogenia Famatiniana).

Ramacciotti *et al.* (2015) registraron nuevas edades U-Pb en circón detrítico en la secuencia metasedimentaria neoproterozoica de la Difunta Correa (Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa, SMCD), Las edades circón oscilan entre el Neoarcaico a Neoproterozoico, con picos principales a *ca.* 1.0-1.3 Ga y *ca.* 1,35 a 1,5 Ga. Las evidencias geológicas y geocronológicas de la SMCD sugieren que los

sedimentos se originaron a partir de la provincia Grenville y la provincia de granitioriolita en el lado sureste de la actual Laurentia, y desde el basamento Grenvilliano de las Sierras Pampeanas Occidentales. Este último basamento fue interpretado como el resultado de la acreción y reelaboración del cratón de América del Sur con el sureste del paleoproterozoico Laurentia MARA durante la orogenia grenvilliana, que permanecía yuxtapuesto durante el Neoproterozoico. Los patrones de circón detrítico de los SMCD apoyan la hipótesis de que esta secuencia se depositó en el océano Puncoviscana / Clymene durante el Ediacarano en el margen pasivo del sudeste de MARA.

Este cratón finalmente se separó de Laurentia en el Neoproterozoico tardío - Paleozoico temprano, lo que dio lugar a la apertura del Océano Iapetus. MARA derivó a lo largo del Océano Proto-Pacífico, y finalmente chocó contra el margen sudoeste de Gondwana durante el Cámbrico (es decir, la orogenia Pampeana). Este modelo refiere a la posibilidad de que el terreno de Precordillera también formó parte de la margen occidental de MARA, después de que derivara lejos de Laurentia en el Cámbrico temprano. Ramacciotti *et al.* (2015) consideran que durante el Ordovícico el terreno de Precordillera probablemente se desplazó lateralmente a lo largo del margen de Gondwana (Fig. 5).

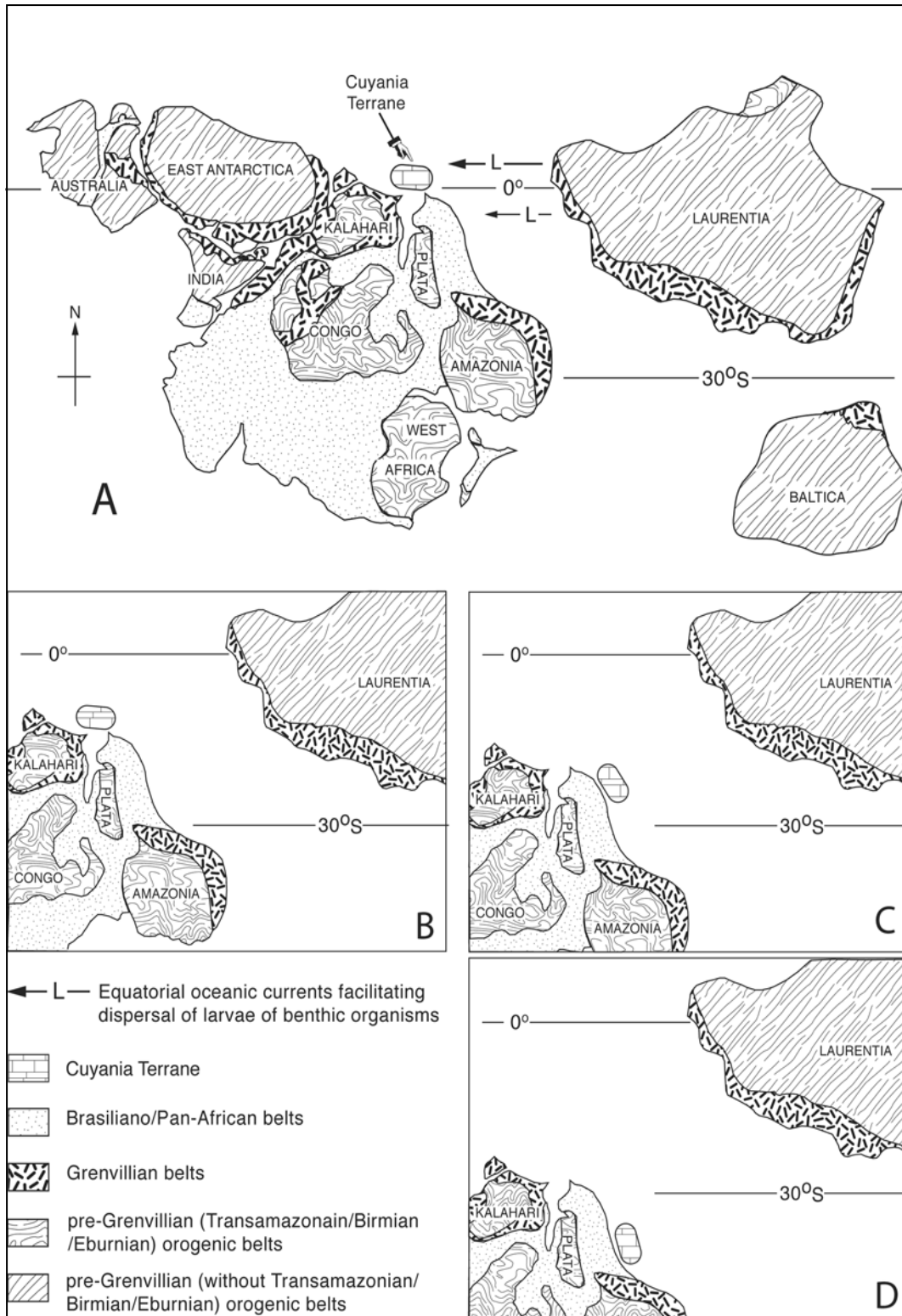


Figura 5: Reconstrucción paleogeográfica mostrando la posición de Cuyania desde el Cámbrico al Devónico. A) durante el Cámbrico. B) Ordovícico Inferior-Medio. C) Ordovícico Medio-Superior. D) Silúrico tardío-Devónico, tomado de Finney *et al.* (2005).

II. 1. 3. Ordovícico de la Precordillera

El Sistema Ordovícico presenta un amplio desarrollo en la Precordillera, incorporando facies carbonáticas y silicoclásticas. Las primeras se restringen a los ámbitos oriental y central, a diferencia de las últimas que se distribuyen por toda la Precordillera y se exponen en extensos afloramientos de dirección meridional. La estratigrafía y paleontología general de este sistema es resumida para la Precordillera por Cuerda (1973), Furque y Cuerda (1979), Baldis *et al.* (1982, 1989), Aceñolaza y Baldis (1987), Bordonaro (1989), Aceñolaza (1992), Cingolani *et al.* (1992) y Astini (1992).

Las sedimentitas ordovícicas de la Precordillera presentan una distribución de facies algo más compleja que las cámbricas. La distribución espacial fue interpretada dentro de un ámbito de plataforma solo válida para el Ordovícico Inferior, donde luego es reemplazado por facies de talud inferior y cuencas internas parcialmente coetáneas con un nuevo régimen de plataforma siliciclástica. Estas facies involucran los afloramientos de Precordillera Oriental y Central. Por el contrario, la Precordillera Occidental y Precordillera mendocina poseen durante todo el Ordovícico un paleoambiente de talud continental con características bastante uniformes en cuanto a tectofacies para culminar en el Ordovícico Superior con facies de cuenca profunda.

Astini (1992) diferenció al Ordovícico precordillerano en una tectofacies oriental con ambientes epicontinentales de margen pasivo y una tectofacies occidental con sistemas turbidíticos de margen activo.

La sedimentación ordovícica es explicada por diferentes autores por medio de modelos tectonosedimentarios asociados a cuencas de rift (Keller, 1999), cuencas de antepaís (Astini, 1997, 1998) y cuencas “*pull-apart*” (Finney, 2007).

CAPITULO III: GEOLOGÍA LOCAL

III. 1. Antecedentes del área de estudio

Bodenbender (1896) realizó un perfil desde Jáchal hasta el río Gualcamayo pasando por la quebrada Pescado hasta Guandacol, señalando la presencia de depósitos del Carbonífero y de grauvacas, pizarras y cuarcitas que atribuyó al Devónico y que corresponden al grupo que denominó Formación Trapiche.

Braccini (1946) estableció la presencia del Carbonífero Inferior en el área de estudio. Además confirmó la existencia de una fuerte discordancia entre el Paleozoico Inferior y el Superior en varios perfiles del sector norte de la Precordillera.

Furque (1963) delimitó los afloramientos de las diversas unidades litológicas existentes en la región al realizar el levantamiento de la Hoja 17b Guandacol.

Cuerda (1973) y Cuerda y Furque (1975) realizaron estudios paleontológicos y bioestratigráficos del Paleozoico Inferior en las secuencias ordovícicas cuyo perfil principal se expone en la quebrada Potrerillos.

Numerosos autores contribuyeron con la geología de la región (entre ellos: Tello, 1987; Castro, 1990; Baraldo, 1976; Aguilera, 1986; Aguado, 1978; Gianni, 1978), quienes trabajaron en el sector comprendido entre los ríos Guandacol y Gualcamayo aportando datos estructurales y efectos producidos por el intrusivo dacítico (Mioceno) en la secuencia calcárea de la Formación San Juan y en las sedimentitas clásticas de la Formación Trapiche. Estos autores abordan principalmente las evaluaciones económicas de los aluviones auríferos de las quebradas de Varela y El Rodado.

Desde el punto de vista paleontológico, Ortega *et al.* (1985) definen la Zona de *Isograptus victoriae* en niveles de la Formación Gualcamayo, en el área de Peña Sombría, Guandacol. Posteriormente, Ortega *et al.* (1993) efectúan un análisis de la graptofauna proveniente de las quebradas Los Sapitos y Potrerillos, ubicadas al suroeste de la localidad de Guandacol registrando las Zonas de *Isograptus victoriae maximus*, *Oncograptus* y *Paraglossograptus tentaculatus*. Las mismas indican una edad dapingiana

Cuerda y Alfaro (1986) realizan la descripción de graptofaunas de la Formación Gualcamayo, al suroeste de Guandacol en la provincia de La Rioja.

Astini (1994) realiza un análisis litofacial de la Formación Gualcamayo, considerando siete secciones a lo largo de los ríos Guandacol y Gualcamayo.

Ortega y Albanesi (1999) analizan la bioestratigrafía de graptolitos de la Formación Gualcamayo en la quebrada Los Sapitos y determinan el FAD de *Undulograptus austrodentatus*, de edad darriwiliana.

Cuerda *et al.* (2004) proponen la bioestratigrafía de la Formación Las Vacas (Ordovícico) basada en graptofaunas, determinando dos tipos de graptofaunas: autóctonas y alóctonas.

III. 2. Unidades presentes en el área de estudio (Fig. 8).

III. 2. 1. Formación Los Sapitos

Litológicamente constituida por calizas y calizas dolomíticas grises oscuras a negras (Hünicken y Pensa, 1981). Estas calizas aparecen en bancos de espesores decimétricos, en partes son oolíticas con estructuras algales, mientras que algunos niveles poseen un grado variable de dolomitización. Estas rocas se encuentran bien estratificadas e intercaladas con bancos de chert. Su edad cámbrica superior-

ordovícica fue asignada por posición estratigráfica y según autores como Cañas (1985) podría ser correlacionada con las formaciones La Silla, La Flecha y San Roque. Su contacto superior con la Formación San Juan es transicional, mientras que su base está afectada por fallas por lo tanto no se determina con exactitud. Su ambiente de acumulación se ha interpretado como de costa marina.

Esta unidad aflora sobre la margen izquierda de la quebrada del río Hornos, cercano a Guandacol, en las inmediaciones del puesto Los Sapitos y en las quebradas de los ríos Gualcamayo y de Los Piojos, en los cordones de Alaya y La Batea.

En la quebrada de Los Sapitos esta unidad presenta un intenso plegamiento (Fig. 6). En el área de estudio la tectónica compresiva se pone de manifiesto con la presencia de numerosos anticlinales y sinclinales que afectan principalmente las rocas paleozoicas.

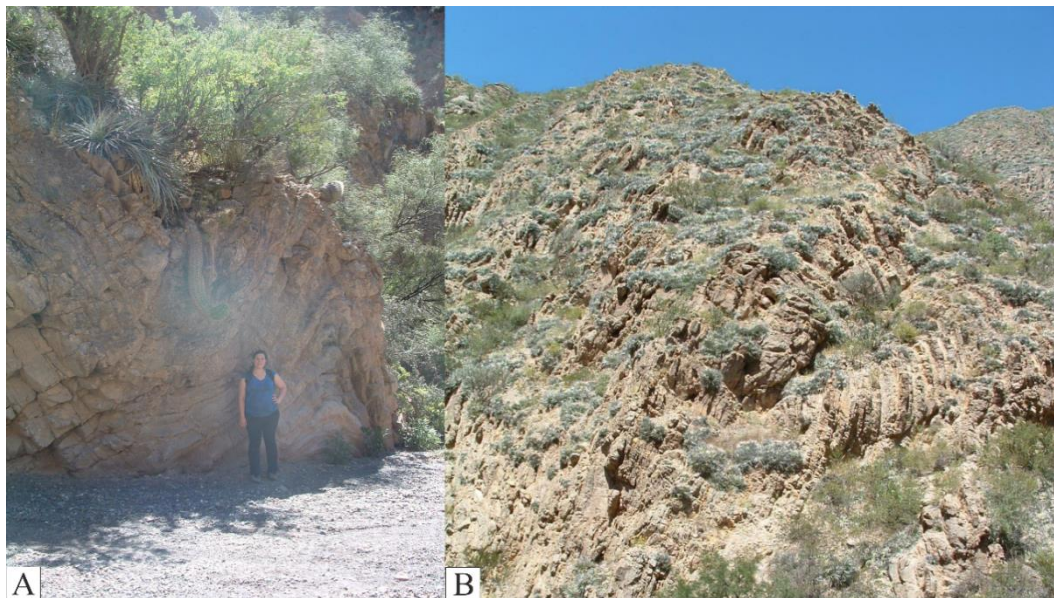


Figura 6: **A y B.** Intenso plegamiento en la Formación Los Sapitos, en la quebrada homónima.

III. 2. 2. Formación San Juan

La Formación San Juan fue definida formalmente por Furque (1963) durante el levantamiento de la Hoja 17b (Guandacol), manteniendo la descripción provista por Harrington y Leanza (1957). Constituida principalmente por calizas con abundante fauna de braquiópodos, esponjas, crinoideos y trilobites.

Stelzner (1873) fue el primero en mencionar la presencia de rocas silurianas (actualmente Cámbrico y Ordovícico) constituidas por calizas y dolomías portadoras de fósiles que fueron posteriormente estudiadas por Kayser (1876) quien le asignó una edad “infrasiluriana”.

Kobayashi (1937) reestudia las colecciones de Kayser (1876), asignándolas al Ordovícico y creando la denominación informal de “San Juan Limestones” para las calizas portadoras de estas faunas. Harrington y Leanza (1957) definen los fósiles netamente ordovícicos y confirman la edad ordovícica para las “Calizas San Juan” dando una somera descripción de las mismas y destacando “un conjunto de calizas masivas y gruesas” en los dos tercios inferiores y “calizas estratificadas en láminas delgadas” en el tercio superior.

Esta clásica unidad carbonática fue reconocida por Amos (1954) expuesta en toda la Precordillera desde Guandacol hasta el Cerro La Cal indicando que la misma exhibe un espesor promedio de 400 metros.

Beresi y Bordonaro (1984) reconocen un Miembro Inferior macizo interpretado como un ambiente de plataforma interna intertidal a subtidal y un Miembro Superior lajoso-margoso vinculado con una plataforma abierta con mayor aporte terrígeno.

Keller *et al.* (1993) redefinen a la Formación San Juan, solamente integrada por calizas lajosas y margas, con una abundante fauna de plataforma abierta: trilobites, braquiópodos, crinoideos, esponjas y arrecifes de estromatopóridos en el tercio inferior (Keller y Bordonaro, 1993).

Cañas y Carrera (1993), Keller y Bordonaro (1993) y Cañas y Keller, (1993) describen arrecifes de estromatoporoideos y montículos de esponjas y algas en afloramientos ubicados al sur del río Jáchal, que indican una posición periecuatorial para la Precordillera durante el Ordovícico.

Uno de los elementos destacables de la unidad, son los niveles de bentonitas potásicas, intercaladas en la parte media y superior de la unidad y con continuidad en la suprayacente Formación Gualcamayo, los cuales han demostrado ser notables elementos de correlación estratigráfica (Furque, 1972 a, 1979).

El techo de la Formación San Juan y su pase a las unidades suprayacentes o techos erosivos ha sido motivo de diversos estudios. Albanesi (1998) estudia la fauna de conodontes proveniente de las formaciones San Juan y Gualcamayo en el cerro Potrerillo. Mestre (2008) realiza una revisión de la bioestratigrafía de conodontes del tope de la Formación San Juan en el sector del monumento de Buenaventura Luna (Anticlinal de Huaco), reconociendo la Zona de *O. evae* (Ordovícico Inferior).

Heredia *et al.* (2009) asignan una edad floiana al tope de la Formación San Juan en la sierra de La Higuera, reconociendo la Zona de *O. intermedius*.

En el cerro La Chilca, Mestre (2012) estudia el techo de la Formación San Juan y base de la Formación Los Azules, registrando la Zona de *Eoplacognathus pseudoplanus*.

En el área de estudio los afloramientos de la Formación San Juan están representados en la sierra de La Batea hacia el sur y su continuación norte en el cerro Las Vacas, donde se pueden medir sus máximos espesores. En la zona del río Gualcamayo estos afloramientos poseen una dirección noroeste y probablemente un espesor es de 500 metros (Zambrano *et al.*, 1996) Esta unidad presenta un intenso plegamiento y fracturación.

Su contacto inferior no está claro, si bien Cañas (1995) menciona una concordancia y transición a su infrayacente, la Formación Los Sapitos. Su contacto superior es concordante y transicional con la Formación Gualcamayo.

Garay (2000) y Torres (2000) en sus respectivas tesis de licenciatura, distinguen dos niveles principales para la Formación San Juan; uno inferior, representado por calizas de grano medio a grueso, muy diaclasadas, de color blanco grisáceo y aspecto masivo, y los niveles superiores caracterizados por presentar una alternancia de calizas y bancos finos margosos de color gris amarillento, las calizas son de grano más fino, conformando estratos cuya potencia alcanza varios metros.

En el sector del río Gualcamayo, esta unidad ha sido intruida por un cuerpo ígneo, el cual produjo un metamorfismo que modificó las estructuras sedimentarias primarias de la caliza, transformándola en mármoles de colores gris a blanco grisáceo de textura variable (Fuente Proyecto Gualcamayo).

En el norte del sector de estudio, Hünicken y Sarmiento (1985) realizan un análisis micropaleontológico de la parte superior de la Formación San Juan en la quebrada del río Guandacol, identificando la especie guía *Oepikodus evae* (Ordovícico Inferior).

Albanesi *et al.* (1999) estudian la bioestratigrafía de conodontes y graptolitos de las formaciones San Juan y Gualcamayo en el área comprendida entre los ríos Guandacol y Gualcamayo, registrando que el pase entre Formación San Juan y Gualcamayo en Peña Sombría, quebrada Los Sapitos y quebrada Potrerillos, está indicada por la Zona de *Tripodus laevis*, la que se correlaciona con la Zona de *Isograptus v. maximus*, asignando una edad dapingiana.

III. 2. 3. Formación Gualcamayo

La Formación Gualcamayo fue denominada por Furque en 1956, en el relevamiento de la Hoja Geológica 17b (Guandacol) y reconociendo el perfil tipo en la quebrada de Los Celestinos afluente del Río Los Piojos, al suroeste de Guandacol. Harrington y Leanza (1957) la reconocen como unidad informal, nominándola Gualcamayo *shales* compuesta por pelitas negras formando pequeñas capas con pocas intercalaciones de capas calcáreas y abundante fauna de graptolitos. Finalmente, Furque (1963) la define formalmente. Así, la Formación Gualcamayo se reconoce como un conjunto de pelitas negras, con pocas intercalaciones de areniscas en bancos finos. Las pelitas portan una abundante fauna graptolítica y tienen un espesor máximo de 700 metros, pero cabe acotar que la unidad aparece replegada y repetida por falla.

Astini (1991) indica que los espesores reales de la Formación Gualcamayo varían entre 28 (quebrada de Los Saltitos) y 234 metros (quebrada de Las Plantas).

Esta unidad tiene una amplia distribución en el norte de la Precordillera de San Juan y La Rioja y está representada pobremente en la Precordillera de Mendoza en la localidad de Salagasta (Heredia *et al.*, 2009).

Astini (1994) propone un nuevo perfil tipo, que aflora en el río homónimo y en la quebrada de Las Corriditas, aunque menciona el perfil de la quebrada de Las Plantas y lo propone como referencia por el mejor desarrollo de su tramo cuspidal.

Este autor describe a la Formación Gualcamayo como una sucesión de pelitas negras graptolíticas del Ordovícico Inferior-Medio y propone que la culminación del ciclo carbonático se produce durante el Ordovícico Medio como consecuencia de un aumento relativo del nivel del mar que lleva a la sumersión de la plataforma por debajo de la zona fótica, con la consiguiente sofocación de la producción carbonática y depositación de una facies calcáreo-pelíticas (Baldis y Beresi, 1981; Baldis *et al.*, 1984, 1989).

Esta transición calcáreo-pelítica que Astini (1994) ubica a la base de la Formación Gualcamayo, es la que Baldis y Beresi (1981) denominaran *transfacies* y a la que Beresi (1986) incluyó en el techo de la Formación San Juan como la transicionalidad entre ambas unidades.

En el área localizada al oeste y suroeste de Guandacol, Astini (1986) subdividió la *transfacies* en tres miembros: uno inferior, constituido por litofacies de calizas margosas y pelitas negras alternantes; uno medio, constituido por litofacies de arcilitas negras y uno superior, constituido por litofacies de fangolitas laminadas con bloques carbonáticos intercalados en el tramo superior.

Harrington y Leanza (1957) asignan una edad correspondiente al Ordovícico Medio a la fauna de graptolitos presente. Cuerda y Alfaro (1986) y Ortega *et al.* (1993) presentan una adecuada síntesis de la fauna de graptolitos hallada en esta unidad. Ortega *et al.* (1993) la acotan entre el Dapingiano (Zona de *Isograptus victoriae maximus*) y el Darriwiliano alto (Zona de *Glyptograptus teretiusculus*),

variando la edad del tope en los distintos perfiles realizados al suroeste de Guandacol. Hallazgos de conodontes permitieron un mayor refinamiento de su bioestratigrafía (Ortega *et al.*, 1991 y Albanesi, 1991).

Se ha considerado a la Formación Gualcamayo depositada en un ambiente de plataforma fangosa profunda con circulación restringida, lo que permitió la acumulación de materia orgánica (Astini, 1994).

El techo de la Formación Gualcamayo es concordante con la Formación Conglomerado Las Vacas (Benedetto *et al.*, 1991), perteneciente al Grupo Trapiche. En la sierra de Perico Potrerillo limita con brechas calcáreas y calcipelitas de la Formación Las Plantas. Internamente suele estar afectada por un intenso plegamiento. El contacto con las unidades subyacentes y suprayacentes puede estar representado por fallas, al constituir éstos interfaces de contraste mecánico frente a la deformación.

III. 2. 4. Formación Los Azules

La primera referencia sobre la Formación los Azules fue de Borrello y García (1951), quienes reconocen al graptolito *Nemagraptus gracilis* (Hall) en la parte superior de dicha formación. Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) define los niveles: Cerro Viejo *Shales* y Los Azules *Shales*. Posteriormente, Furque (1972) define formalmente la Formación Los Azules en el área de Huaco-Cerro Viejo y reconoce dos miembros para la misma: Miembro Lutitas Arenosas Inferiores y Miembro Lutitas Superiores reemplazando los niveles propuestos por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957).

Cuerda (1986) realiza el estudio de la graptofauna del Miembro Inferior de la Formación Los Azules, definiendo la Zona de *Paraglossograptus tentaculatus* para el mismo y para el Miembro Superior menciona la Zona de *N. gracilis*.

Ortega (1987) realiza un estudio detallado sobre la estratigrafía, graptofauna y conodontofauna de la Formación Los Azules en el sector de Cerro Viejo, en donde propone un reordenamiento estratigráfico definiendo tres miembros para esta unidad: Miembro Inferior compuesto predominantemente por argilitas masivas de color gris oscuro a negro con niveles subordinados de *K*-bentonitas; Miembro Medio constituido esencialmente por pelitas negras y un Miembro Superior representado por pelitas negras intercaladas con *mudstone*.

La Formación Los Azules expuesta en la región del Cerro Viejo contiene una rica fauna de graptolitos. El Miembro Inferior de esta unidad fue en un principio referido a la amplia Zona de *P. tentaculatus* (Ortega, 1995). Posteriormente, Mitchell *et al.* (1998) sugieren la Subzona de *U. sinicus* (parte superior de la Zona de *U. austrodentatus*) para la parte inferior y la Zona de *U. dentatus* para la parte superior del Miembro Inferior de esta unidad. Ortega y Rickards (2003) y Brussa *et al.* (2003), reconocieron la Zona de *U. dentatus* y la parte inferior de la Zona de *H. lentus* en el Miembro Inferior. La Zona de *P. elegans* comienza en el contacto entre el Miembro Inferior y Medio. En la parte superior de este miembro estos autores reconocieron la Zona de *H. teretiusculus*.

Ottone *et al.* (1999; 2001) describen palinomorfos y quitinozoos presentes en el Miembro Medio y Superior de la Formación Los Azules. Estos autores registran especies de quitinozoos similares a las asociaciones de Laurentia, Gondwana y Báltica.

Ortega *et al.* (2007) realizan la descripción de la conodontofauna y graptofauna del techo de la Formación San Juan y el Miembro Inferior de la Formación Los Azules, reconociendo para la primera y los primeros 9 metros de la segunda la Zona de *Lenodus variabilis*, cuyos conodontes coexisten con elementos de la Zona de *U. dentatus* y la Zona de *Eoplacognathus suecicus* para el último metro del Miembro Inferior de la Formación Los Azules en el que se reconoce la Zona de graptolitos de *H. lentus*, asignando una edad darriwiliana.

Para esta misma localidad, Mestre (2010) registra la Zona de *Yangtzeplacognathus crassus* (Ordovícico Medio) en el pase entre las formaciones San Juan y Los Azules.

III. 2. 5. Grupo Trapiche

Comprende una potente secuencia de depósitos marinos de facies proximales, definidos por Furque y Cuerda (1984) como paquetes de variada litología. Este grupo está integrado por dos unidades formacionales que de base a techo se describen a continuación.

III. 2. 5. 1. Formación Conglomerado Las Vacas

Los depósitos de la Formación Conglomerado Las Vacas (Furque, 1963) se superponen a la Formación Gualcamayo o la Formación San Juan mediante un contacto erosivo. En el área de Río de Los Piojos se expone un contacto transicional entre la Formación Gualcamayo y la Formación Conglomerado Las Vacas. Sus niveles superiores se separan en discordancia angular con la Formación Trapiche. Su espesor varía entre 300 a 350 metros.

La unidad está constituida por bancos de conglomerados grises claros cuarzosos e intercalaciones de areniscas verdosas. Hacia la parte superior contiene

grandes bloques y rodados de lutitas pertenecientes a las unidades subyacentes. Los clastos están unidos por una matriz psamítica.

La Formación Conglomerado Las Vacas ha sido previamente asignada al Sandbiano debido a la presencia de las Zonas de *Nemagraptus gracilis* y *Climagraptus bicornis* definidas por Cuerda *et al.* (2004) y Astini y Brussa (1997). Trabajos posteriores (De la Puente y Rubinstein, 2013) registraron en la parte basal de esta unidad *Lagenochitina sp. cf. L. báltica* Eisenack, que ha sido indicada para el Darriwiliano tardío en la Precordillera Central Argentina y en el Darriwiliano tardío-Sandbiano temprano en el este de Canadá.

La asociación de quitinozoos de la parte superior de la unidad indica una edad katiana. Entre las especies registraron: *Spinachitina bulmani* (Jansonius), *Cyathochitina sp. cf. kuckersiana* (Eisenack), *Cyathochitina sp. aff. macastyensis* Achab, *Desmochitina minor* Eisenack y *Kalochitina multispinata* Jansonius.

En algunos afloramientos, la Formación Conglomerado Las Vacas (Fig. 7) contiene lutitas grises oscuras, grises azuladas y grauvacas grises, alternando con limos y arcillas negras y algunos estratos de calizas grises y concreciones calcáreas fosilíferas, asignadas al Miembro Las Plantas, que pasan transicionalmente a las facies conglomerádicas (Astini *et al.*, 1986), las cuales contienen una rica fauna marina. Ortega y Brussa (1990) registran la Zona de *C. bicornis* para este miembro.



Figura 7: Formación Conglomerado Las Vacas, en la quebrada del río Gualcamayo

III. 2. 5. 2. Formación Trapiche

La Formación Trapiche (Furque, 1963) está constituida por una intercalación de limolitas y arcilitas de color verde oscuro, lutitas negras, cuarcitas, subgrauvacas y grauvacas grises y verdosas con algunos bancos conglomerádicos. La parte inferior de la Formación Trapiche contiene unos quitinozoos mal conservados, acritarcos y algas (De la Puente y Rubinstein, 2013). Su edad sigue siendo controversial, ya que la falta de fauna diagnóstica no ha permitido asignar una edad con precisión (Peralta y Finney, 2003). Hacia el sur del área de Guandacol, esta unidad es asignada al Katiano por la presencia de *Amorphognatus* aff. *superbus* (Albanesi *et al.*, 1995), recuperado en un intervalo de 50-60 metros de *debris flow* y probablemente se extiende en el Hirnantiano, por la presencia de *Trucizetina* sp. (Benedetto y Herrera, 1987; Benedetto, 1999).

El Grupo Trapiche está cubierto por depósitos carboníferos a través de una discordancia angular, al norte y sur del área de Río de Los Piojos.

III. 3. Descripción de las secciones estudiadas

Con el objetivo de estudiar la bioestratigrafía y sedimentología del pase de la Formación San Juan y sus unidades suprayacentes, se seleccionaron tres perfiles entre los ríos Guandacol y Gualcamayo, de norte a sur las secciones son: quebradas Los Sapitos, Río de Los Piojos y El Tropiezo (Fig. 9). En dichos sectores se trabajó de la misma manera, se buscó el techo de la Formación San Juan y su pase con la Formación Gualcamayo. Se realizó el levantamiento estratigráfico de detalle, con recolección de muestras de las unidades, para la extracción de conodontes y análisis de microfacies.

Astini (1994) considera la primera aparición de pelitas negras como el inicio de la Formación Gualcamayo, mientras Furque (1963) menciona que el techo de la Formación San Juan está representado por momentos de no depósito (superficies de omisión, que permiten el desarrollo de superficies costrificadas o *hardground*).

La transfacies de Baldi y Beresi (1981) reconocida en la base de la Fm. Gualcamayo, según Astini (1994) fue definida como una zona de transición entre ambas unidades. Esta "transfacies" aparece en algunos sectores de la Precordillera, incluso en la Precordillera Central al sur del río Jachal. La misma no aparece en la localidad de Cerro Viejo pero sí más al oeste en el cordón paralelo de Los Cauquenes. El significado de las transfacies en el norte de la Precordillera será aquí discutido.

La distinción entre las formaciones clásticas, se debe principalmente a la edad de las mismas, mientras la Formación Gualcamayo es de edad dapingiana – darriwiliana ubicada en los extremos norte y sur de la Precordillera, la Formación

Los Azules corresponde a los afloramientos de edad darriwiliana – sandbiana, desarrollados en la Precordillera Oriental y Central (Mestre, 2010).

El Código Argentino de Estratigrafía (1992) establece que, para este tipo de alternancia de pelitas y calizas, la formación calcárea incluye como su límite superior el último nivel de calizas.

A pesar que el Código Argentino de Estratigrafía define como deben agruparse los términos sedimentarios para ser considerados unidades formales, en esta contribución se considerará el primer nivel de pelitas negras como indicador de la Fm. Gualcamayo siguiendo la propuesta de Astini (1994), dejando sentado que este tema necesita ser revisado y sometido a la consideración de todos los estratígrafos que desarrollan investigación en el período Ordovícico de Argentina.

Sin embargo las secciones donde no se encuentra expuesta la misma ya sea por omisión y/o erosión se considera el techo de la Formación San Juan compuesto por niveles de *hardgrounds* cuyos espesores varían desde pocos cm a 2m.

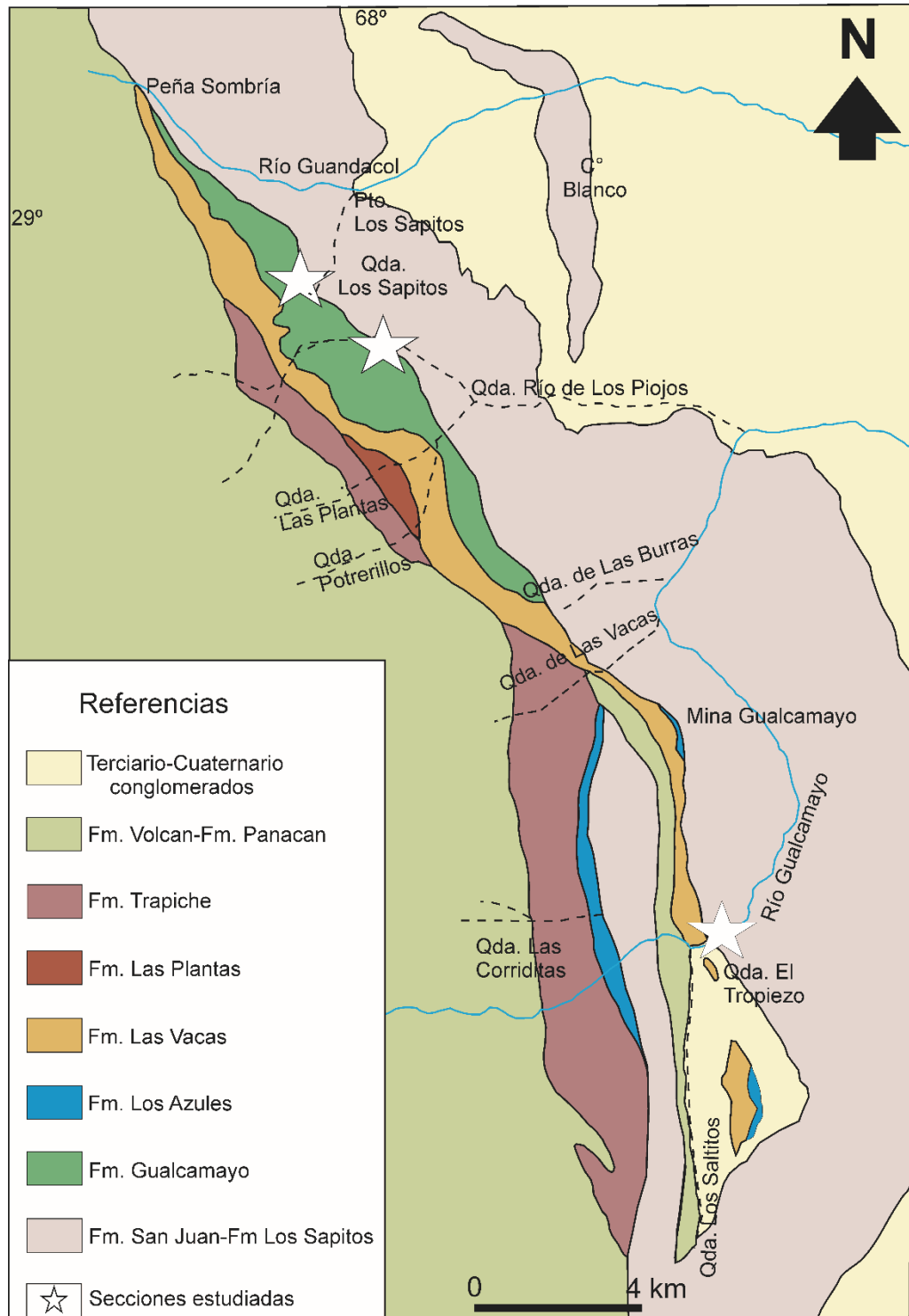


Figura 8: Mapa de ubicación de las secciones de estudio, modificado de Astini (1994)

III. 3. 1. Sección quebrada Los Sapitos

III. 3. 1. 1. Ubicación y antecedentes de la sección

La sección quebrada Los Sapitos se localiza al norte de la Precordillera Central, en el límite entre las provincias de San Juan y La Rioja. Se accede por ruta Nacional N°40 desde la ciudad de San Juan hasta la localidad de Guandacol (La Rioja) y desde allí por huella hacia el oeste aproximadamente 16 Km hasta el puesto Los Sapitos. La quebrada homónima desemboca en el río Guandacol. Unos 3 Km hacia el SW del puesto Los Sapitos se encuentra expuesta la sección en estudio (ca. $68^{\circ}44' W$, $29^{\circ} 36' S$) (Figs. 9 y 10).



Figura 9: Imagen satelital con la ubicación de la sección quebrada Los Sapitos, tomada de Google Earth

En el área de estudio se encuentran expuestas las calizas y dolomías cambro-ordovícicas de la Formación Los Sapitos, calizas de la Formación San Juan, calizas y pelitas de la Formación Gualcamayo, como así también conglomerados, areniscas y

pelitas del Grupo Trapiche. Los afloramientos de dichas unidades se encuentran intensamente plegados.

Las primeras contribuciones referidas a la bioestratigrafía de este sector corresponden a Ortega *et al.* (1983) que dieron a conocer el hallazgo de los graptolitos *Isograptus victoriae victoriae* Harris e *I. victoriae maximus* Harris en la porción basal de la Formación Gualcamayo en el área de Peña Sombría, quebrada del río Guandacol. Estas especies sugirieron la presencia de la Zona de *I. victoriae maximus*. Los mismos se ubican por encima de los niveles carbonáticos pertenecientes a la Formación San Juan, portadores de la Zona de *Oepikodus evae*, Ordovícico Inferior (Hünicken y Sarmiento, 1982, 1985 y 1987).

Posteriormente, Ortega y Cuerda (1987) describieron diversas especies del género *Isograptus* procedentes de la porción inferior de la Formación Gualcamayo, aflorante en el área de Peña Sombría y quebradas Los Sapitos, Potrerillos y río Gualcamayo, asignando una edad ordovícica media.

Ortega *et al.* (1993) identifican en los estratos basales de la Formación Gualcamayo aflorantes en las quebradas de Los Sapitos y Potrerillos la Zona de *Isograptus victoriae maximus*, cuya mayor extensión corresponde a la quebrada Los Sapitos con 18 m de espesor. Además estos autores reconocen las zonas de *Oncograptus* y *Paraglossograptus tentaculatus*. Estas rocas son portadoras de abundantes graptolitos contenidos en una sucesión predominantemente clástica fina, de edad darriwiliana (Ordovícico Medio), además de restos de artrópodos (trilobites y filocáridos) y braquiópodos.

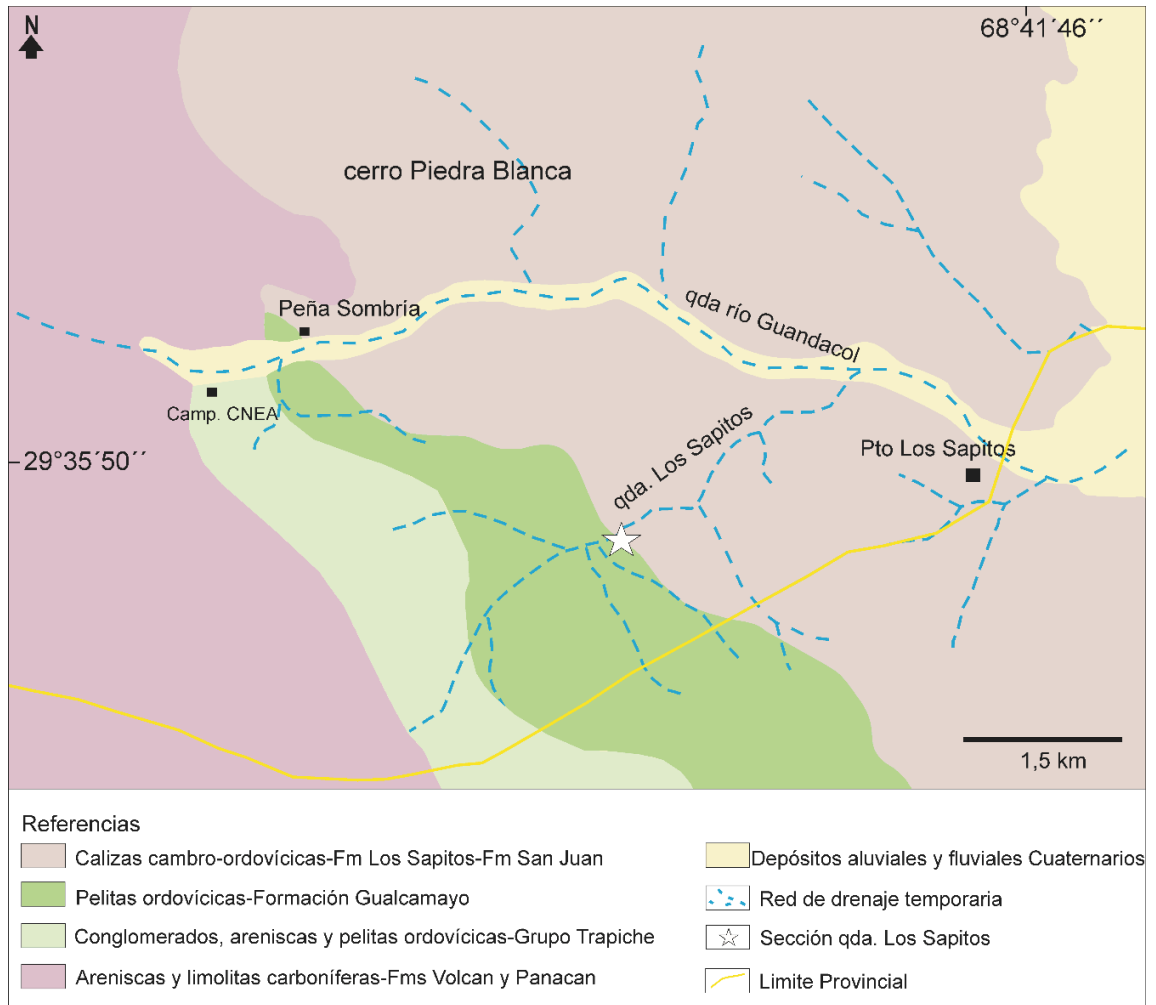


Figura 10: Mapa de ubicación geológica, de la sección quebrada Los Sapitos.

Fuente: Proyecto Gualcamayo.

La parte superior de la Zona de *Isograptus victoriae maximus*, en la quebrada de Los Sapitos presenta una rica graptofauna, cuyas formas dominantes son *Pseudisograptus manubriatus koi* Cooper y Ni, *Isograptus victoriae maximus* y *Xiphograptus svalbardensis* (Archer y Fortey). En estos estratos también registraron la presencia de formas semejantes a *Isograptus subtilis* Williams y Stevens, *Isograptus? dilema* Williams and Stevens y posibles representantes del género *Goniograptus*.

Ortega *et al.* (1993) discuten las asociaciones diagnósticas de estas biozonas, la distribución de los taxones que la integran, su edad, biofacies y aspectos paleobiogeográficos. Así mismo comparan estos afloramientos con otros del Ordovícico de la Precordillera.

Ortega y Albanesi (1999) estudiaron el techo de la Formación San Juan y los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo, en el área de estudio, describiendo para el techo de Formación San Juan calizas nodulares y para la base de Gualcamayo, calizas intercaladas con pelitas y *k*-bentonitas. Estos autores seleccionaron la sección de la quebrada Los Sapitos por ser el perfil más completo de la Formación Gualcamayo y correlacionan la Zona de *Isograptus victoriae maximus* con la parte alta de la Zona de *Tripodus laevis*.

Albanesi *et al.* (1999) presentaron un resumen expandido sobre la bioestratigrafía de conodontes y graptolitos de la quebrada Los Sapitos, como una continuación de la contribución anterior. Registran la Zona de *Tripodus laevis*, por la aparición de la especie homónima y correlacionan las zonas de graptolitos con las zonas de conodontes. Es necesario acotar que tanto en la contribución de Ortega y Albanesi (1999) como la de Albanesi *et al.* (1999) no se ilustran los ejemplares de graptolitos o de conodontes por lo que las asignaciones taxonómicas permanecen como simples menciones imposibles de cotejar.

En la sección de Peña Sombría, Albanesi *et al.* (2006) registran el FAD de *Cooperignathus aranda* (Cooper) en una muestra localizada a 14 m del tope de la Formación San Juan. Las especies asociadas incluyen: *Ansella jemtlandica*, *Baltoniodus* sp., *Cornuodus longibasis*, *Costiconus costatus*, *Decoriconus peselephantis*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus forceps*, *Fahraeusodus*

marathonensis, *Gothodus n. sp.*, *Juanognathus jaanussoni*, *Microzarkodina flabellum*, *Paroistodus originalis*, *Paroistodus parallelus*, *Periodon flabellum*, *Protopanderodus gradatus*, *Rossodus barnesi*, *Semiacontiodus potrerillensis*, *Scolopodus quadratus*, *Texania heligma* y *Tripodus sp.* Esta asociación les permitió a los autores registrar la Zona de *Oepikodus intermedius* (Ordovícico Inferior), aunque la especie guía no fue recuperada, por posible control de facies.

Más recientemente, Della Costa y Albanesi (2016) estudian los últimos 43 metros de la Formación San Juan registrando las zonas de *O. intermedius* y *Baltoniodus triangularis/Tripodus laevis*. Della costa *et al.* (2016), a partir de estas menciones reasignan en el cuadro bioestratigráfico la Zona de *Baltoniodus triangularis/Tripodus laevis*, de edad dapingiana.

A 3 km del puesto Los Sapitos por la quebrada homónima se encuentra expuesto el contacto entre la Formación San Juan y Formación Gualcamayo. El mismo es transicional, y pasan de calizas lajosas y masivas a calizas nodulares con intercalación de pelitas grises oscuras a negras. El techo de la Formación San Juan está compuesto por *mudstone-wackestone*, con superficies irregulares de estratificación. El perfil seleccionado es el más representativo a pesar del intenso plegamiento de la zona. Los estratos aproximadamente buzan 65° al SW.

III. 3. 1. 2. Descripción del perfil

Se realizó el levantamiento de un perfil litoestratigráfico de 2,5 m en total, de calizas y pelitas del techo de la Formación San Juan y la base de la Formación Gualcamayo (Figs. 11, 12 y 17). El perfil comienza con 15 cm de calizas masivas (muestra LS0) de color gris oscuro, sin fauna visible. Las superficies de los estratos son irregulares. Le siguen 20 cm de pelitas de color verde, sin fauna presente y con

fisilidad (muestra LS0). Las mismas están en contacto con calizas masivas de color gris oscuro de 18 cm de espesor, sin fauna presente, y con pequeños nódulos de chert. Por encima en contacto irregular se dispone un nivel de 5 cm de calizas lajosas de color gris claro, no se observó fauna en este nivel y contiene gran cantidad de venillas de calcita. Continúa una intercalación de 40 cm de calizas brechosas con pelitas verdes. Estos bancos varían de 5 a 15 cm de espesor, son de color gris oscuro y presentan niveles de chert (muestra LS3). Por encima se disponen bancos de 15 cm de calizas nodulares, en cuya superficie se observaron secciones de nautiloideos y pequeños artejos de crinoideos, como así también nódulos de hierro. La superficie del estrato presenta una delgada costra ferruginosa de 2 cm de espesor (muestra LS4). Continúan de manera concordante pelitas de color gris a negras, muy alteradas y con poca fisilidad, a las que le suceden bancos de calizas nodulares de color gris claro a medio de 60 cm de espesor (muestra LS5, LS6). Hacia el tope presenta una fina costra ferruginosa. El perfil culmina con un banco de 30 cm de calizas nodulares con pequeños nautiloideos. Este nivel contiene una delgada costra mineralizada y finas venillas de calcita (muestra LS7).

Todos los afloramientos de la quebrada Los Sapitos aparecen intesamente deformados y plegados, la sección descrita fue seleccionada debido a que el pase en este sector se ofrecía con baja estructuración.

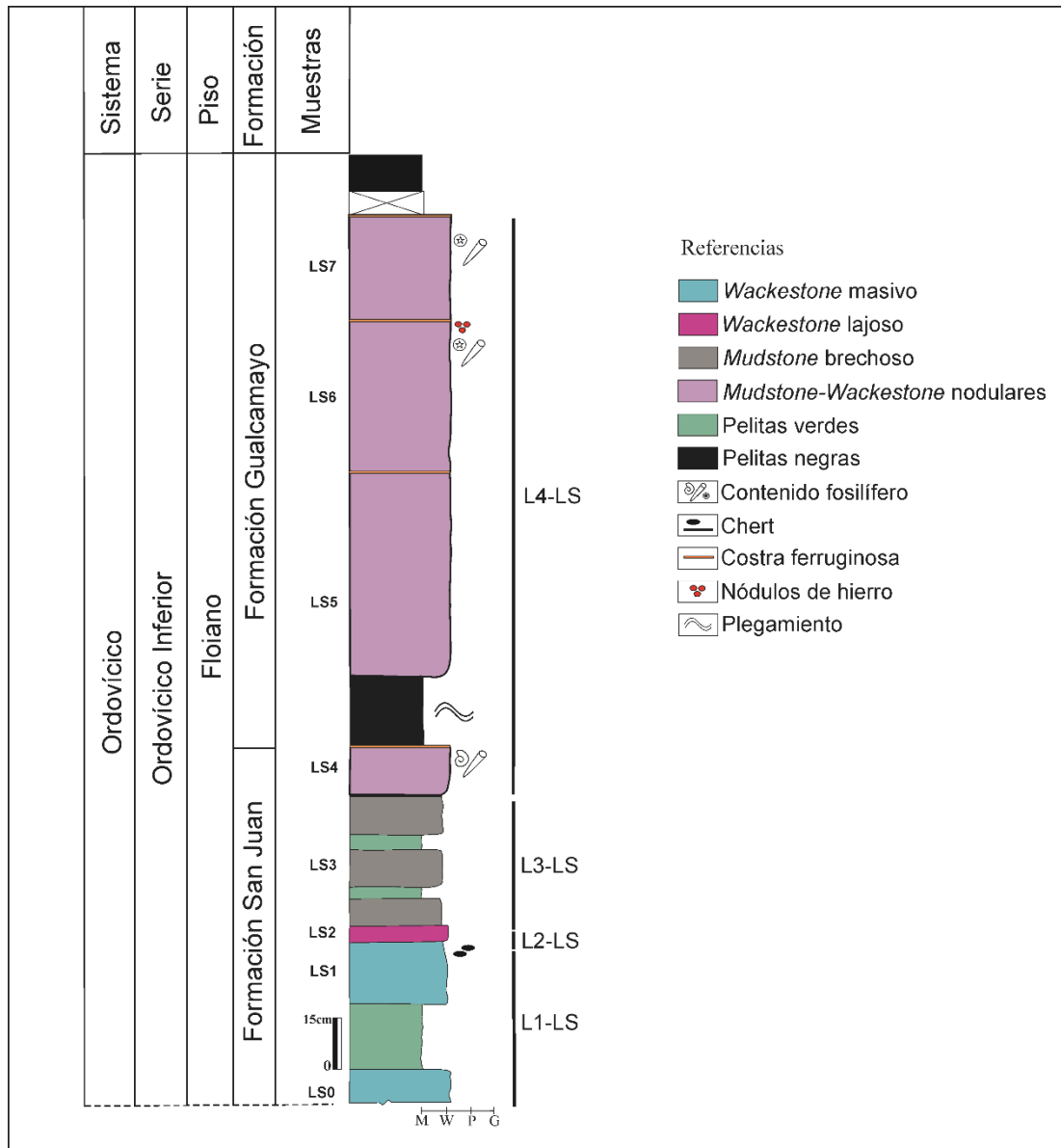


Figura 11: Perfil litoestratigráfico y Litofacies de las formaciones San Juan y Gualcamayo en la quebrada Los Sapitos.

Las litofacies reconocidas a lo largo del perfil se describen a continuación:

III. 3. 1. 2. 1. Litofacies L1-LS: Wackestone masivos. Intercalados con pelitas verdes aparecen wackestone gris medio a oscuro con tintes verdosos (Fig. 13), posiblemente producto de la mineralización que afecta a la zona. Forman bancos tabulares de 15 a 18 cm, no contienen fauna visible, las superficies de estratificación

son irregulares. Las calizas se encuentran intercaladas con pelitas verdes (15 a 20 cm). Muestra colectada LS0.

Se reconocieron a lo largo del perfil cuatro litofacies. Tres para la Formación San Juan y una para la Formación Gualcamayo.

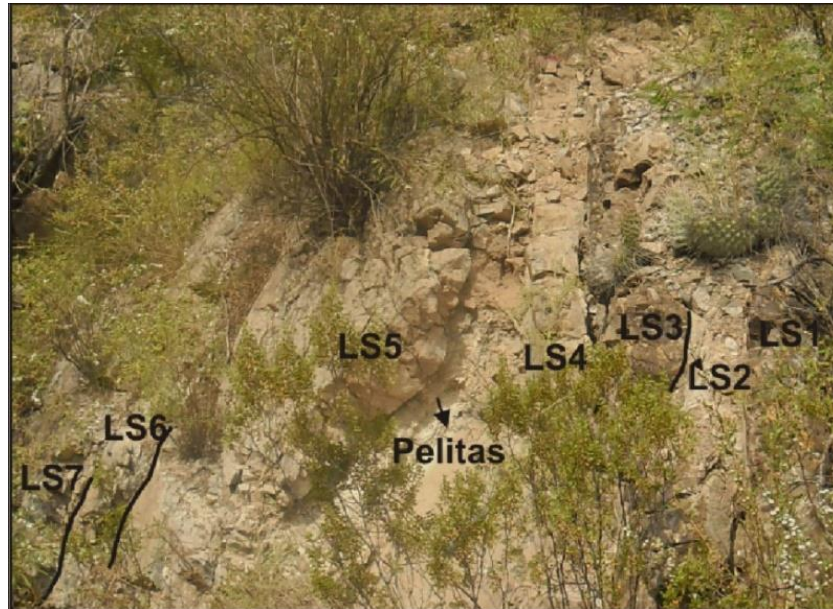


Figura 12: Foto del perfil levantado en la Qda. de Los Sapitos mostrando la ubicación de las muestras colectadas

III. 3. 1. 2. 2. Litofacies L2-LS: *Wackestone* lajosos. Nivel de caliza lajosa de color gris claro con un espesor de 5 cm, con una textura áspera al tacto. No contiene fauna visible, con venillas de calcita de menos de 1 cm de espesor (Fig. 14). Muestra colectada LS2

III. 3. 1. 2. 3. Litofacies L3-LS: *Mudstone* brechoso. Las calizas brechosas intercalan con pelitas verdes, las mismas son de color gris oscuro y forman bancos de 5 a 15 cm de espesor. Contienen niveles de 5 a 10 cm de chert. Presentan superficies muy alteradas a óxidos. El chert en algunos casos cubre en forma de pátina a los bancos de calizas (Fig. 15). Muestra colectada LS3

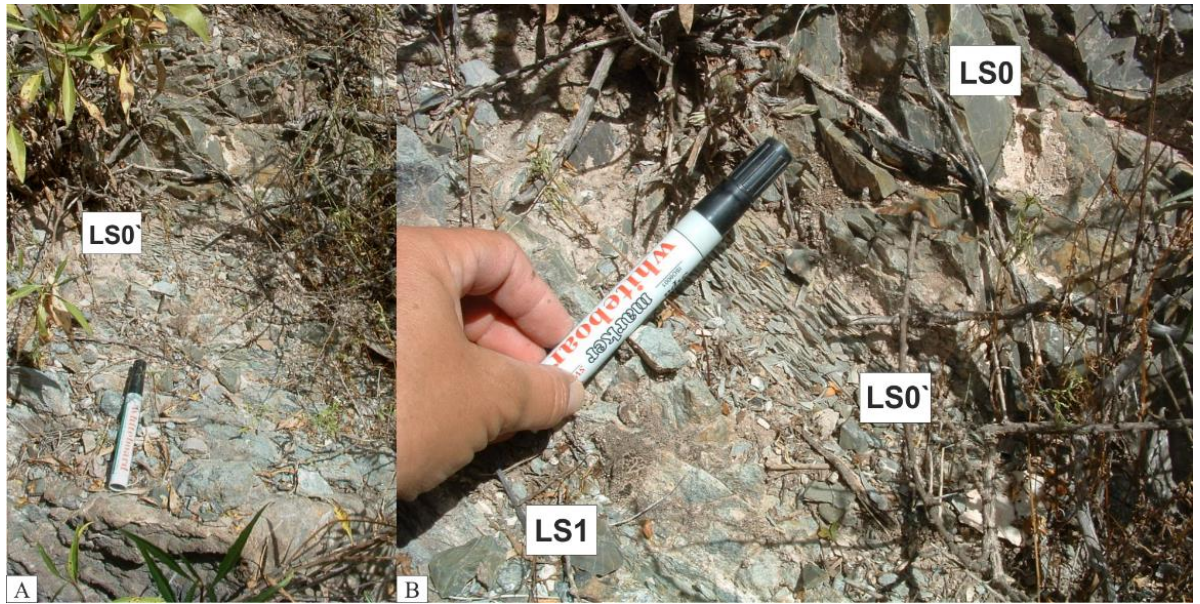


Figura 13: **A y B.** Fotografías de la Litofacies L1-LS, muestras LS0, LS0' y LS1. *Wackestone* masivos intercalados con pelitas verdes.

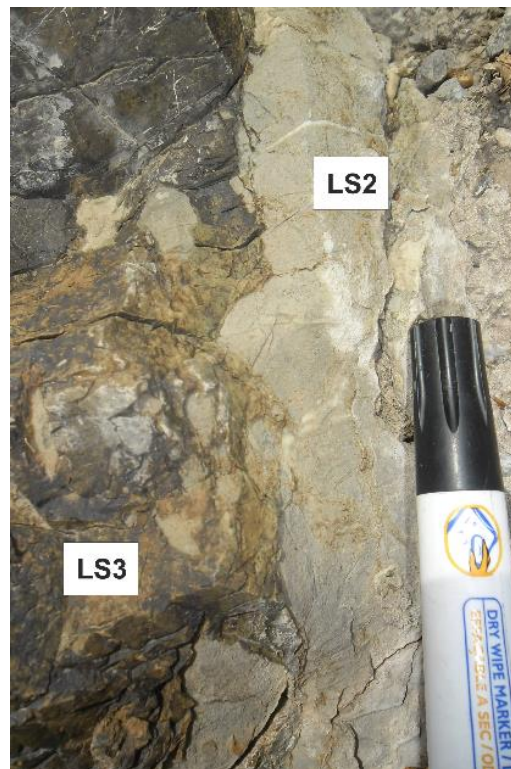


Figura 14: Foto tomada sobre el perfil Los Sapitos, mostrando la Litofacies L2-LS, muestra LS2. *Wackestone* lajosos.



Figura 15: Fotografía de la Litofacies L3-LS, muestra LS3. *Wackestone* brechoso

III. 3. 1. 2. 4. Litofacies L4-LS: *Mudstone-Wackestone* nodulares. Calizas nodulares cuyos bancos de 50 a 60 cm de espesor, con gran porcentaje de material fino. En la parte superior de los estratos se dispone una costra ferruginosa de hasta 3 cm de espesor en donde se observan nautiloideos ortóceras y endóceras de 5 cm de largo (Figs. 16, A, B y F), artejos de crinoideos, y pequeñas valvas no identificadas. Contiene nódulos de hierro (Fig. 16, D).

La parte inferior de esta litofacies se intercala con pelitas negras alteradas (Fig. 16, C) que forman parte de la base de la Formación Gualcamayo. Muestras colectadas LS4, LS5, LS6 y LS7.

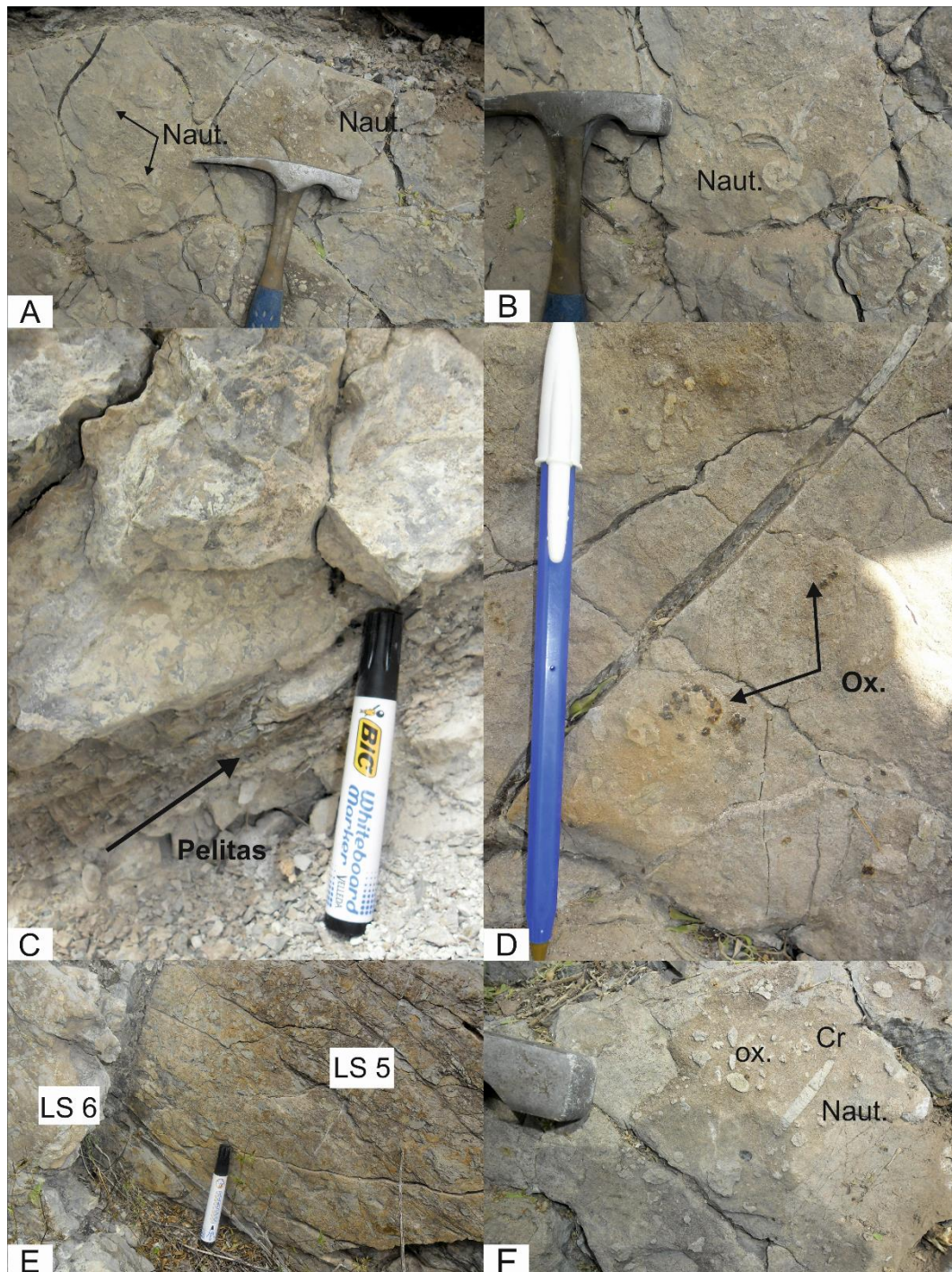


Figura 16: Fotografía de las Litofacies L4-LS. A, B, C y D. Muestra LS4. A. B. Secciones de nautiloideos ortocónicos y planoespiralados. C. Pelitas negras (Fm. Gualcamayo). D. Nódulos de Hierro (Ox.). E. Superficies costrificadas. F. Muestra LS6 con superficie costrificada, conteniendo artejos de crinoideos (Cr), oxidos de hierro (Ox.) y secciones de nautiloideos (Naut.)

Unidad	Muestras	Litofacies
Formación Gualcamayo	LS7	L4-LS. <i>Mudstone-Wackestone</i> nodulares
	LS6	
	LS5	
Formación San Juan	LS4	
	LS3	L3-LS: <i>Mudstone</i> brechoso
	LS2	L2-LS: <i>Wackestone</i> lajoso
	LS1	L1-LS: <i>Wackestone</i> masivo
	LS0	

Figura 17: Cuadro con las litofacies y las muestras colectadas en la sección quebrada Los Sapitos

III. 3. 2. Sección quebrada Río de Los Piojos

III. 3. 2. 1. Ubicación y antecedentes de la sección.

La quebrada Río de Los Piojos (ca. 68°42' W, 29° 38' S) dista aproximadamente 20 km en línea recta de la localidad de Guandacol, Provincia de La Rioja (Figs. 18 y 19).

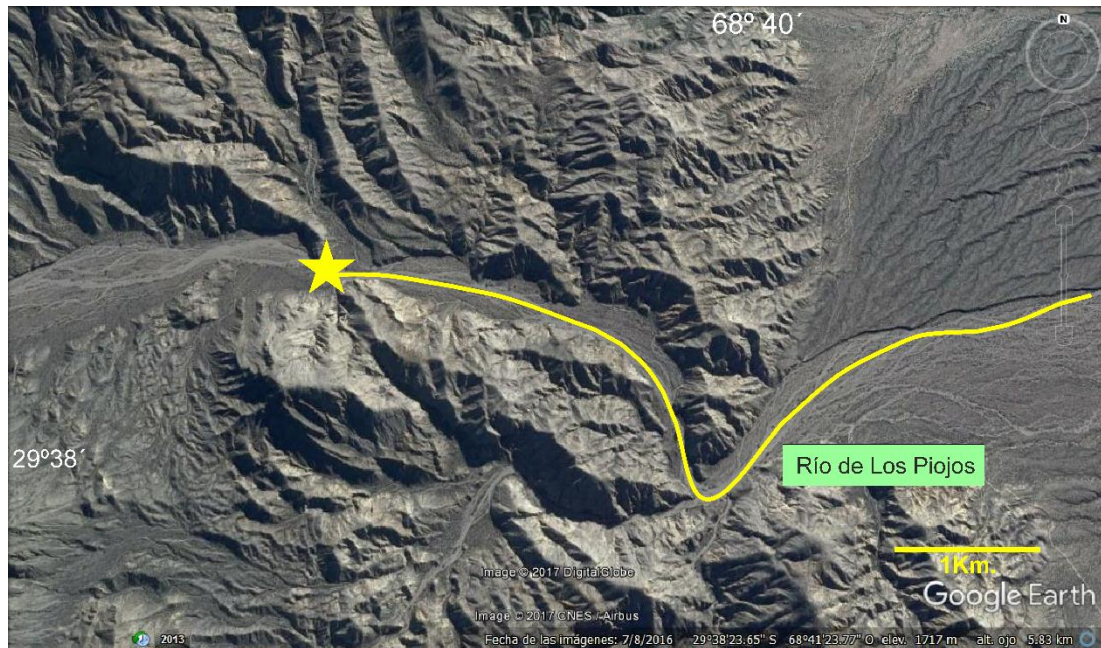


Figura 18: Imagen satelital con la ubicación de la sección qda. Río de Los Piojos, tomada de Google Earth

Las contribuciones realizadas en esta zona se atribuyen a Astini (1994) quien estudia las litofacies de la Formación Gualcamayo en varias secciones del norte de la Precordillera, incluyendo la quebrada Río de Los Piojos. En esta sección describe tres miembros para la unidad, siendo el Miembro Inferior la “transfacies” de pelitas negras y calizas descritas por Baldis y Beresi (1981).

De la Puente y Rubinstein (2013) estudian los palinomorfos de la Formación Conglomerado Las Vacas en la quebrada del Río Los Piojos, registrando el Ordovícico Medio-Superior para estos niveles.

La quebrada Potrerillos está ubicada a 2 km al sur de la quebrada Río de Los Piojos. Albanesi *et al.* (1999) registran en los estratos superiores de la Formación San Juan, la Zona de *Tripodus leavis*, con el FAD de la especie homónima. Presenta la misma asociación de conodontes que en la quebrada Los Sapitos, añadiendo a *Paroistodus parallelus* y *Microzarkodina* sp.

Cuerda y Alfaro (1986) describieron la graptofauna proveniente de la Formación Gualcamayo en quebrada Potrerillos, registrando el Darriwiliano para estos niveles. Una biozonación preliminar de la unidad estratigráfica en estudio fue brindada por Ortega (1986) para las quebradas Potrerillos y río Gualcamayo. La autora establece las Zonas de *Isograptus victoriae*, *Paraglossograptus tentaculatus* y "*Glyptograptus*" *teretiusculus*.

En el área de estudio se encuentran expuestas las calizas y dolomías cambro-ordovícicas de la Formación Los Sapitos intensamente plegadas, calizas de la Formación San Juan, calizas y pelitas de la Formación Gualcamayo, como así también conglomerados, areniscas y pelitas del Grupo Trapiche.

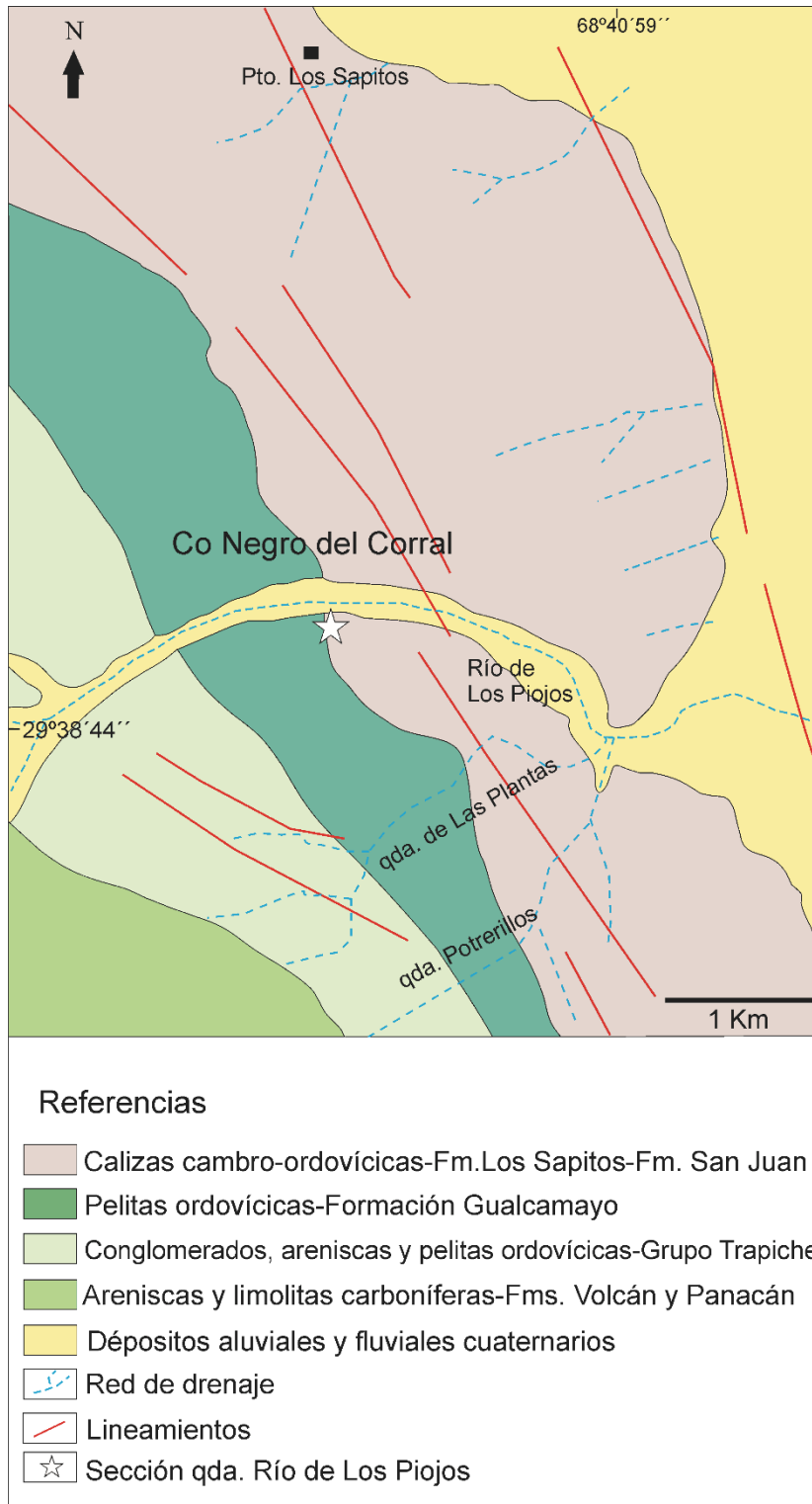


Figura 19: Mapa de ubicación geológica de la quebrada Río de Los Piojos. Fuente: Proyecto Gualcamayo.

III. 3. 2. 2. Descripción del perfil

Se realizó el levantamiento de un perfil litoestratigráfico (Fig. 20) de 9,3 metros de calizas de la Formación San Juan y Formación Gualcamayo (Fig. 21). El perfil comienza con 5 cm de calizas lajas de color gris oscuro con una pátina negra sobre la superficie del estrato (muestra RLP-1), continúa un banco de calizas lajas de 10 cm, de color gris oscuro y tonalidades en verde. En su superficie se observó una costra ferruginosa delgada de 1cm de espesor (muestra RLP0). Se apoya en concordancia un nivel de calizas grises de 8 cm de espesor muy silicificada y con una costra ferruginosa de 1 cm (muestra RLP1). Continúan 10 cm de calizas masivas de color gris oscuro con nódulos de chert e intraclastos de pelitas verdes. Presenta gran cantidad de venillas de calcita y en su superficie se observó una costra ferruginosa de 2cm de espesor (muestra RLP2). Estos niveles de calizas lajas corresponden al techo de la Formación San Juan, desarrollando tres *hardgrounds* en la superficie de los estratos. No presentan fauna visible y sus contactos son irregulares. Luego le sigue un nivel de caliza lajosa de 8 cm de espesor, sin fauna (muestra RLP3) que esta en contacto con un banco de caliza de color gris oscuro a negra de 15 cm (muestra RLP4), con fauna de braquiópodos y artejos de crinoideos. En contacto irregular se dispone 8 metros de brecha carbonática, formada por clastos irregulares de 5 a 10 cm de color gris medio, sin fauna visible (muestra RLP5). Por encima de este paquete, el perfil culmina con un nivel de caliza gris clara de 40 cm de espesor. Presenta una pequeña pátina ferruginosa en su superficie (muestra RLP6).

Las unidades presentes en la zona de Río de Los Piojos están afectadas por un intenso plegamiento. El perfil seleccionado es el más representativo, y poco afectado tectónicamente. Los estratos presentan una inclinación de 45° al oeste.

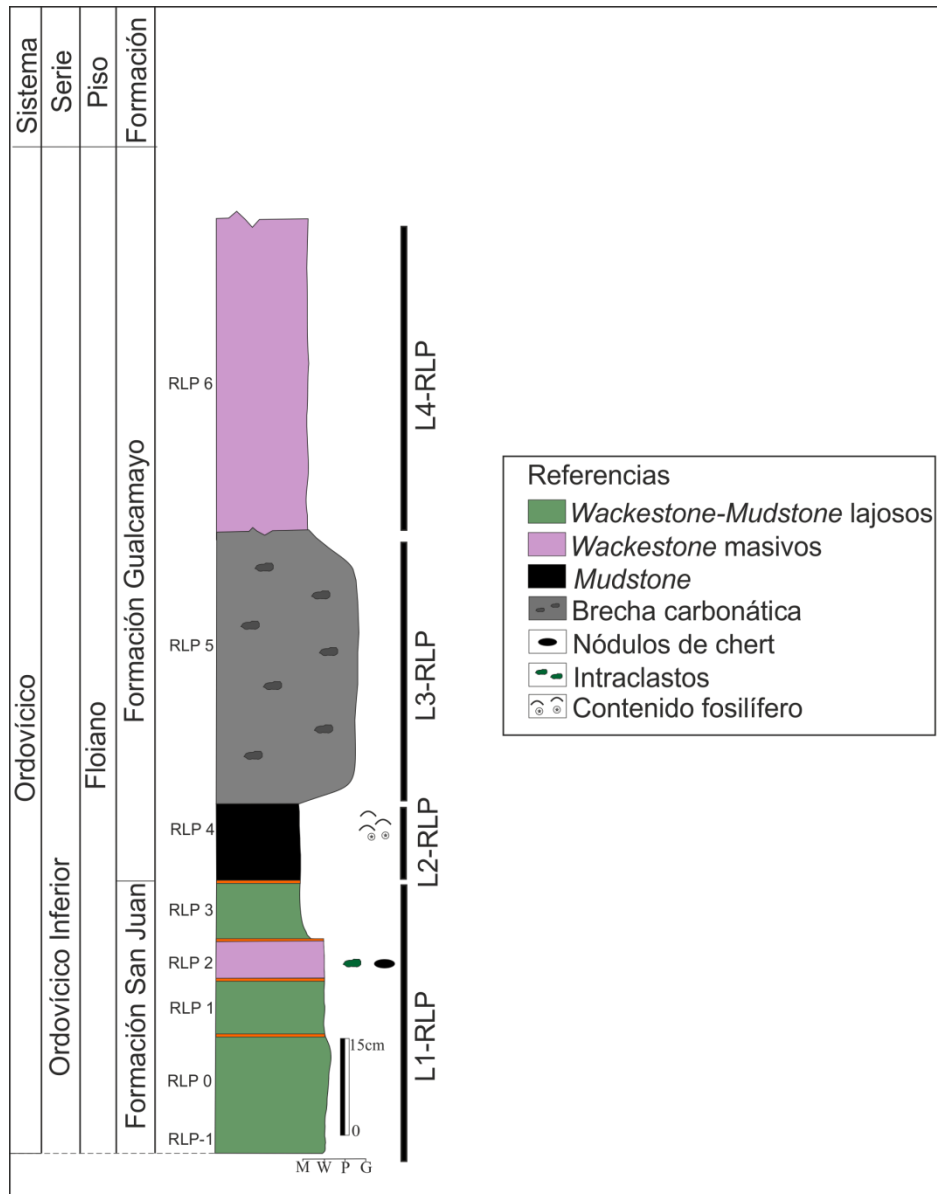


Figura 20: Perfil litoestratigráfico y Litofacies de las formaciones San Juan y Gualcamayo, en la quebrada Río de Los Piojos.

Se reconocieron a lo largo del perfil cuatro litofacies. Una para la Formación San Juan y tres para la Formación Gualcamayo.

III. 3. 2. 2. 1. Litofacies L1-RLP: Wackestone-Mudstone lamosos. Esta litofacies pertenece a los niveles del techo de la Formación San Juan. Está conformada por bancos de 5 a 10 cm de espesor de calizas lamosas, muy silicificadas. La superficie de

todos los bancos, presenta una costra ferruginosa (*hardground*) con tonalidades negras (Fig. 23, C). No se observó fauna en estos niveles. En la muestra RLP2, se observaron intraclastos de pelitas verdes de 2 a 4 cm (Fig. 23, B). Muestras colectadas RLP-1, RLP0, RLP1, RLP2.

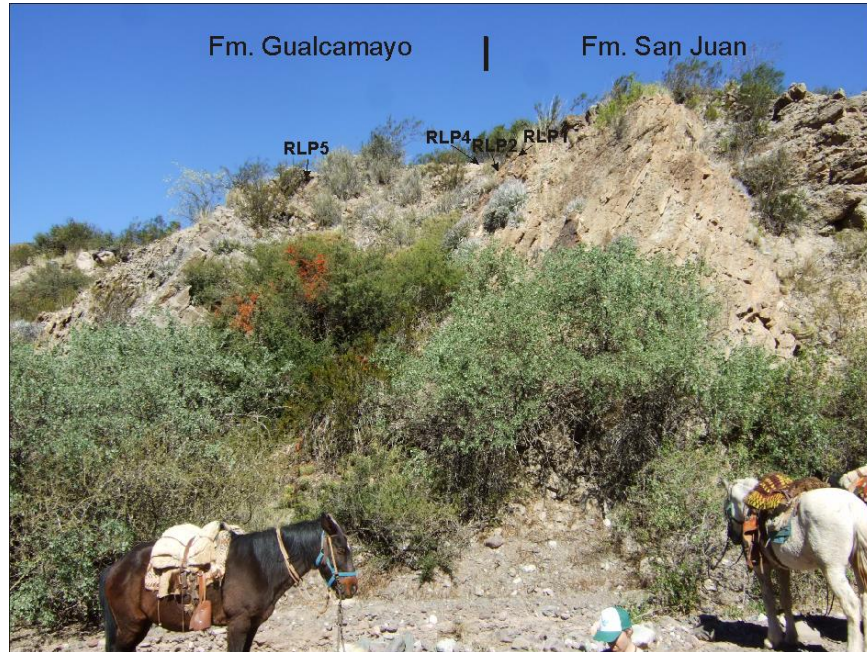


Figura 21: Fotografía del perfil general de la quebrada Río de los Piojos mostrando el pase entre las formaciones San Juan y Gualcamayo y las muestras colectadas.

III. 3. 2. 2. Litofacies L2-RLP: *Mudstone*. Esta litofacies se corresponde con un nivel de caliza muy delgado y de color gris oscuro. Presenta alteración en su superficie. Se observaron valvas de braquiópodos y artejos de crinoideos (Fig. 23). Muestra colectada RLP4.



Figura 22: Fotografías de la Litofacies L1, *mudstone*. Muestra RLP4. Formación Gualcamayo

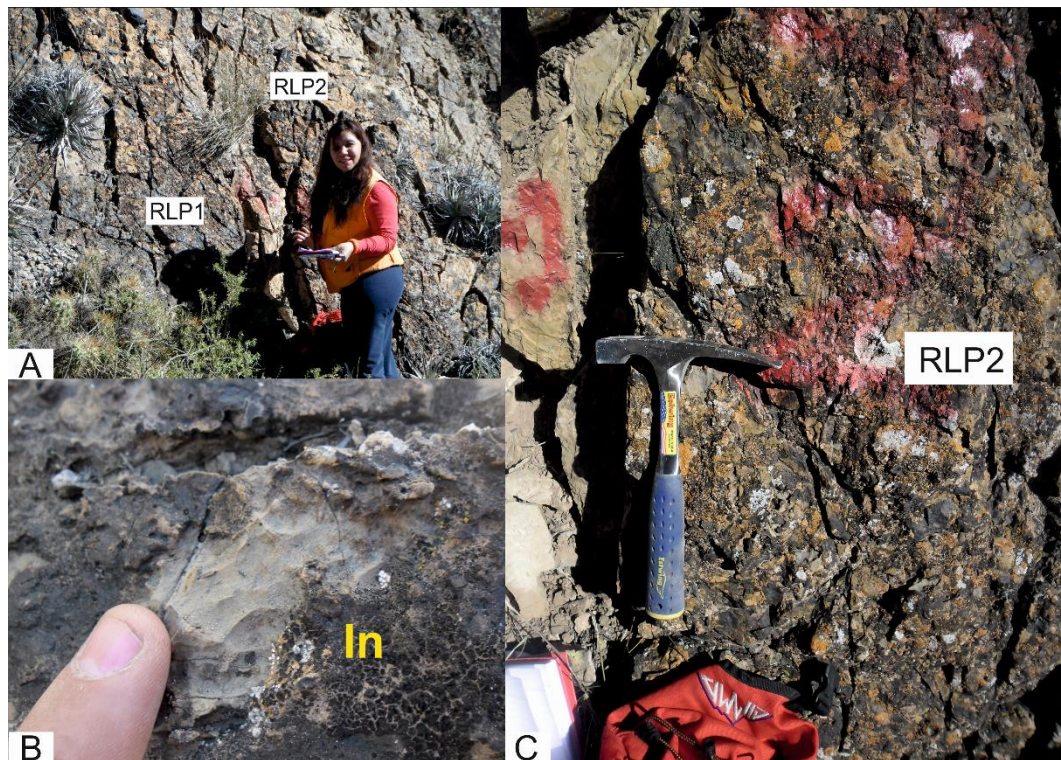


Figura 23: Fotografías de la Litofacies L2. *Wackestone-mudstone* lajosos. **A.** Niveles del techo de la Formación San Juan. **B.** Intraclastos de pelitas (In). **C.** *Hardground* en la superficie de los estratos.

III. 3. 2. 2. 3. Litofacies L3-RLP: Brecha carbonática: Esta litofacies esta formada por clastos de formas irregulares de 5 cm, de color gris claro a medio, ligados por cemento carbonático. No poseen fauna visible. Forman un potente paquete de 8 metros. Su contacto basal es erosivo (Fig. 25). Muestra colectada RLP5.

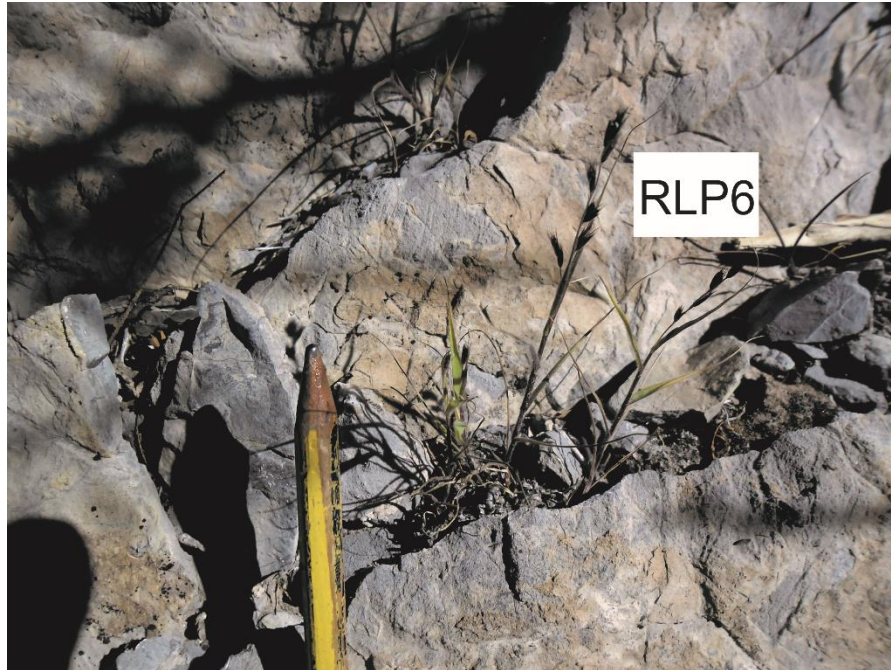


Figura 24: Fotografía de la Litofacies L3, *wackestone* masivos. Muestra RLP 6.
Formación Gualcamayo

III. 3. 2. 2. 4. Litofacies L4-RLP: *Wackestone* masivos: Esta litofacies corresponde a un nivel de caliza masiva de color gris claro, de 40 cm de espesor. Las superficies de los estratos son irregulares y presenta una pequeña costra ferruginosa en su superficie. La parte superior del estrato se presenta levemente bioturbado, aunque no se observó fauna visible para este nivel (Fig. 24). Muestra colectada RLP6.

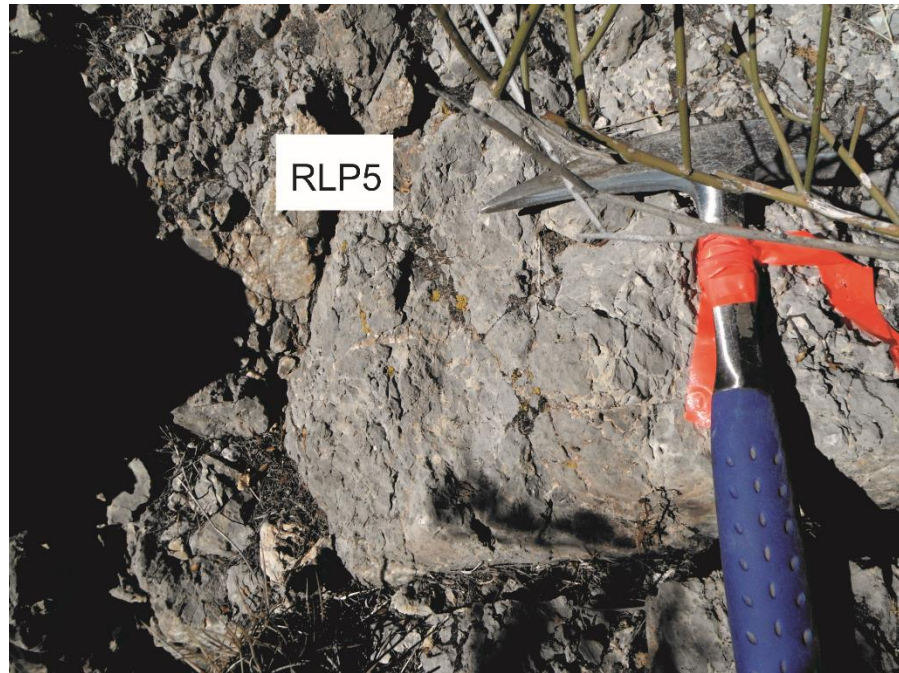


Figura 25: Fotografía de la Litofacies L4, brecha carbonática. Muestra RLP 5. Formación Gualcamayo.

Unidad	Muestras	Litofacies
Formación Gualcamayo	RLP6	L4-RLP: <i>Wackestone</i> masivos
	RLP5	L3-RLP: Brecha carbonática
	RLP4	L2-RLP: <i>Mudstone</i>
Formación San Juan	RLP3	L1-RLP: <i>Wackestone-Mudstone</i> lajosos.
	RLP2	
	RLP1	
	RLP0	
	RLP-1	

Figura 26: Cuadro con las litofacies presentes en la sección quebrada Río de Los Piojos

III. 3. 3. Sección quebrada El Tropiezo

III. 3. 3. 1. Ubicación de la sección

La quebrada El Tropiezo (*ca.* 68°38' W, 29° 45' S) dista aproximadamente 26 km en línea recta de la localidad de Guandacol, Provincia de La Rioja (Figs. 27 y 28) y a 194 km al norte de la ciudad de San Juan. Se accede por la ruta 40 desde la ciudad de San Juan hasta el acceso a Mina Gualcamayo. Luego se continúa por los caminos realizados por la empresa, para concluir en las inmediaciones del río Gualcamayo.

En el área de estudio se encuentran expuestas las calizas y dolomías cambro-ordovícicas de la Formación Los Sapitos, calizas de la Formación San Juan, pelitas de la Formación Los Azules y conglomerados, areniscas y pelitas del Grupo Trapiche.

La sección quebrada El Tropiezo no presenta antecedentes previos. La presente constituye la primera contribución sobre bioestratigrafía de conodontes y microfacies carbonáticas de los últimos metros de la Formación San Juan en este sector.

En una faja paralela, hacia el oeste, se encuentra la quebrada de Las Corriditas, en la cual se encuentran expuestas las formaciones San Juan y Los Azules. Astini (1994) incluye en su estudio de las litofacies de la Formación Gualcamayo: la quebrada de Las Corriditas, describiendo para el Miembro Inferior de la Formación Gualcamayo la transfacies de pelitas y calizas, incluyendo niveles de brecha carbonática a la base de la unidad.

Albanesi *et al.* (1999) estudian la bioestratigrafía de conodontes para las secciones del norte de la Precordillera, incluyendo la quebrada Las Corriditas. Los

autores en este trabajo no mencionan, ni figuran la conodontofauna presente en esta sección. En la quebrada Puesto Los Alamos, Albanesi *et al.* (1999) registran la Zona de *Baltoniodus navis* para el Miembro Inferior de la Formación Gualcamayo. Otra contribución sobre la bioestratigrafía de graptolitos en esta sección se debe a Máspero Castro *et al.* (2003), quienes estudian las graptofaunas del Miembro Medio de la Formación Gualcamayo y registran la Zona de *Undulograptus austrodentatus* para la parte inferior de la unidad, asignando una edad darriwiliana para estos niveles.

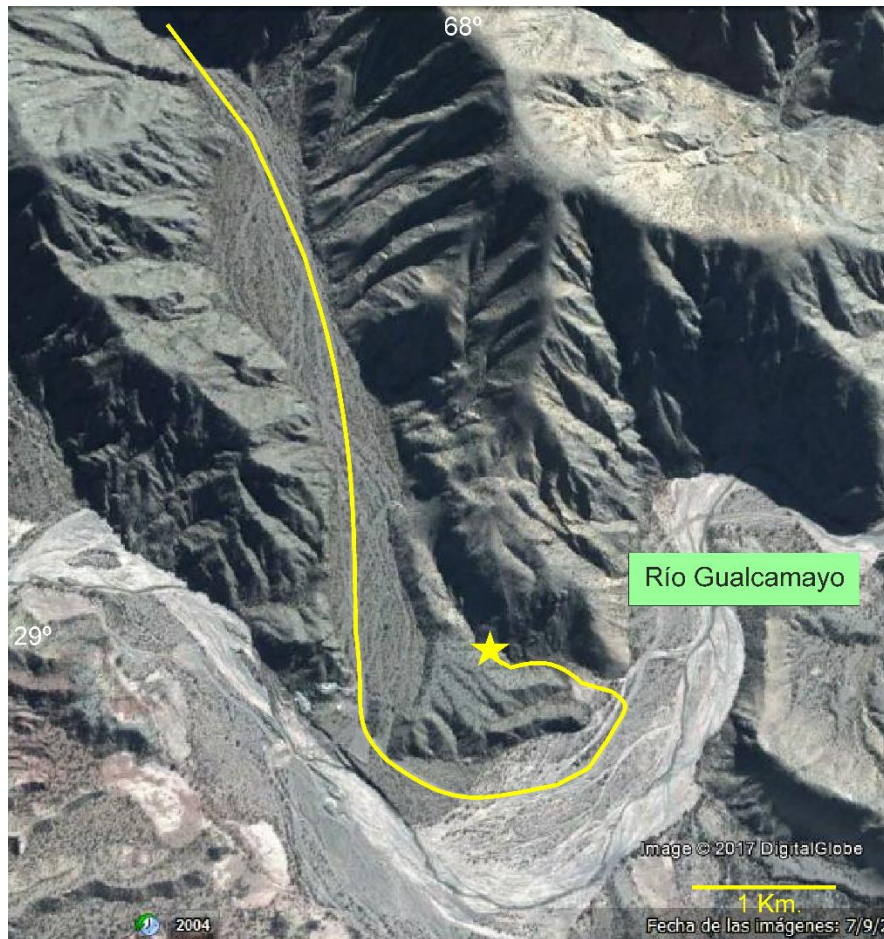


Figura 27: Imagen satelital con la ubicación de la sección El Tropiezo, tomada de Google Earth

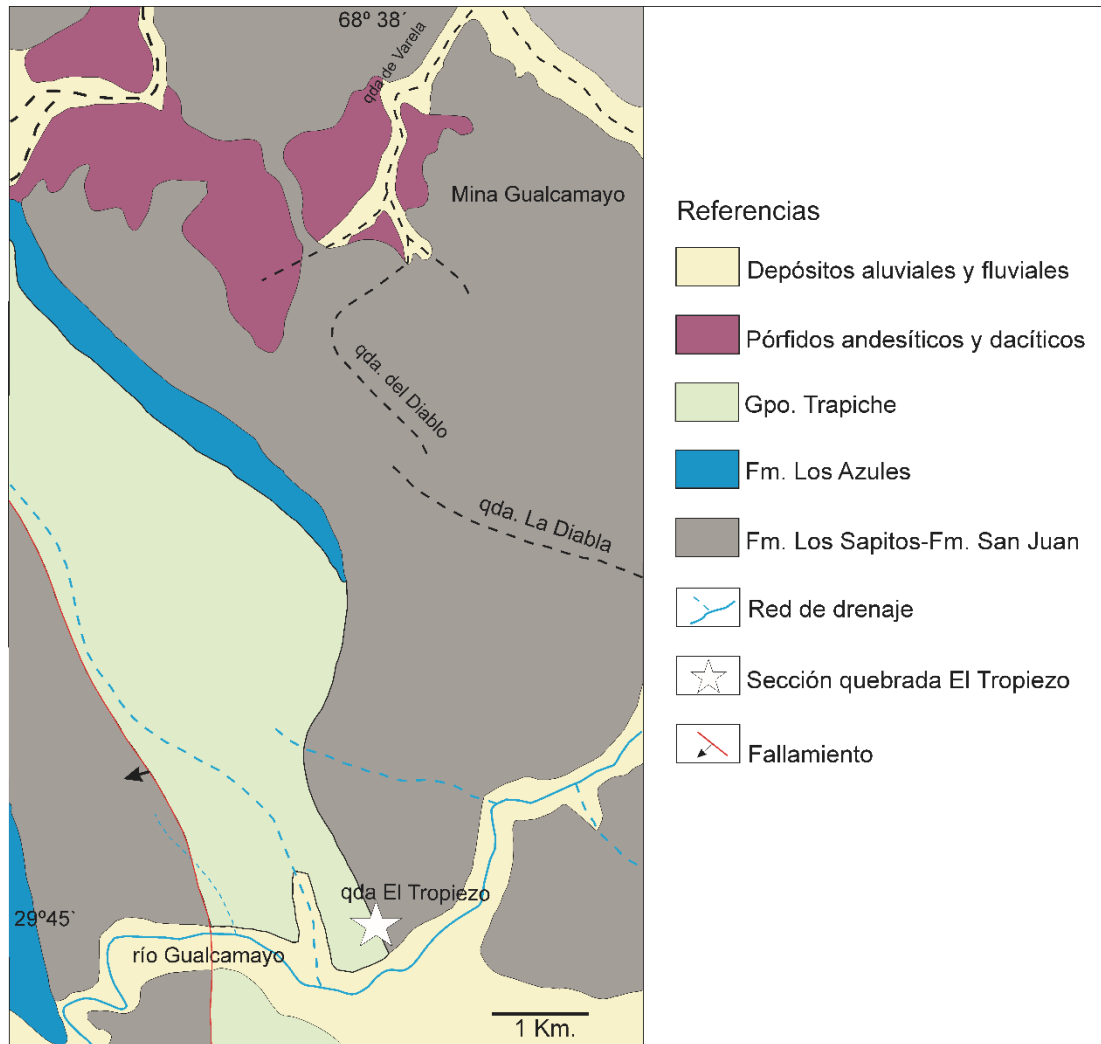


Figura 28: Mapa de ubicación geológica de la quebrada El Tropiezo. Fuente: Proyecto Gualcamayo.

III. 3. 3. 2. Descripción del perfil

Se realizó el levantamiento de un perfil litoestratigráfico (Fig. 29), del último metro de la Formación San Juan. El perfil comienza con 25 cm de calizas lajosas muy silicificadas de color gris medio a oscuro, con fauna de nautiloideos, gastrópodos y braquiópodos (muestra G1). Le sigue un banco de caliza de color gris medio de 5 cm de espesor. Presenta tonalidades verdosas en su superficie. No contiene fauna visible (muestra G2). En contacto neto se dispone un nivel de caliza de 20 cm de espesor, sin macrofauna visible (muestra G2-3). Continúan calizas

nodulares con abundantes nautiloideos y gastrópodos. El espesor del banco es de 10 cm (muestra G3). En contacto neto se dispone un banco de calizas nodulares de color gris oscuro de 20 cm de espesor, con intraclastos de pelitas y pequeños nódulos de hierro (muestra G3-4). La Fm. San Juan culmina con un nivel de 20 cm de calizas gruesas nodulares, cuya superficie se presenta bioturbada. Contiene óxidos de hierro, fauna de nautiloideos y gastrópodos. Superficies con contactos netos (muestra G4). Hacia la parte superior del perfil se distinguen en algunos sectores del afloramiento niveles de calizas sucedidos por pelitas negras de escaso espesor, cubiertas en contacto erosivo por la Fm. Conglomerado Las Vacas.

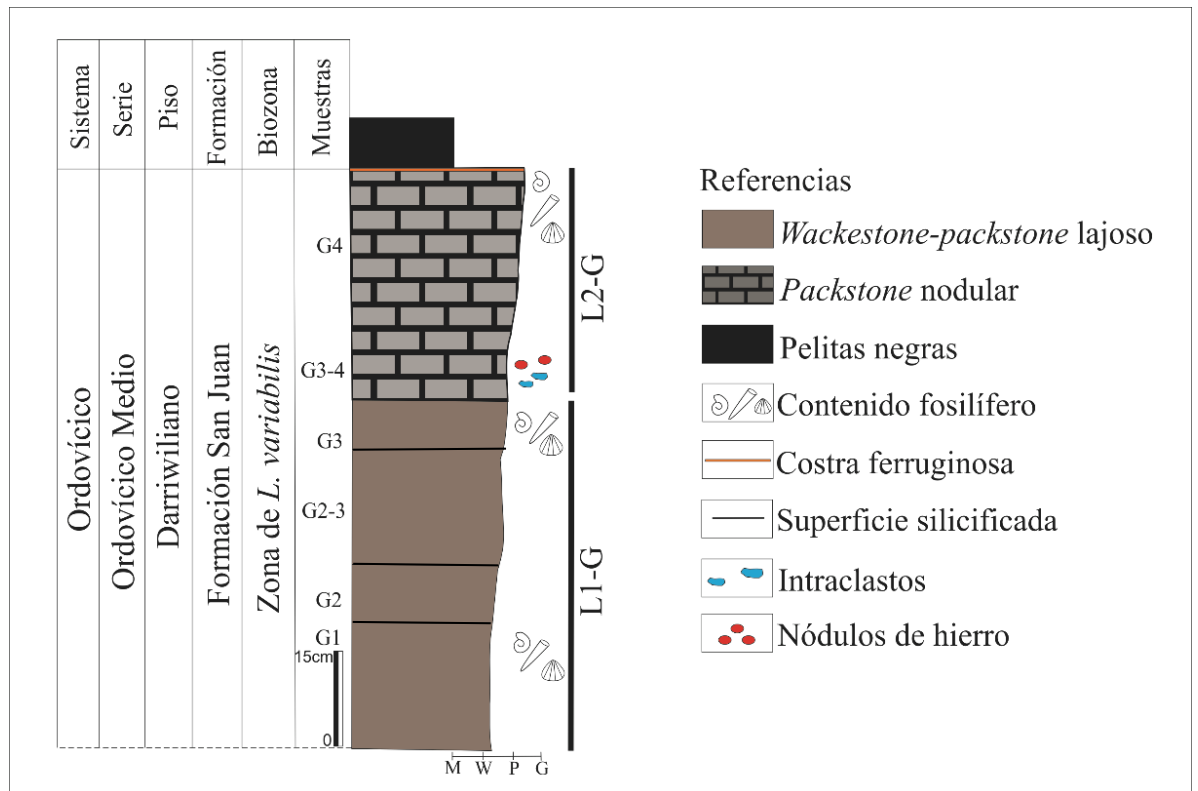


Figura 29: Perfil litoestratigráfico y litofacies de la Formación San Juan, en la quebrada El Tropez.

Se reconocieron a lo largo del perfil de la Formación San Juan, dos litofacies (Fig. 32), que se describen a continuación:

III. 3. 3. 2. 1. Litofacies L1-G. *Wackestone-Packstone* lajosos: Esta litofacies esta compuesta por calizas muy silicificadas de color gris claro a medio. Forman bancos de 5 a 25 cm de espesor. Presenta superficies irregulares. La superficie de los estratos presenta una delgada costra de color gris oscuro y tonalidades verdosas, posiblemente alterados por la mineralización que afecta a esta zona. La fauna predominante presente en esta litofacies son nautiloideos tipo ortoceras y endoceras con cámaras bien definidas (Fig. 30). Algunos ejemplares se encuentran silicificados y llegan a medir hasta 50 cm de largo. Además se observaron gastrópodos (*Maclurites* sp.) (Fig. 30, E), y gran cantidad de venillas de calcita. Muestras colectadas G1, G2, G2-3 y G3.

III. 3. 3. 2. 2. Litofacies L2-G. *Wackestone-Packstone* nodulares: Esta litofacies está compuesta por calizas nodulares, con bancos de 20 cm, de color gris oscuro, y textura gruesa. Las superficies de los estratos son irregulares. Contienen nódulos de hierro pequeños e intraclastos de pelitas de color verde de formas irregulares y tamaños de 3 cm. Las superficies se encuentran bioturbadas. La fauna está compuesta principalmente por nautiloideos ortocerátidos (Mestre *et al.*, 2013), cuyo largo varía de 5 a 8 cm. Algunos ejemplares presentan una dirección preferencial y generalmente se encuentran silicificados. También se observaron poríferos (esponjas) (Fig. 31, B) y gastrópodos de 5 cm (*Maclurites* sp.). Muestras colectadas G3-4 y G4.

El último nivel de calizas, que corresponde al techo de la Formación San Juan, presenta una superficie costrificada (Fig. 31, E) (*hardground*). Tiene un cm de espesor, y está patinado con colores negros, propios de una superficie oxidada.

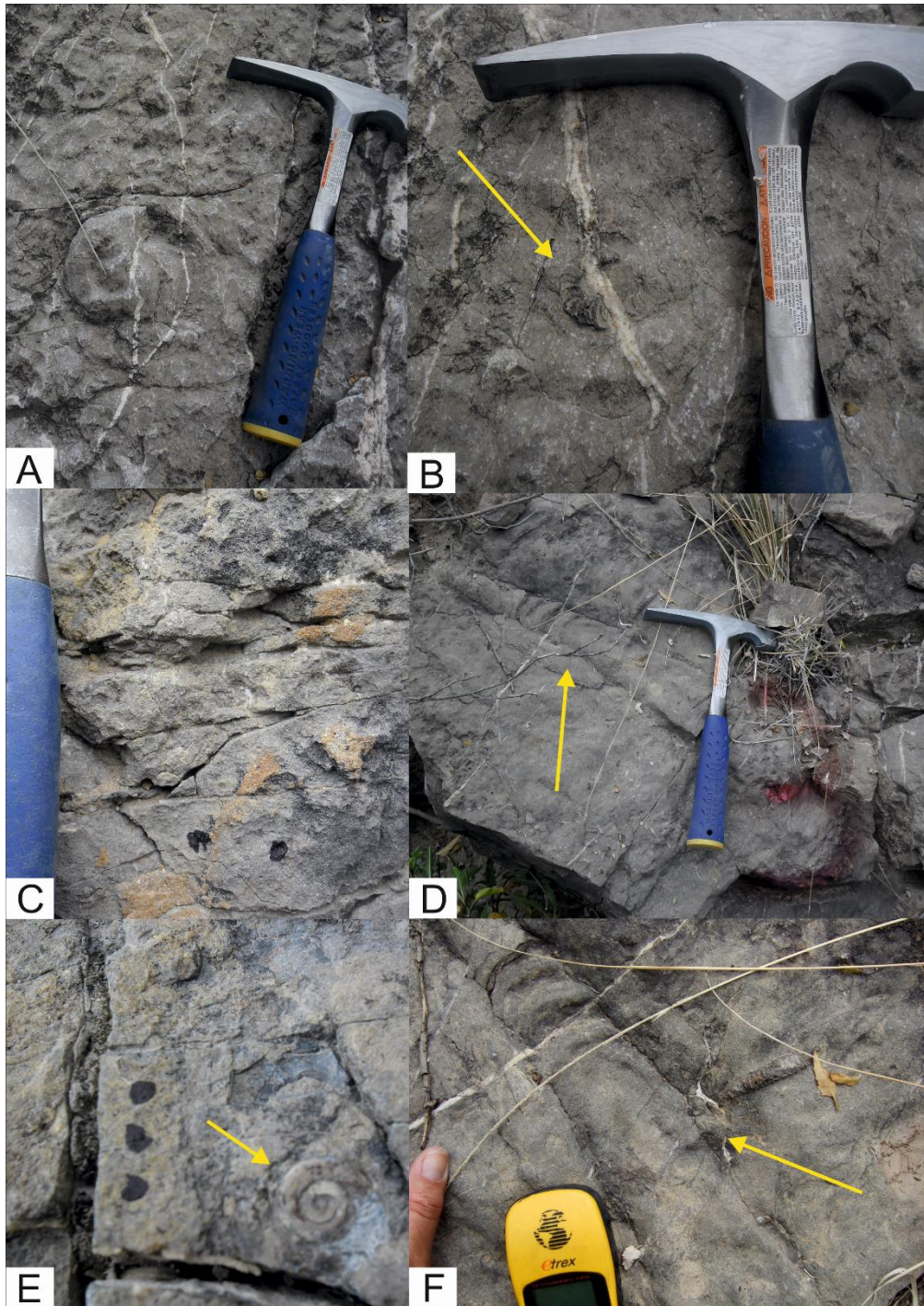


Figura 30: Fotografías de las Litofacies L1-G, *wackestone-packstone* lajosos, quebrada El Tropiezo. En las fotos **A**, **B**, **D**, **E** y **F** se pueden observar la gran cantidad de secciones de nautiloideos ortocónicos y planoespiralados a lo largo del perfil. **C**. caliza lajosa.



Figura 31: Fotografía de las Litofacies L2-G, *Wackestone-Packstone* nodulares, qda. El Tropiezo. **A.** Intraclastos (In), muestra G 3-4, **B.** Nautiloideos ortocónicos (Naut.) y estructura de una esponja (Esp.). **C y D.** Secciones de nautiloideos alineados. **E.** Superficie costrificada (techo de la Fm. San Juan).

Unidad	Muestras	Litofacies
Formación San Juan	G4	L2-G: <i>Wackestone-Packstone</i> nodulares
	G3-4	
	G3	L1-G: <i>Wackestone-Packstone</i> lajosos
	G2-3	
	G2	
	G1	

Figura 32: Cuadro con las litofacies y las muestras colectadas en la sección qda. El Tropezio

CAPÍTULO IV: MICROFACIES CARBONÁTICAS. DESCRIPCIÓN Y CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES

IV. 1. Definición de microfacies

El concepto de microfacies fue originalmente definido por Brown (1943) y posteriormente por Cuvillier (1952), sólo tomaba en cuenta criterios petrográficos y paleontológicos estudiados en secciones delgadas. En la actualidad, **microfacies** es considerado como el conjunto de todos los datos sedimentológicos y paleontológicos, que pueden ser descriptos y clasificados en secciones delgadas, pulidas o muestras de rocas, con el objeto de obtener una interpretación genética (Flügel, 2010).

Los datos *paleontológicos* incluyen los tipos de organismos (tipo, clase, género, especie), diversidad de fauna y/o flora, huellas fósiles, bioturbación, pellets fecales (peloides) y connotaciones ecológicas o paleoecológicas de los mismos. A través de los datos paleontológicos pueden inferirse luminosidad, profundidad, ambiente marino abierto o protegido, distancia de la costa, salinidad, temperatura, tipo de sustrato, resistencia a la energía, entre otros.

Los datos *petrológicos-sedimentológicos* incluyen textura, fábrica, estructuras, tipos de partículas (ooides, intraclastos, etc.), aspectos texturales, tamaño, selección, redondeamiento, aspectos de fábrica, empaquetamiento, orientación, imbricación, relaciones grano-matriz, tipos de cementos, tipo de porosidad y procesos diagenéticos (ej. dolomitización).

IV. 2. Componentes de las rocas carbonáticas

Se distinguen dos tipos de componentes en las rocas carbonáticas: los ortoquímicos y los aloquímicos.

Entre los materiales ortoquímicos se encuentra la *micrita*, que es la matriz o barro carbonático compuesto por un agregado de cristales finos menores a 4 micras de aragonito a calcita rica en Mg. Por diagénesis se transforman en cristales de calcita baja en Mg. Al microscopio se observa como una masa homogénea criptocristalina y oscura, normalmente de color pardo (Fig. 33, A y D).

El origen de la micrita puede ser por precipitación química (*lagoons* hipersalinos), precipitación bioquímica, por fotosíntesis de algas (*lagoons* y lagos de agua dulce), por desintegración de algas verdes (*halimeda, penicillus*), actividad bioerosiva, degradación mecánica de esqueletos bioclásticos o actividad bacteriana.

La micrita es un material primario en la formación de la roca, se forma en ambientes protegidos, de baja energía. Cuando hay agitación, los pequeños cristales se dispersan por las aguas.

La *esparita* (ortoesparita) es un término usado genéricamente para los cementos carbonáticos. El cemento esparítico es un agregado de cristales de carbonato (aragonito o calcita) de tamaños mayores a las 4 micras que precipitan en los espacios existentes entre los granos de un sedimento carbonatado o en los espacios internos de estas partículas (Fig. 33, B y D). Existen varios tipos de cemento, dependiendo del ambiente de formación.

La pseudoesparita se forma por procesos neomórficos de recristalización (a diferencia del cemento esparítico).

La microesparita es una roca carbonática microcristalina que abarca un amplio rango de tamaños de cristales. Folk (1959, 1965) distingue entre micrita (<4µm) y microesparita (4-30µm) (Fig. 33, C).

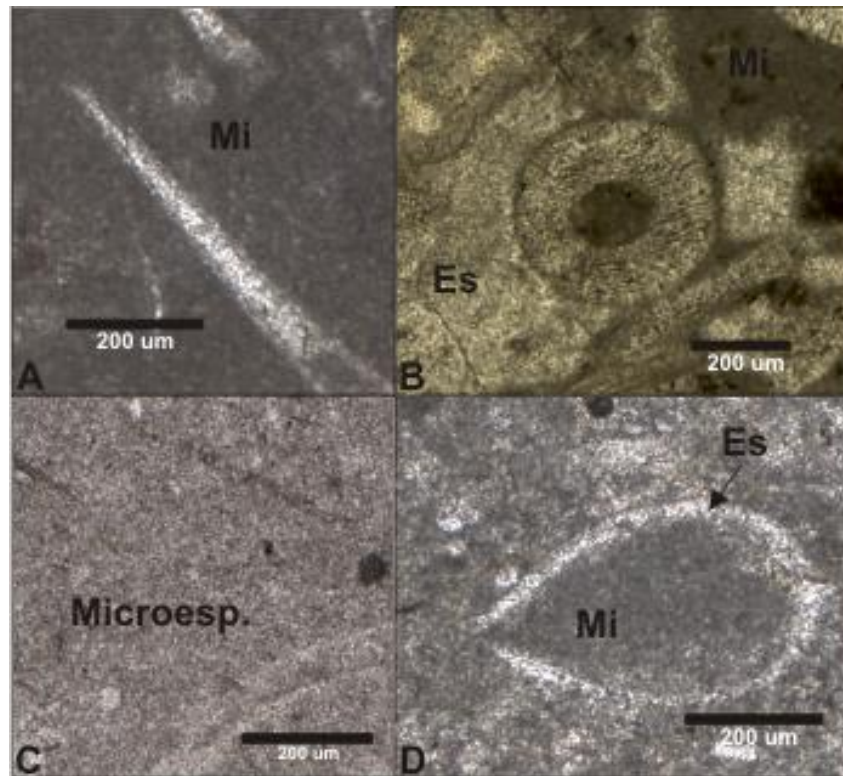


Figura 33: Microfotografías mostrando los diferentes componentes carbonáticos. **A.** Matriz micrítica (Mi), muestra LS7. **B.** Cemento esparítico (Es) rellenando espacios entre bioclastos, micrita en parches (Mi), muestra G1. **C.** Microesparita recrystalizada, muestra LS0. **D.** Esparita reemplazando el exterior de valva articulada, matriz micrítica (Mi), muestra LS1.

Los componentes aloquímicos (*aloquemos*) o granos carbonatados están constituidos por granos esqueléticos y no esqueléticos.

Entre los primeros se encuentran los *bioclastos* (fósiles) que son los restos completos o fragmentados de los esqueletos construidos por organismos. Ej: moluscos (pelecípodos, gastrópodos, cefalópodos), braquiópodos, equinodermos, briozoos, foraminíferos, corales, algas calcáreas, entre otros. Se forman en cualquier ambiente marino o continental. Los diferentes grupos, géneros o especies están restringidos a determinados subambientes.

Los granos no esqueléticos son cualquier tipo de partícula carbonatada de origen bioquímico o químico, que normalmente ha sufrido algún grado de transporte. Entre ellos se encuentran:

Los **oolitos (ooides)** de forma esférica o subesférica (elipsoidal), consisten en una o más láminas concéntricas regulares de calcita alrededor de un núcleo (grano de cuarzo, bioclasto, etc). Sus tamaños son menores a 2 mm, frecuentemente entre 0,2-0,5 mm. Si su tamaño supera los 2 mm, reciben el nombre de **pisolitos** o **pisoides**. Poseen buena selección. Se forman por precipitación inorgánica (química) en aguas marinas tropicales, en áreas de plataforma somera (menos de 5 metros de profundidad, a veces hasta 10-15 m.). Indican alta energía.

Los **oncolitos (oncooides)** presentan laminación micrítica irregular alrededor de un núcleo. La precipitación de las láminas es debido a la actividad de algas (a diferencia de los oolitos). Tienen tamaño muy variable, de centímetros a decímetros. Tienen mala selección. La formación de los oncolitos es muy similar a la de los estromatolitos, pero sin fijarse al sustrato.

Los **peloides** son de forma ovoidal, están compuestos por micrita con una estructura interna masiva. Tienen tamaños variables, aunque generalmente entre 0,1 y 0,5 mm de diámetro. Los originados por la actividad fecal de organismos, se denominan *pellets fecales*. Su origen también puede ser por destrucción y homogenización de la estructura interna de partículas previas por abrasión mecánica o erosión biológica, retrabajo y redondeamiento de barros calcáreos (intraclastos finos). Se forman en ambientes protegidos (*lagoons* y llanuras mareales) o en cavidades dentro de arrecifes.

Además, pueden reconocerse fragmentos retrabajados de la misma cuenca (intraclastos) o fuera de la cuenca (extraclastos). Los *intraclastos* son los fragmentos retrabajados de sedimento débilmente consolidado dentro de una cuenca de sedimentación por la acción de corrientes, oleaje o deslizamientos. La morfología típica es generalmente angulosa, de tamaños variables compuestos de barro micrítico y/o fragmentos de bioclastos u otros granos. Se forman en cualquier zona de plataforma, talud o llanura abisal, con aumentos bruscos de energía que retrabaja sedimentos previamente depositados. Los *extraclastos* son partículas redondeadas o angulosas procedentes de la erosión de rocas externas al ambiente de sedimentación. Incluyen a las partículas terrígenas correspondientes a granos no carbonatados tales como fragmentos de roca, cuarzos, feldespatos, chert o arcillas.

Los *granos agregados* son granos complejos que consisten en varias partículas (bioclastos, ooides, peloides) unidas entre sí por micrita o cemento esparítico. Normalmente tienen formas lobulares, irregulares, subredondeadas o botroidales. Se forman en ambientes submareales o intermareales con circulación restringida.

IV. 3. Clasificaciones de las rocas carbonáticas.

La clasificación de rocas carbonáticas se hace en función de los elementos texturales que la componen y de la fábrica de estos.

La clasificación de Folk (1959, 1962) está basada principalmente en la composición. Distingue tres componentes y sus proporciones relativas (aloquímicos, matriz, cemento). Dependiendo de cuál sea el aloquímico dominante utiliza como prefijo: **Bio** para granos esqueléticos, **Oo** para ooides, **Pel** para peloides e **Intra** para intraclastos. Seguida por el término micrita o esparita dependiendo de cuál sea el

componente que liga. Si dominan dos tipos, los términos se combinan, ejemplo biopelaparita.

A.

La textura original del depósito es reconocible					La textura no se reconoce
Los componentes originales no están soldados				Componentes soldados	Carbonatos cristalinos
Contiene lodo		Sin lodo		Grano soportado	
Lodo soportado		Grano soportado			
% Granos vs Matriz					
< 10% granos	> 10% granos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	

B.

Calizas alóctonas componentes originales no ligado orgánicamente durante la deposición						Calizas autoctonas componentes originales ligados orgánicamente durante la deposición		
menos 10% componentes < 2mm			más 10% componentes > 2mm			<i>Boundstone</i>		
Contiene lodo		Sin lodo		Matrix soportado	> 2mm componentes soportados	por organismos que actúan como barreras	por organismos encrustantes que cementan sedimento	por organismos que construyen una estructura rígida
Lodo soportado		Grano soportado						
menos 10% granos	mas 10% granos							
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>

Figura 34: **A.** Clasificación de Dunham (1962). **B.** Clasificación de Embry y Klovan

La clasificación de rocas carbonáticas de Dunham (1962) (Fig. 34, A) es una clasificación de tipo textural, utiliza los porcentajes relativos de granos y de lodo micrítico (presencia o no de micrita) si es grano sostén o no. Esta clasificación presenta como ventaja su fácil utilización en terreno, debido a que los nombres son colocados dependiendo de la textura deposicional de la roca. Tiene connotaciones en cuanto a indicación de energía en el medio sedimentario. Ejemplo, *grainstone*: sedimentos muy lavados, *mudstone*: sedimentos propios de aguas no agitadas. Esta

clasificación no hace referencia al tamaño de los granos ni al tipo de estos; se suele hacer, mención de ello, ej. *grainstone* oolítico, o *packstone* de crinoides.

Cuando la textura original es visible y sus componentes originales no están unidos, y a su vez poseen alto contenido de lodo (micrita) siendo lodo sostén con menos del 10% de granos, corresponde a un *mudstone*. Si contiene más del 10% de granos es un *wackestone*. Si contiene lodo en menor cantidad siendo grano sostén es un *packstone* y si no contiene lodo es grano sostén, es un *grainstone*. Cuando los componentes se forman juntos durante la depositación es un *boundstone*. Si la textura original no es visible son carbonatos cristalinos.

Las modificaciones propuestas por Embry y Klovan (1971) (Fig. 34, B) a la clasificación de Dunham inciden sobre el tamaño de los granos, en el caso de sedimentos formados por partículas individuales y sobre los diferentes tipos de calizas bioconstruídas (*boundstone*) en función de cómo se realiza la construcción del edificio carbonático; estructuras esqueléticas rígidas (*framestone*), incrustaciones y enlazamiento (*bindstone*) o atrapamiento por efecto pantalla (*bafflestone*).

IV. 4. Antecedentes de estudio de microfacies en Precordillera

Una de las primeras contribuciones sobre microfacies fue realizada por Beresi (1986) quien propone un modelo depositacional para las calizas de la Formación San Juan, integrando varios perfiles a lo largo de la Precordillera. Esta autora caracteriza diferentes subambientes, que indican somerización y profundización dentro de la plataforma carbonática.

Cañas (1995) reconoce de manera general para toda la Precordillera cinco asociaciones de facies, entre ellas; 1. *facies de montículos arrecifales-algales*, compuestas por *rudstone*, *grainstone* y *packstone* con pequeños biohermos de

composición biótica variada, desarrollados en un ambiente de rampa interna; 2. *facies intraclásticas-esqueletales*, constituidas por *wackestone* esqueletales, conglomerados intraclásticos y *packstone-grainstone* intraclásticos, depositadas en un rampa media; 3. *facies de grainstone biointraclástico y oncolítico*, forman capas de *rudstone* y *grainstone* con oncoides, *Girvanella* e intraclastos retrabajados, depositadas en un ambiente de rampa interna; 4. *facies de calizas nodulares*, compuesta por *wackestone* depositados en aguas quietas, en ambiente marino abierto por debajo de la base de olas de tormentas y 5. *facies de calizas bandeadas*, compuesta por *wackestone* bioclástico en parte *packstone* y *grainstone*, la misma ocurre en el intervalo transicional (transfacies de Baldis y Beresi, 1981) entre los carbonatos de rampa de la Formación San Juan y la base de las pelitas negras de la Formación Gualcamayo, representaría la transición a facies de rampa distal.

Heredia *et al.* (2010) reconocieron cinco microfacies carbonáticas en la Formación San Juan, en la Sierra de La Higuera, localidad de Salagasta. La asociación de facies y microfacies les permitió proponer un ambiente de plataforma abierta, de aguas oxigenadas, dentro de la zona fótica y en clima cálido variando desde intertidal bajo a subtidal somero, con desarrollo de barras frontales bioconstruídas, principalmente por crinoideos, en ambientes de agitación moderada. Asociadas a estas facies hallaron niveles de brechas carbonáticas, las cuales estuvieron genéticamente vinculadas a la línea de las barras.

Para el Ordovícico Medio, Mestre (2010) describió tres microfacies carbonáticas para el techo de la Formación San Juan (zonas de *Y. crassus* y *E. pseudoplanus*) en la quebrada La Brecha; *mudstone-grainstone-packstone* biointraclástico y *grainstone* biolitolítico, interpretando un ambiente de rampa

media distal a rampa externa y uno de rampa externa. En el cerro La Chilca, la autora describió diez microfacies desde *mudstone* a *grainstone* biointraclásticos, definiendo cinco asociaciones de facies, que le permitió interpretar ambientes desde subtidales a rampa externa distal. En la qda del Aluvión describió 6 asociaciones de facies de rampa interna subtidal a rampa media de baja energía.

Mestre (2011) describe por primera vez para el último metro de la Formación San Juan, niveles de brechas intraclásticas en dos secciones de la Precordillera Central. El origen de los intraclastos estaría relacionado con un importante evento erosivo, que podría vincularse con ondas de gran magnitud generadas por tsunamis o tormentas fuera de serie, que afectaron a la rampa carbonática durante el Darriwiliano medio. La autora registra la reducción en la población de conodontes asociada a las brechas, evidencia contundente de que existió un cambio desfavorable en las condiciones ambientales que generó una migración de estos organismos hacia otras áreas de la cuenca.

Soria *et al.* (2017) describen e interpretan las microfacies carbonáticas de la Formación San Juan en la sección de Niquivil, considerando el intervalo estratigráfico comprendido entre las zonas de conodontes *Oepikodus evae* y *Oepikodus intermedius*. El análisis de las microfacies y los conodontes asociados permitieron el reconocimiento de diferentes subambientes carbonáticos dentro de la rampa carbonática desarrollada durante el Floiano tardío de la Precordillera Central. Estos autores reconocieron cinco microfacies. La interpretación vertical de estas microfacies permitió indicar una tendencia hacia la somerización de la rampa carbonática en la sección de Niquivil para el lapso temporal estudiado. Este correspondería con un ambiente de rampa media de baja energía sin efecto de acción

de olas que evoluciona hacia a un ambiente de rampa media-interna, con mayor energía por acción de oleaje y desarrollo de tempestitas.

Actualmente, existen escasos trabajos sobre microfacies carbonáticas de la Formación San Juan, que traten temas de detalle y aspectos puntuales; por este motivo se considera necesario realizar una caracterización de los ambientes y subambientes de este tramo en el norte de la Precordillera.

IV. 5. Descripción de las microfacies y consideraciones paleoambientales

La descripción de rocas carbonáticas en cada sección de estudio se llevó a cabo con la clasificación modificada de Embry y Klovan (1971). Las microfacies se han enumerado de acuerdo con el incremento en la energía del medio depositacional.

IV. 5. 1. Ordovícico Inferior

IV. 5. 1. 1. Sección quebrada Los Sapitos

En la sección de la quebrada Los Sapitos se analizaron ocho superficies pulidas y láminas delgadas, cinco de las cuales pertenecen a la Formación San Juan (Fig. 35) y tres a la Formación Gualcamayo (Fig. 36). Se describieron cinco microfacies carbonáticas a lo largo del perfil.

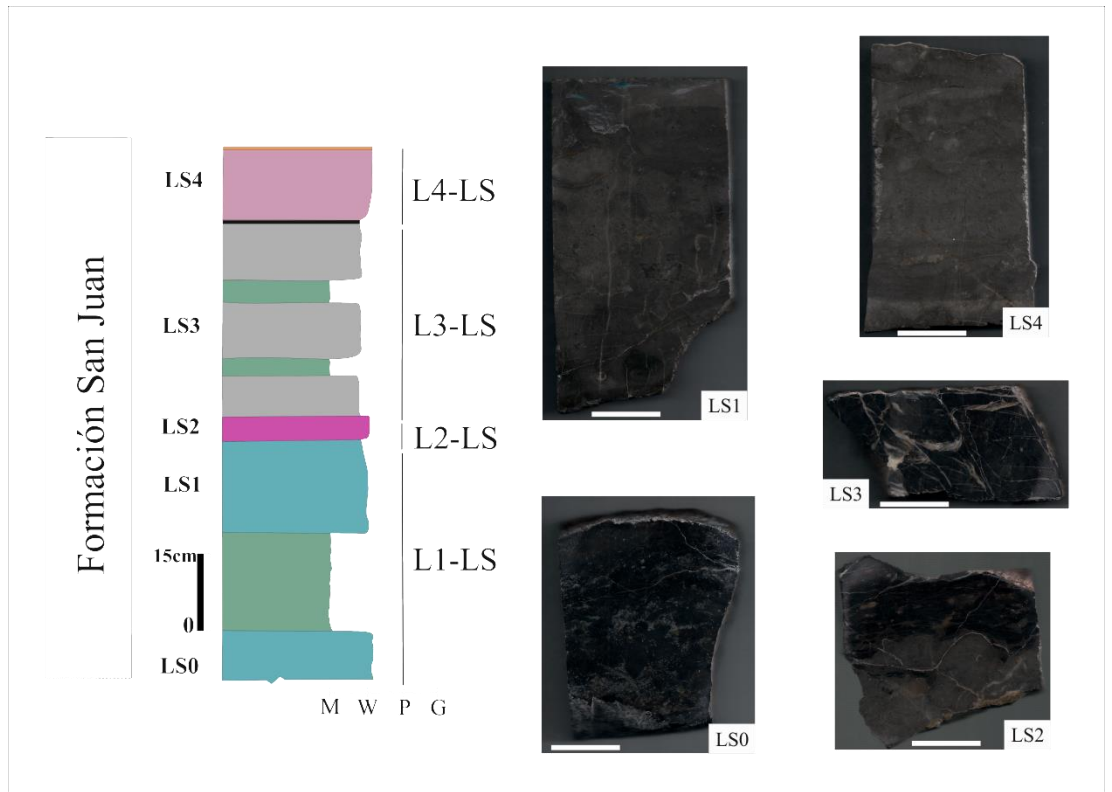


Figura 35: Perfil qda. Los Sapitos (Formación San Juan), con distribución de las secciones pulidas. La escala gráfica de las superficies pulidas indica 3 cm.

IV. 5. 1. 1. 1. M1-LS. *Mudstone* - *Wackestone* bioclástico (muestras LS2, LS4, LS5, LS7). Microfacies compuesta por matriz micrítica de color gris claro a pardo claro (70%), con desarrollo de cemento esparítico, rellenando espacios y en algunos casos tipo granular (30%), con abundantes cristales de calcita. Los componentes aloquímicos están constituidos principalmente por bioclastos (60%), peloides (20%), ooides (15%) y partículas terrígenas (5%).

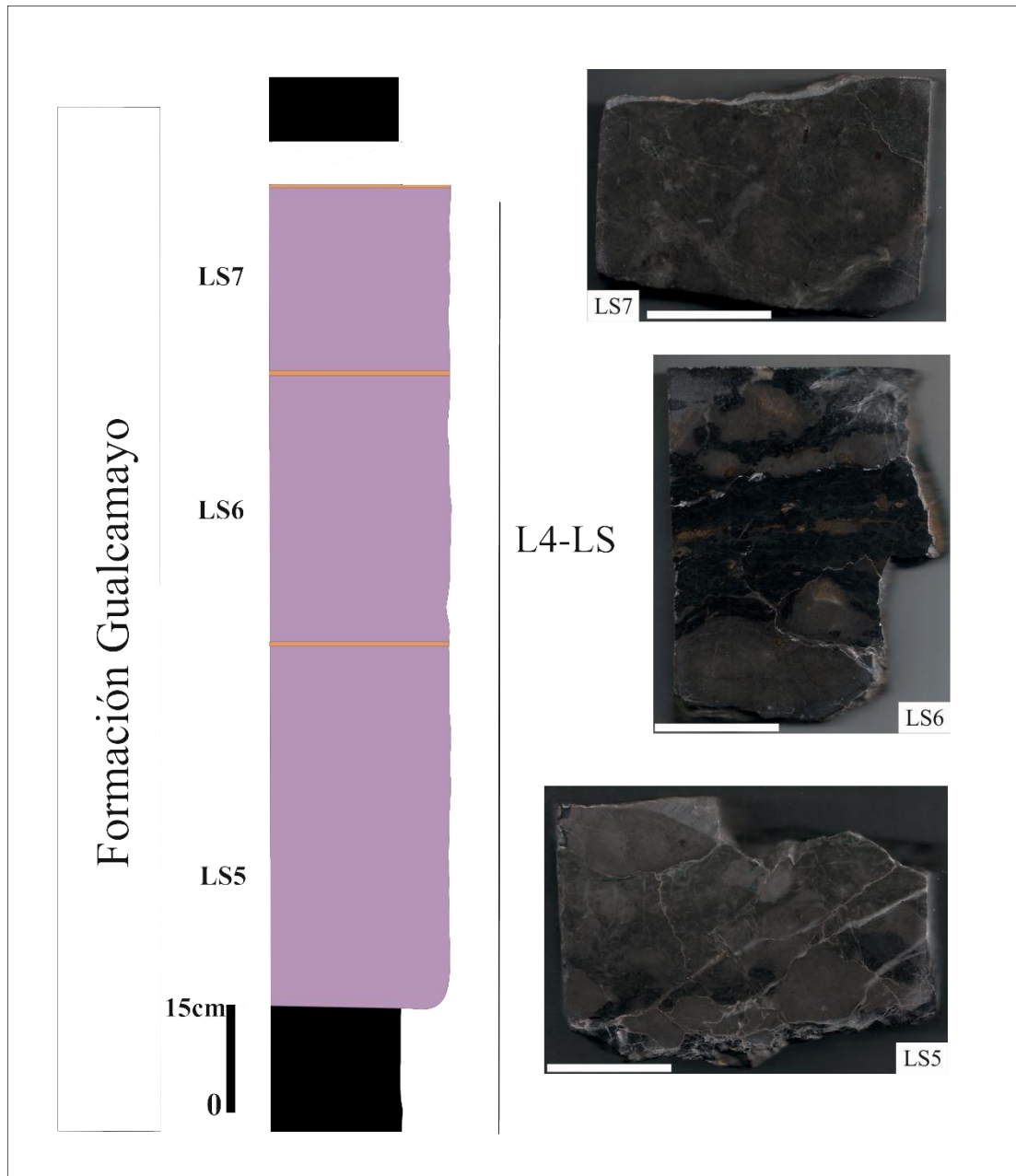


Figura 36: Perfil qda. Los Sapitos (Formación Gualcamayo), con distribución de secciones pulidas. La escala gráfica de las superficies pulidas indica 3 cm.

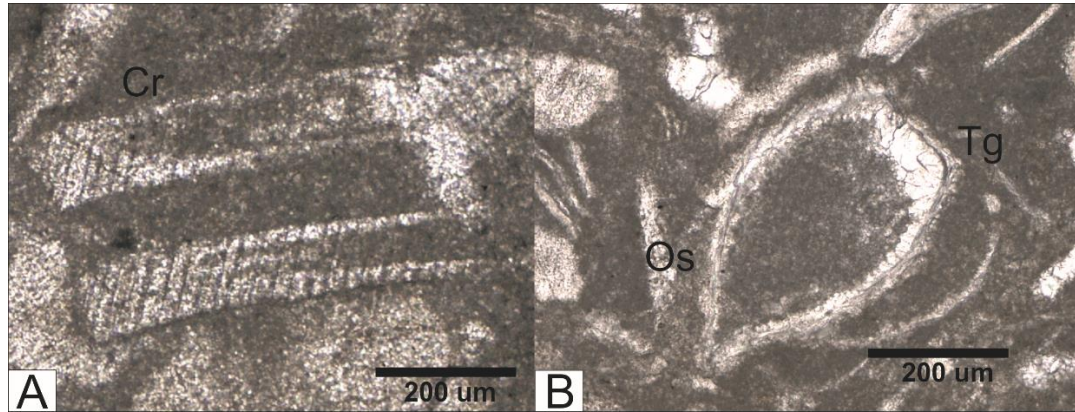


Figura 37: **A.** Tallo de crinoideo esparitizado (Cr), muestra LS 2. **B.** Valva de ostrácodo (Os), con textura geopetal (Tg) muestra LS 4.

Los bioclastos están compuestos por valvas de braquiópodos (35%), el mayor porcentaje corresponde a valvas sueltas (70%) y el resto a algunas articuladas (30%). Siguiendo el orden de abundancia se reconocen algunas valvas con espinas, artejos y tallos de crinoideos de secciones circulares y pentagonales (20%) (Fig. 37, A). También están presentes en la composición fragmentos de trilobites (10%) y valvas de ostrácodos (10%) (Fig. 37, B) larvas de gastrópodos (5%), secciones de briozoarios (5%) (Fig. 39, B), elementos conodontales (5%) (Fig. 38, B), espícula de esponja monoaxona (5%) (Fig. 39, A) y sección transversal de algas calcáreas (*Halysis moniliformis* Høeg, 1932, 5%) (Fig. 38, C y D).

Los peloides (15%) son de pequeño tamaño (100µm), de color pardo oscuro y formas irregulares, generalmente ovalados (Fig. 39, A).

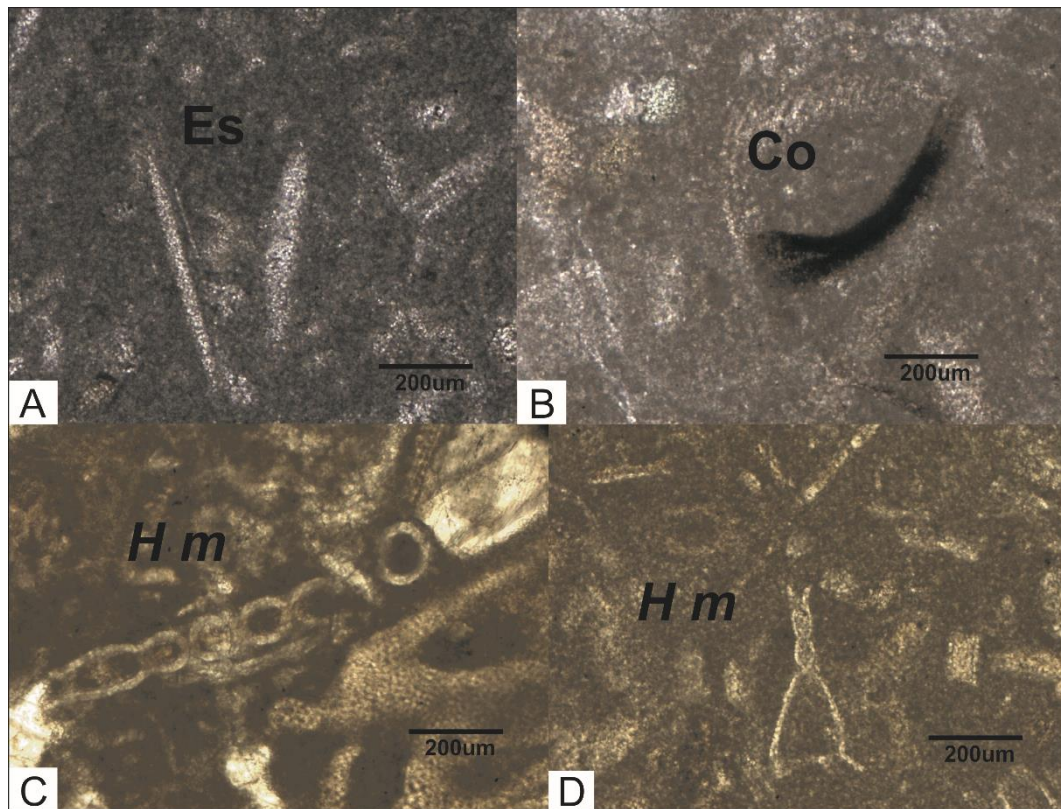


Figura 38: **A.** Espícula de esponja monoaxona (Es), muestra LS 5. **B.** Elemento conodontal, simple (Co), muestra LS 7. **C y D.** Sección transversal de *Halysis moniliformis* (H m), muestra LS4 y LS7.

Los ooides en menor proporción (15%), presentan núcleo con partícula terrígena. Las partículas terrígenas (5%) son principalmente de glauconita en forma de granos, aunque también se presenta diseminada.

Se observó gran cantidad de venillas de calcita, estilolitos y óxidos de hierro (Fig. 39, A).

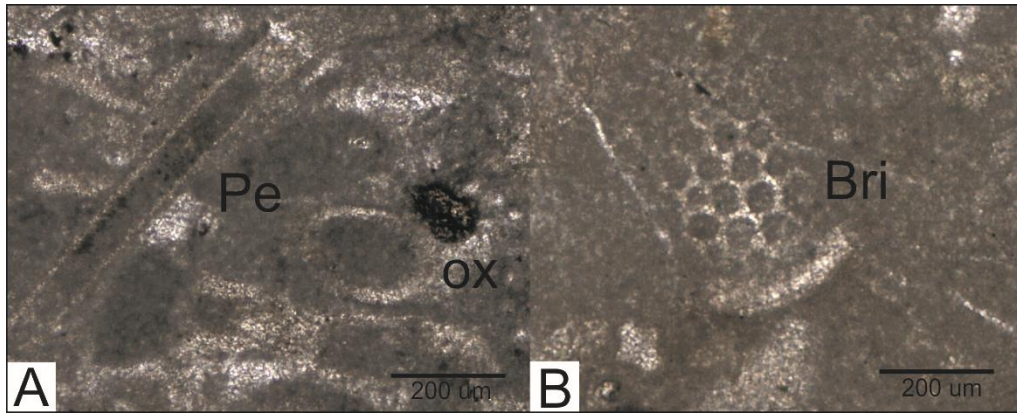


Figura 39: **A.** Peloides micritizados ligados con cemento esparítico (Pe), óxidos de hierro (ox), muestra LS2; **B.** Sección de briozoario (Bri), muestra LS7.

Interpretación: Esta microfacies se caracteriza por la abundante presencia de fango micrítico, el que aparece representado por niveles de *mudstone* que pasan a *wackestone*, indicando fluctuaciones cíclicas del nivel del mar (Da Gao *et al.*, 2014). La presencia de algas calcáreas (*Halysia moniliformis*), indicaría condiciones dentro de la zona fótica y áreas somera (Munnecke *et al.*, 2001).

La fauna presente en esta microfacies está poco re TRABAJADA, las valvas de ostrácodos se encuentran preservadas; lo que manifiesta condiciones de baja energía y circulación moderadas, propias de un ambiente de rampa interna, alejadas de la influencia de olas (Flügel, 2010).

IV. 5. 1. 1. 2. M2-LS. Mudstone - Wackestone intraclástico (muestra LS 2, LS 3)

Microfacies compuesta por matriz micrítica (80%) con desarrollo de cemento esparítico rellenando espacios (20%). Los componentes aloquímicos son principalmente intraclastos (90%) (Fig. 40, B) que se presentan algunos micritizados y otros de la misma composición que la microfacies anterior. Se encuentran inmersos en una matriz micrítica pardo oscura, son de formas irregulares y tamaños de hasta

1 cm, presentan una alineación preferencial. El 10% correspondería a valvas desarticuladas.

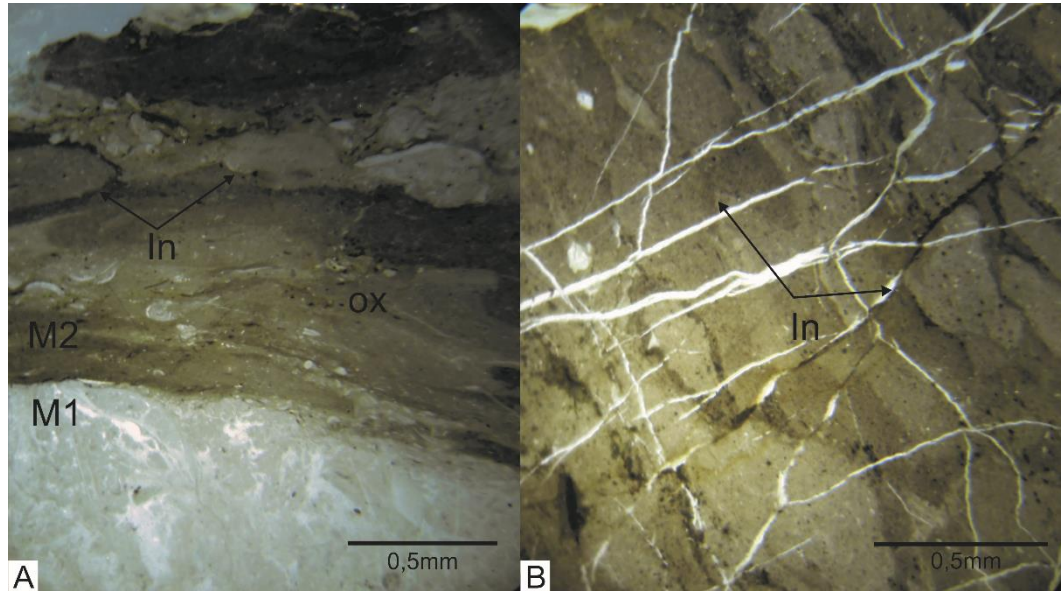


Figura 40: **A.** Fotografías bajo lupa de secciones delgadas indicando microfacies 1 y 2, intraclastos alineados (In), óxidos de hierro (ox), muestra LS 2. **B.** Intraclastos de composición micrítica (In), muestra LS 3.

La muestra LS2, comienza con un *Mudstone – Wackestone* bioclástico de color gris claro, y pasa hacia el techo a un *Mudstone – Wackestone* intraclástico, (subfacies 1 y 2) con una matriz color parda clara, con óxidos de hierro, que rodea fragmentos de la microfacies anterior (Fig. 40, A).

Interpretación: Los intraclastos son comunes en ambientes someros caracterizados por regímenes dominante de olas y mareas que continuamente re trabajan el fondo (Flügel, 2010) y fragmentan los bioclastos, pero pueden ser transportados hacia ambientes más profundos o más someros (Da Gao *et al.*, 2014). La presencia de gran cantidad de matriz micrítica, intraclastos y bioclastos fragmentados indica un

ambiente somero con energía de olas y mareas esporádicas, propio de una rampa media (Flügel, 2010).

IV. 5. 1. 1. 3. M3-LS. Wackestone - Packstone bioclástico (muestra LS 1)

Microfacies compuesta por matriz micrítica de color gris clara (50%), con desarrollo de cemento esparítico, tipo granular (50%), con parches de microesparita.

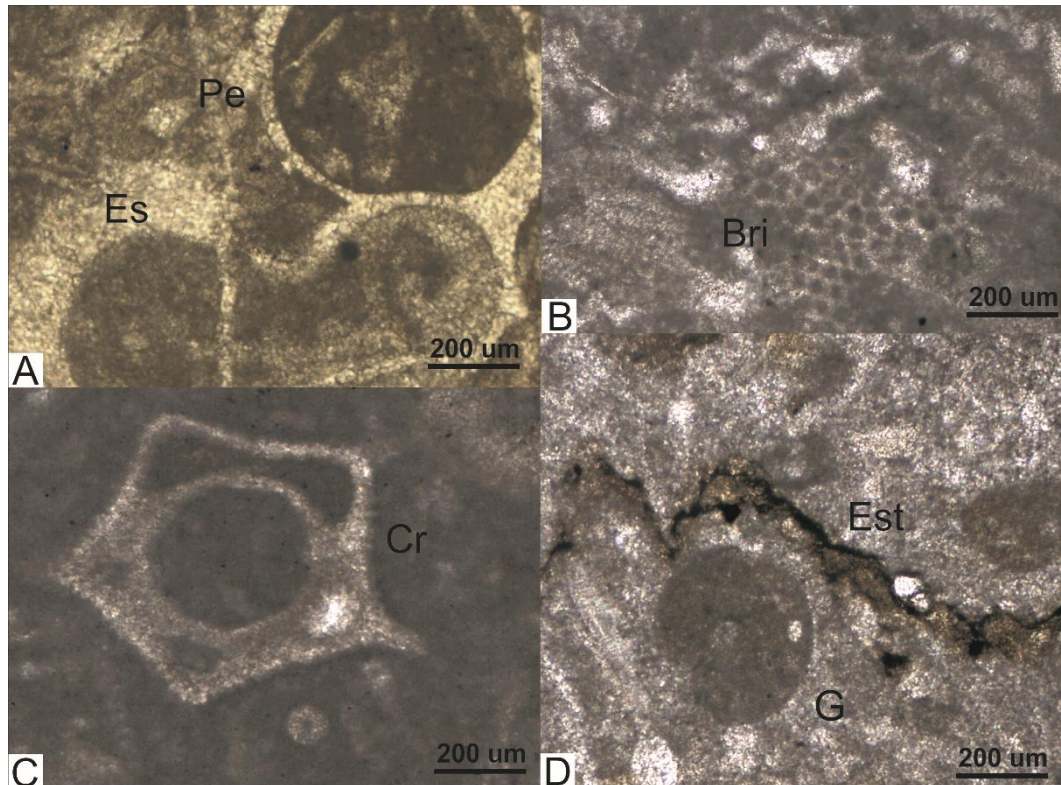


Figura 41: **A.** Peloides micritizados subredondeados (Pe). **B.** Sección de briozoario (Bri). **C.** Artejo de crinoideo (Cr) de sección interna circular y externa pentagonal. **D.** larva de gastrópodo micritizada (G), estilolita (Est), muestra LS1.

Los componentes aloquímicos están constituidos principalmente por bioclastos (65%), peloides (20%) y ooides (15%). Los bioclastos compuestos por valvas de ostrácodos (25%), de las cuales valvas sueltas (70%) y articuladas en forma de corazón (30%), fragmentos de valvas no identificables (15%), valvas de braquiópodos, algunas con espinas (15%), tallo y artejos crinoideos con secciones en flor, pentagonal y circular (15%) (Fig. 41, C), fragmentos de trilobites (10%),

elementos conodontales (5%), gastrópodo micritizado con fragmentos de valvas en el interior (5%) (Fig. 41, D), secciones de briozoarios (5%) (Fig. 41, B) y secciones de *Halysis moniliformis* (5%).

Esta microfacies presenta acumulación de bioclastos sin dirección preferencial.

Además se observaron cristales de calcita, óxidos de hierro diseminado y estilolitas (Fig. 41, B). Los peloides se encuentran en su mayoría micritizados y algunos esparitizados (Fig. 41, A).

Interpretación: Los peloides pueden ser producidos directamente por algas y cianobacterias (Flügel, 2010) también son considerados como cementos formados por la participación microbiana, y caracterizan ambientes someros de rampa media con baja energía, por debajo del nivel de base de ola (Da Gao *et al.*, 2014).

El predominio de valvas de ostrácodos es indicativo de la presencia de una zona de mezcla, se interpreta que han sido redepositados en ambientes más someros con un rápido sepultamiento ya que sus valvas se encuentran preservadas (Flügel, 2010).

IV. 5. 1. 1. 4. M4-LS. Microesparita bioclástica (muestra LS 0)

Microfacies compuesta principalmente por microesparita recrystalizada, con desarrollo por sectores de cemento esparítico, tipo granular.

Los componentes aloquímicos están constituidos exclusivamente por bioclastos, los mismos están compuestos por artejos y tallos de crinoideos (40%) (Fig. 42, A), valvas sueltas y articuladas de ostrácodos (30%) (Fig. 42, C), valvas de braquiópodos, fragmentos de trilobites (10%), larvas de gastrópodos glauconitizados

(10%) y secciones de briozoarios (10%). Las valvas de braquiópodos se presentan esparitizadas. También se presentan venillas de minerales verdes.

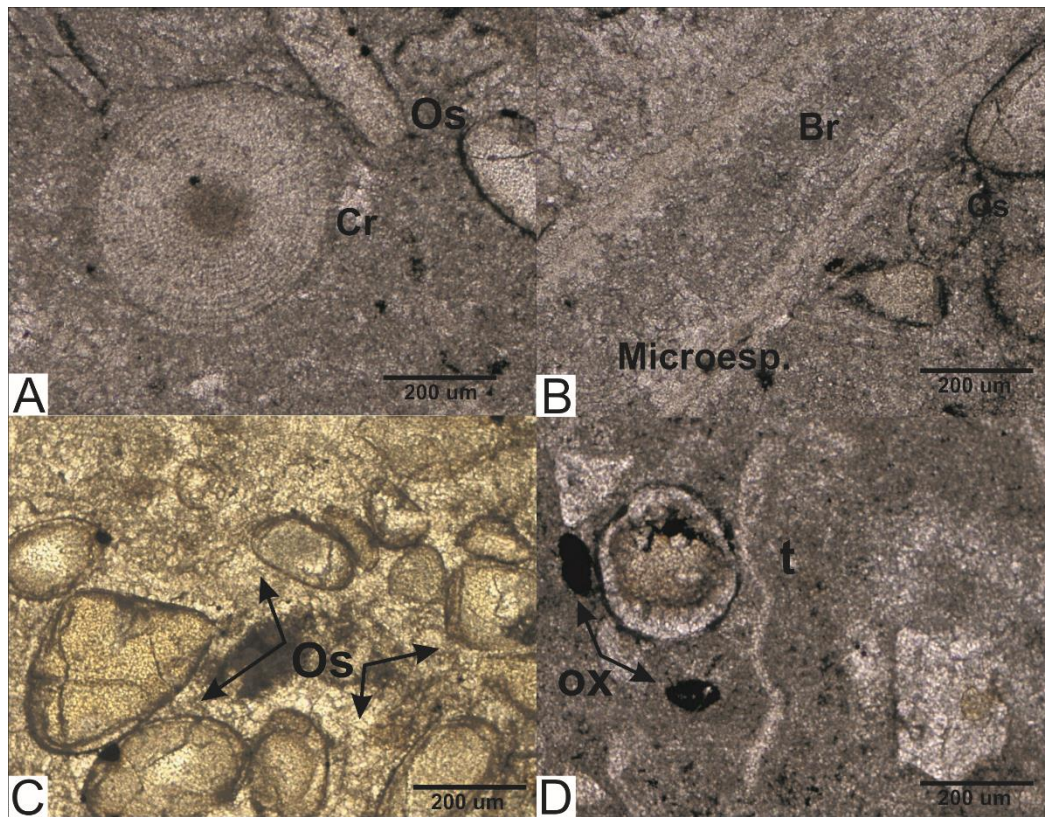


Figura 42: **A.** Artejo de crinoideo de sección circular (Cr), valvas de ostrácodos (Os). **B.** Valva de braquiópodo articulada (Br), inmersos en microesparita recristalizada. **C.** Valvas de ostrácodos articuladas (Os). **D.** Fragmento de trilobite (t) y óxidos de hierro (ox). Muestra LS0.

Interpretación: La microesparita es una textura de grano fino originada por la recristalización en una zona vadosa a partir de la micrita (Flügel, 2004). Dependiendo del modelo usado la ocurrencia de calizas microesparíticas ha sido considerada como evidencia de diagénesis meteórica por la influencia de fluidos de baja salinidad o por exposición subárea (Flügel 2007).

Honjo (1969) remarca la frecuencia de calizas microesparíticas en el Paleozoico y la abundancia de calizas micríticas en el Mesozoico. El autor discute la posibilidad de control por cambios en la química del agua de mar a nivel global.

La presencia de concentración de valvas de ostrácodos es indicativo de una zona de mezcla, considerando el tamaño de las valvas corresponderían a las etapas iniciales de estos bioclastos. Las mismas se conservan articuladas, indicando un rápido sepultamiento, luego de la muerte del organismo.

IV. 5. 1. 1. 5. M5-LS *Wackestone* bioclástico con cianobacterias (muestra LS5 y LS6). Microfacies compuesta por matriz micrítica de color pardo claro en la base y oscuro hacia el techo (60%), con desarrollo de cemento esparítico rellenando espacios (40%) (Fig. 43).

Los componentes aloquímicos están constituidos por bioclastos principalmente, en su mayoría valvas sueltas de braquiópodos (60%), seguido por fragmentos de trilobites (30%) y valvas de ostrácodos (10%).

Se observa la presencia de óxidos de hierro. La muestra LS 6 comienza con un *wackestone* bioclástico que hacia el techo desarrolla una estructura laminar formadas por cianobacterias, con micrita de color pardo oscuro rodeando fragmentos de la base. En esta muestra las valvas presentan una dirección preferencial.

Interpretación: Las estructuras de las cianobacterias indican condiciones de baja energía, aguas quietas, dentro de una zona protegida y somera (Da Gao *et al.*, 2014). Se interpretan que indicarían una zona de *lagoon*, dentro de la rampa interna.

Además las muestras LS5 y LS6, presentan un aspecto turbio, sucio, propio de un ambiente donde hay mucho material fino en suspensión y la lámina de agua no supera los 2 cm de profundidad (Flügel, 2010).

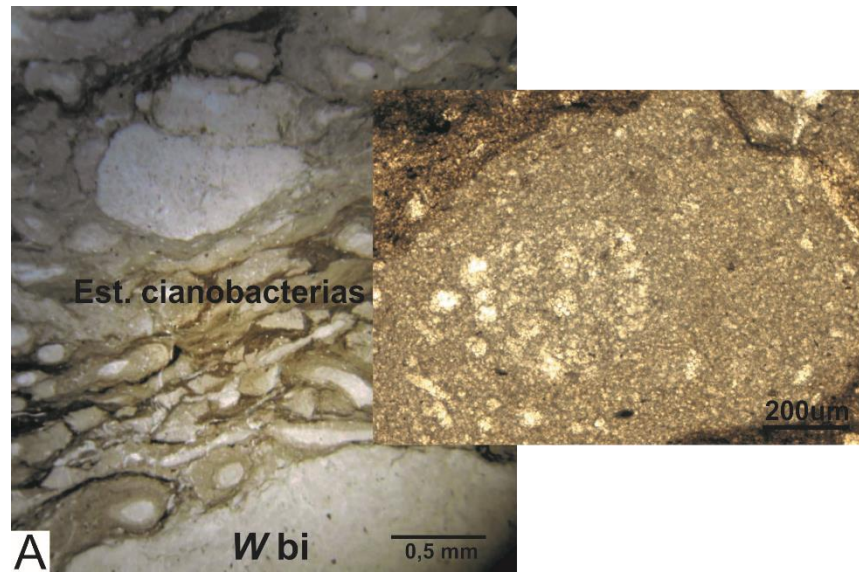


Figura 43: **A.** Estructura formada por cianobacterias, *Wackestone* bioclástico (*W bi*). **B.** Detalle de la estructura. Muestra LS6.

En términos generales, el análisis de las características microfaciales permitió establecer condiciones paleoambientales de rampa interna-media para los niveles superiores Formación San Juan y base de la Formación Gualcamayo en la sección de la quebrada Los Sapitos (Figs 44 y 45).

A partir de la descripción de pulidos y láminas delgadas se obtuvieron porcentajes de los componentes aloquímicos y ortoquímicos para cada nivel muestreado. Se realizó una comparación, seleccionando los principales componentes aloquímicos (Fig. 46). De esta manera se pudo observar que los bioclastos son los componentes de mayor abundancia a lo largo de la sección, estableciendo su máximo en las muestras LS0, LS5 y LS6. Existe una relación para los bioclastos, peloides y ooides, mientras los braquiópodos aumentan, los peloides y ooides disminuyen y viceversa. Esto podría deberse a que los bioclastos están formados en su mayoría por fragmentos de organismos, que probablemente fueron arrastrados por el oleaje,

indicando una energía alta del medio. Los peloides y ooides, por el contrario, necesitan energía moderada para su formación.

Los braquiópodos alcanzan un 50% en la muestra LS6, para luego disminuir en la muestra LS7.

Los fragmentos de crinoideos y ostrácodos presentan su mayor porcentaje en la muestra LS1, su relación es similar y disminuyen hasta el nivel LS7. En cuanto a los trilobites aumentan en cantidad hasta la muestra LS4 para luego hacerse mínimos hacia la parte superior.

Las algas calcáreas (*Halysis*) y las larvas de gastrópodos mantienen un bajo porcentaje a lo largo de la sección.

Puede observarse, que mientras los braquiópodos aumentan en cantidad, los crinoideos y trilobites disminuyen, y viceversa. Esto se debe a que los trilobites son detritívoros y necesitan ambientes con mayor cantidad de material clástico, mientras los braquiopodos requieren aguas más claras y limpias.

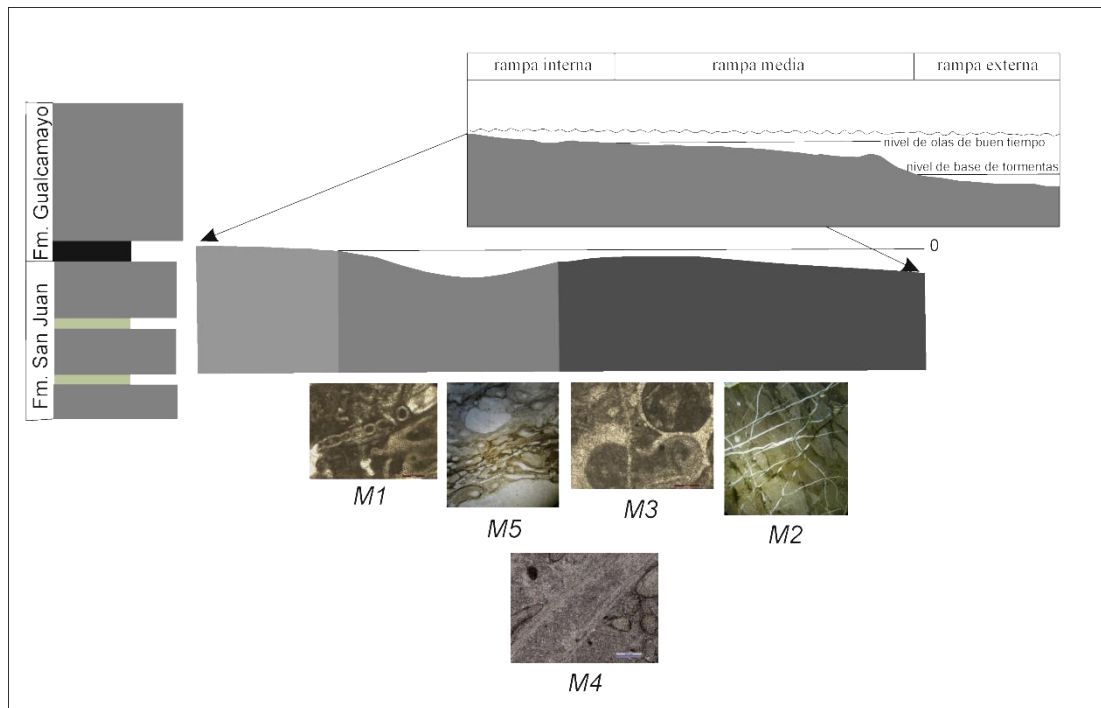


Figura 44: Distribución de las microfacies carbonáticas a lo largo de la rampa carbonática

Unidad	Zona	Muestra	Litofacies	Microfacies	Descripción	Condiciones paleoambientales
Formación Gualcamayo	Zona de <i>Oepikodus intermedius</i>	LS7	L4-LS	M1	<i>Mudstone - Wackestone</i> bioclástico	Rampa media, con baja energía
		LS6		M5	<i>Wackestone</i> bioclástico con cianobacterias	Rampa interna, zona de
		LS5		M1,M5	<i>Mudstone - Wackestone</i> bioclástico; <i>Wackestone</i> bioclástico con cianobacterias	Rampa interna
		LS4		M1	<i>Mudstone - Wackestone</i> bioclástico	Rampa interna, con baja energía
Formación San Juan		LS3	L3-LS	M2	<i>Mudstone - Wackestone</i> intraclástico	Rampa interna, con alta energía
		LS2	L2-LS	M1, M2	<i>Mudstone - Wackestone</i> bioclástico	Rampa interna, con fluctuaciones de energía
		LS1	L1-LS	M3	<i>Wackestone-Packestone</i> bioclástico	Rampa interna, baja energía
		LS0		M4	<i>Microesparita</i> bioclástica	Rampa interna, zona de mezcla

Figura 45: Cuadro comparativo de las litofacies y microfacies de las formaciones San Juan y Gualcamayo en la qda. Los Sapos.

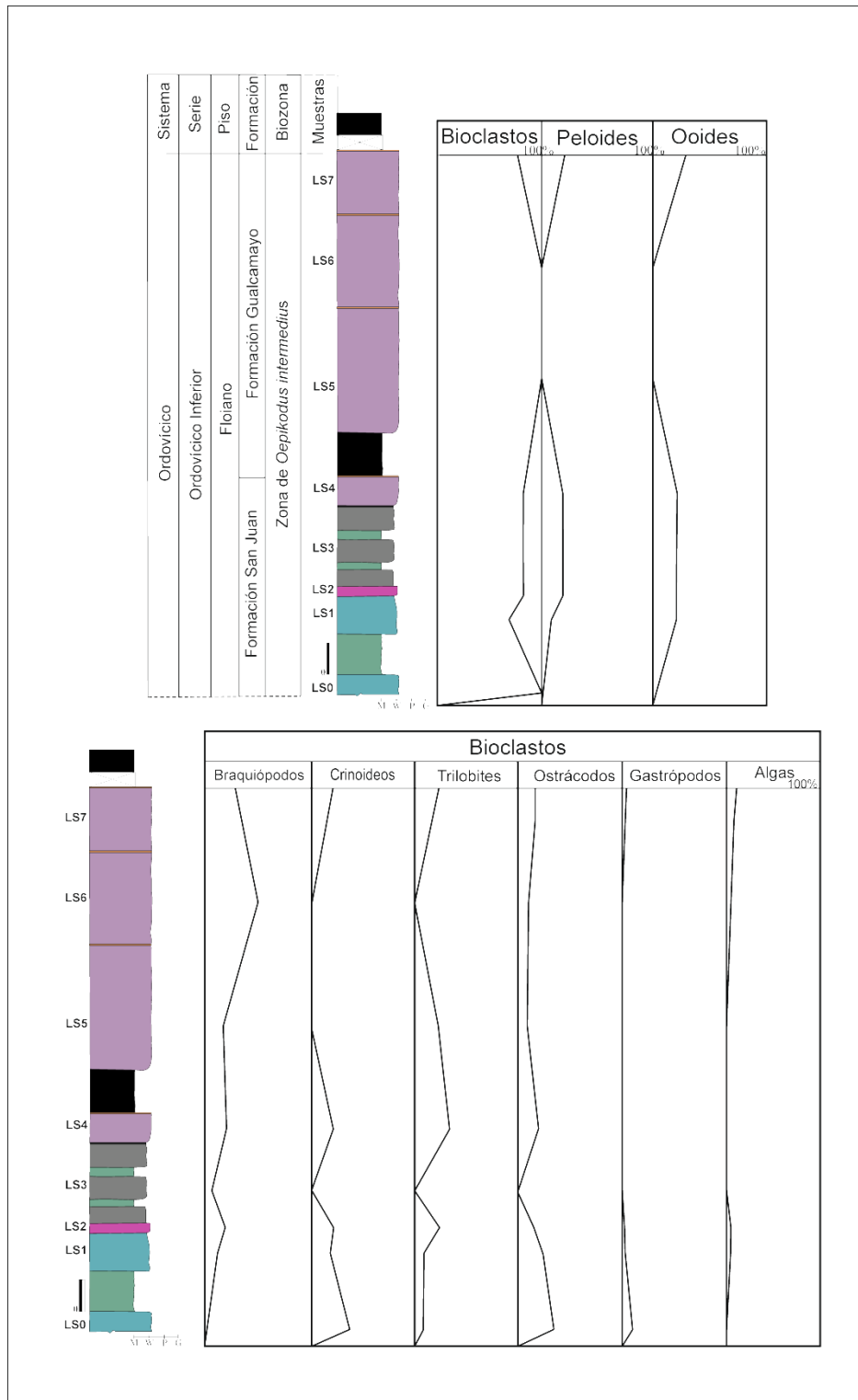


Figura 46: Distribución de los componentes aloquímicos a lo largo del perfil qda. Los Sapitos

IV. 5. 1. 2. Sección quebrada Río de Los Piojos

En la sección de la quebrada de Río de Los Piojos, se analizaron seis superficies pulidas y láminas delgadas, tres de las cuales pertenecen a la Formación San Juan (Fig. 47) y tres a la Formación Gualcamayo (Fig. 48). Se describieron tres microfacies carbonáticas a lo largo del perfil (Fig. 54).

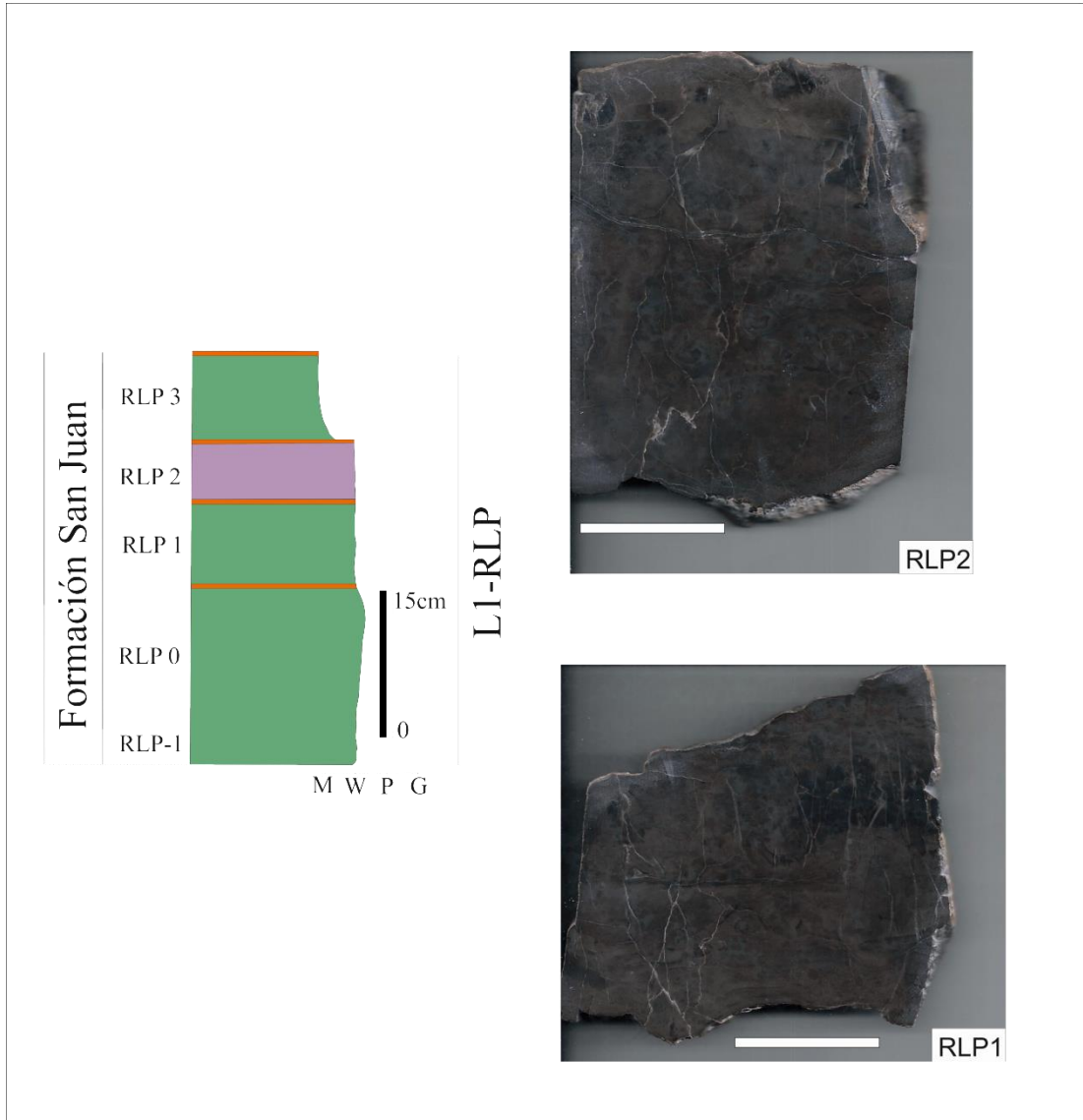


Figura 47: Perfil qda. Río de Los Piojos (Formación San Juan), con distribución de las secciones pulidas. La escala gráfica indica 3 cm.

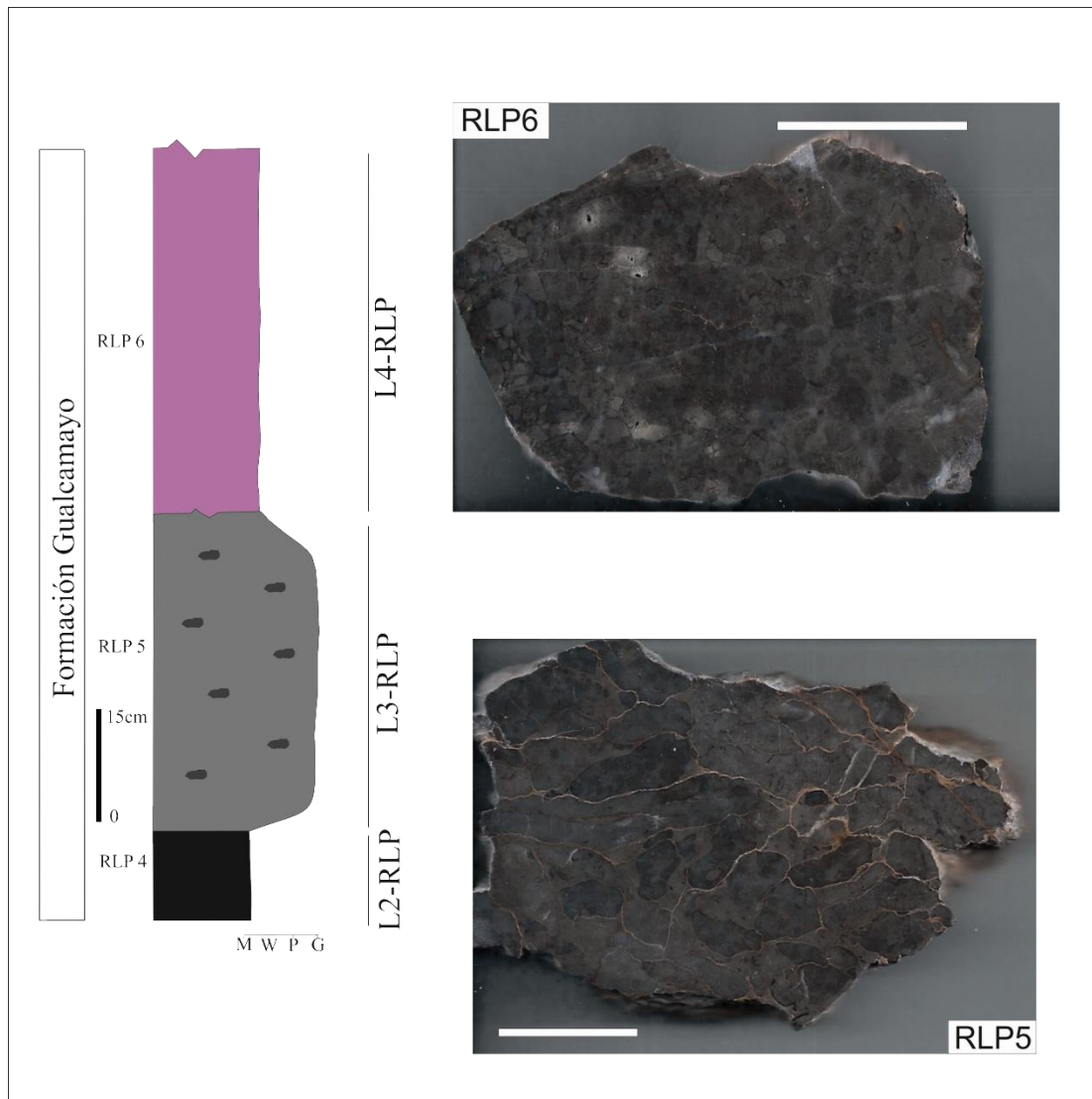


Figura 48: Perfil qda. Río de Los Piojos (Formación Gualcamayo), con distribución de las secciones pulidas. La escala gráfica indica 3 cm.

IV. 5. 1. 2. 1. M1-RLP *Mudstone* bioclástico (Muestra RLP4). Microfacies compuesta por matriz micrítica de color pardo oscura (90%) con desarrollo de cemento esparítico reemplazando bioclastos (10%). Los componentes aloquímicos son escasos y son exclusivamente bioclastos (100%). Los bioclastos están compuestos por fragmentos de trilobites (Fig. 49, B), secciones transversales de

Halysis moniliformis (Fig. 49, A y D), y valvas de braquiópodos con espinas (Fig. 49, C). Se observan estructuras estilolíticas (Fig. 49, B).

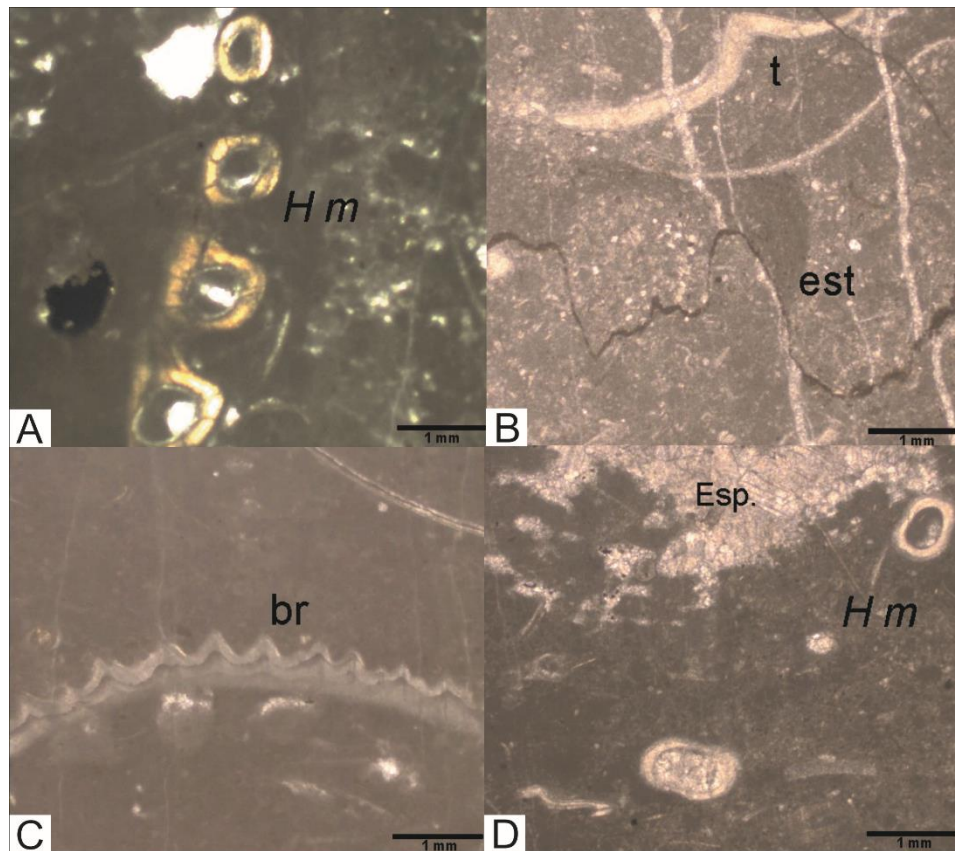


Figura 49: Microfacies M1-RLP, *Mudstone* bioclástico. **A.** Sección de *Halysis moniliformis*. **B.** Sección de trilobite (t), estructura estilolítica (est). **C.** Valva de braquiópodo (br). **D.** Fragmento de trilobite, posibles algas en matriz micrítica, con cemento esparítico (Esp). Muestra RLP 4.

Interpretación: La gran cantidad de fango micrítico, infiere condiciones de aguas someras, sin acción del oleaje (Da Gao *et al.*, 2014). La presencia de algas calcáreas, indica depositación dentro de la zona fótica, aunque las tonalidades grises a negras de la matriz se formarían en zonas restringidas dentro de la rampa interna (Munnecke *et al.*, 2001).

IV. 5. 1. 2. 2. M2-RLP. Mudstone con cianobacterias (Muestra RLP0, RLP1 y RLP2). Microfacies compuesta por matriz micrítica de color pardo claro (90%), con desarrollo de cemento esparítico rellenando espacios (10%). No se observaron componentes aloquímicos (Fig. 50).

Interpretación: Las estructuras de las cianobacterias indican condiciones de baja energía, aguas quietas, dentro de una zona protegida y somera; indicando una zona de *lagoon*, dentro de la rampa interna (Flügel, 2010).

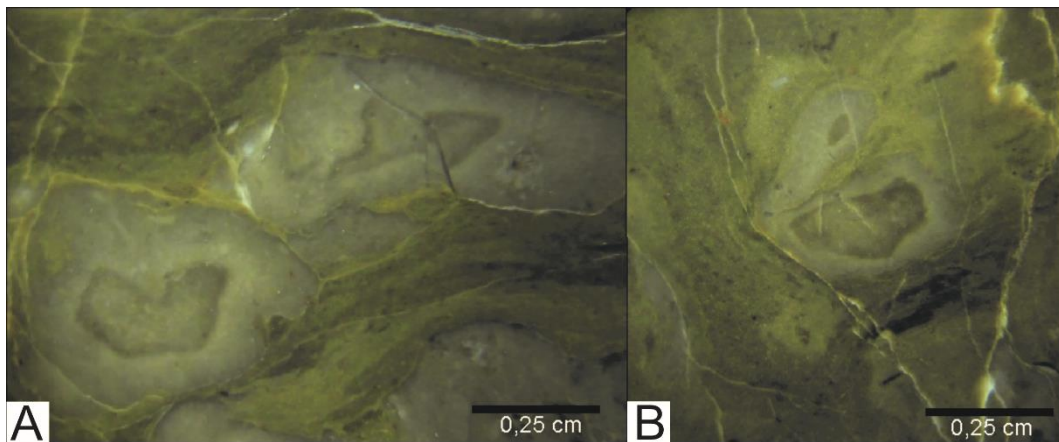


Figura 50: **A y B.** Estructura de cianobacterias, bordeando los fragmentos de roca. Muestra RLP2

IV. 5. 1. 2. 3. M3-RLP. Wackestone intraclástico (Muestra RLP5 y RLP6) Microfacies compuesta por matriz micrítica (70%) con desarrollo de cemento esparítico rellenando espacios (30%). Los componentes aloquímicos son principalmente intraclastos (85%) (Figs. 51 y 52) de los cuales algunos se presentan micritizados. Estos están inmersos en una matriz micrítica pardo claro, son de formas irregulares y tamaños que varían desde 0,2 a 1 cm. El 15% restante corresponde a fragmentos de trilobites y algas calcáreas (*Halysis*).

Interpretación: Los intraclastos indican un ambiente somero con energía de olas y mareas esporádicas, propio de una rampa interna-media (Da Gao *et al.*, 2014). El

tamaño de los clastos sugiere la formación de una brecha carbonática. El origen de esta brecha permite suponer la existencia de una clinoforma, originando el deslizamiento de carbonatos semiconsolidados que fueron localmente transportados.

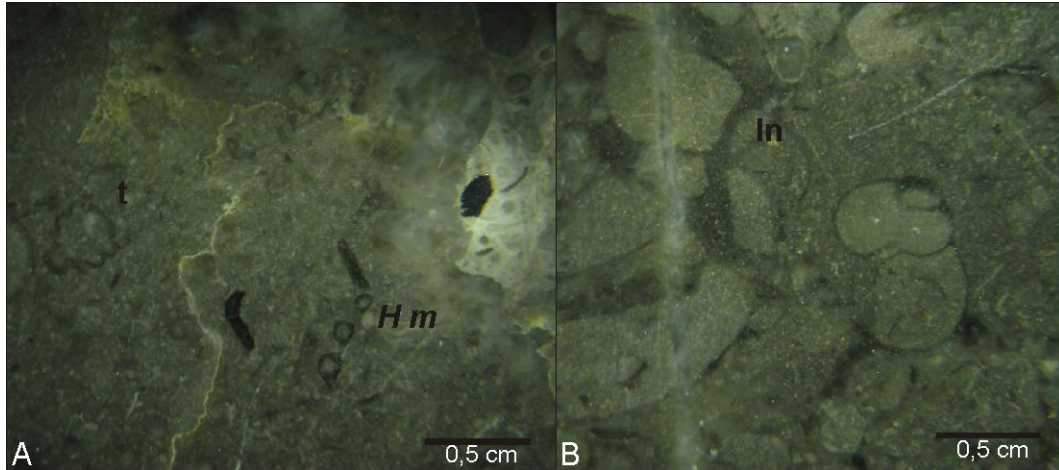


Figura 51: Microfacies M3-RLP *Wackestone* intraclástico. **A.** Sección de trilobite (t), *Halysis moniliformis* (H m). **B.** Intraclastos (In), gastrópodo, muestra RLP 6

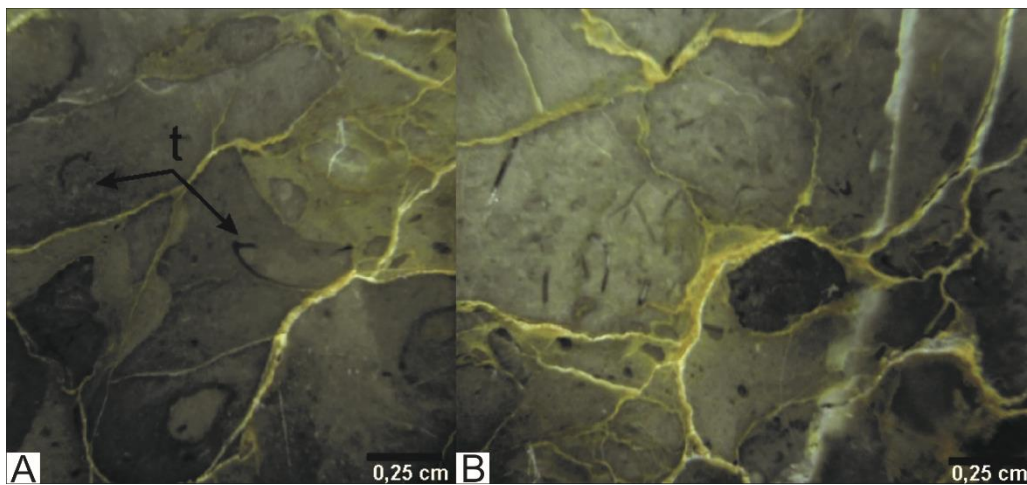


Figura 52: Microfacies M3-RLP, *Wackestone* intraclástico con cemento carbonático y venillas con relleno de óxidos. Muestra RLP6.

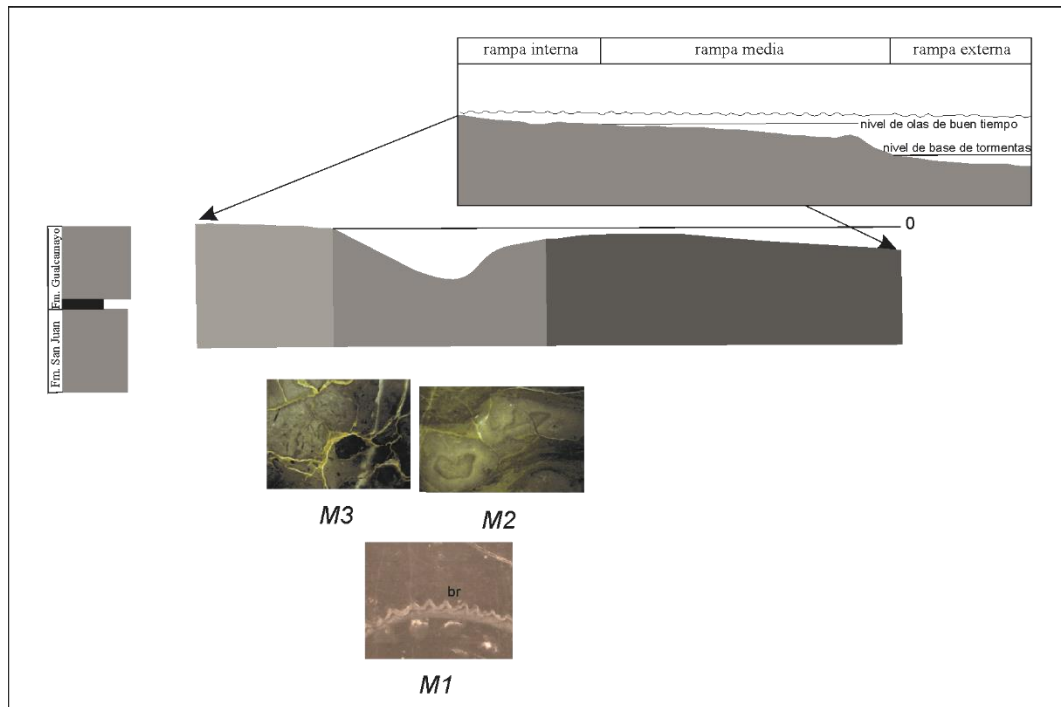


Figura 53: Distribución de las microfacies carbonáticas a lo largo de la rampa carbonática

Unidad	Muestra	Litofacies	Microfacies	Descripción	Condiciones paleoambientales
Formación Gualcamayo	RLP6	L4-RLP	M3	<i>Wackestone</i> intraclástico	Rampa interna-media, alta energía
	RLP5	L3-RLP	M3	<i>Wackestone</i> intraclástico	Rampa interna-media, alta energía
	RLP4	L2-RLP	M1	<i>Mudstone</i> bioclástico	Rampa interna, baja energía
Formación San Juan	RLP3	L1-RLP	-	-	-
	RLP2		M2	<i>Mudstone</i> - <i>Wackestone</i> con cianobacterias	Rampa interna, zona de lagoon
	RLP1		M2	<i>Mudstone</i> - <i>Wackestone</i> con cianobacterias	Rampa interna, zona de lagoon
	RLP0		M2	<i>Mudstone</i> - <i>Wackestone</i> con cianobacterias	Rampa interna, zona de lagoon
	RLP-1		-	-	-

Figura 54: Cuadro comparativo de las litofacies y microfacies de las formaciones San Juan y Gualcamayo, en la quebrada Río de Los Piojos.

IV. 5. 2. Ordovícico Medio

IV. 5. 2. 1. Sección quebrada El Tropiezo

En la sección de quebrada El Tropiezo se analizaron seis superficies pulidas y láminas delgadas pertenecientes al techo de la Formación San Juan (Figs. 55 y 56). Se describieron tres microfacies carbonáticas a lo largo del perfil.

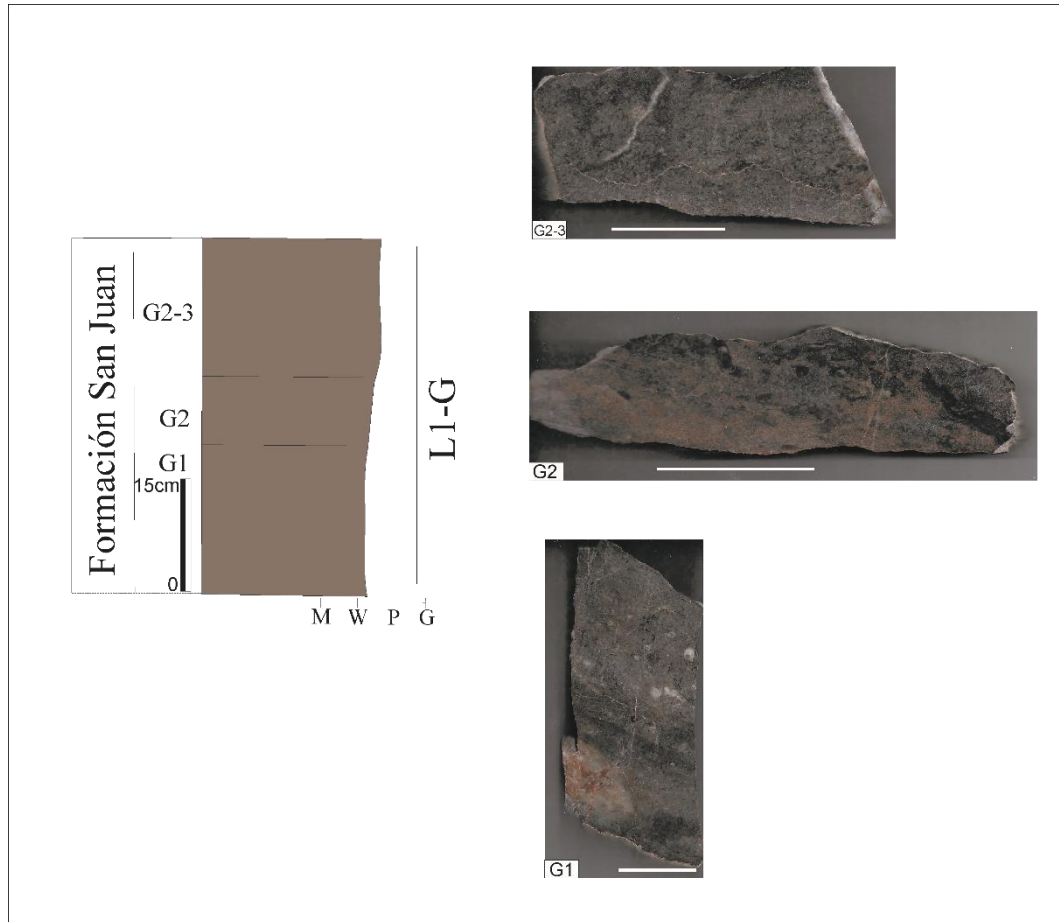


Figura 55: Perfil qda. El Tropiezo (Formación San Juan), con distribución de las secciones pulidas. La escala gráfica indica 3 cm.

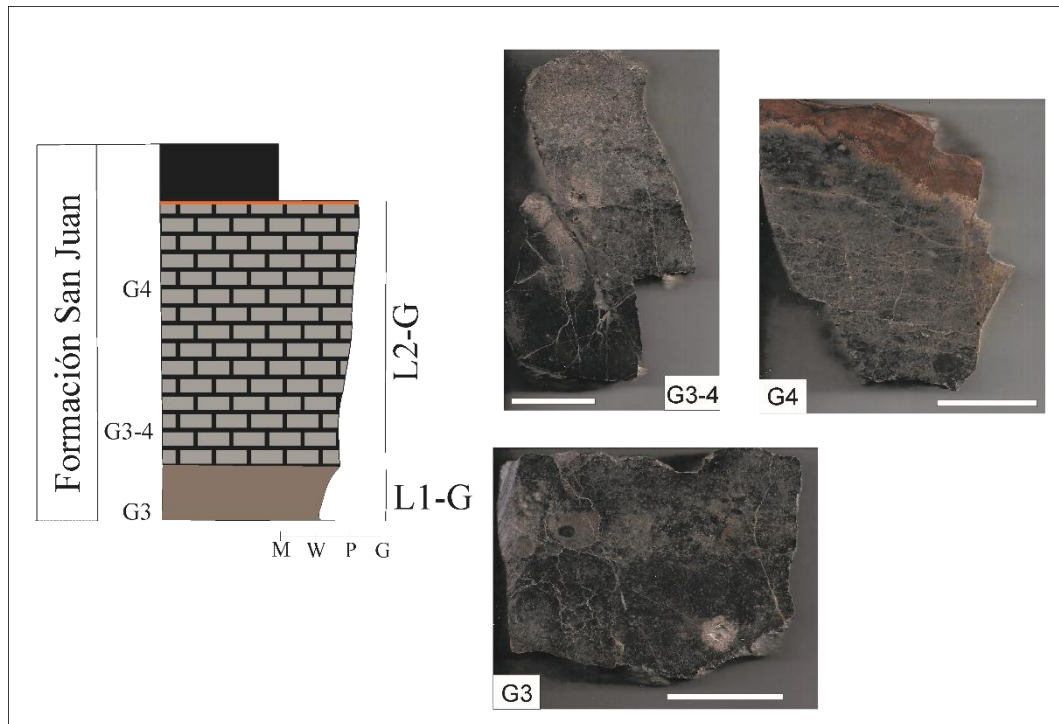


Figura 56: Perfil qda. El Tropiezo (Formación San Juan), con distribución de las secciones pulidas. La escala gráfica indica 3 cm.

IV. 5. 2. 1. 1. M1-G. *Wackestone-Packstone* bioclástico (muestra G3)

Microfacies compuesta por matriz micrítica bioclástica de color pardo claro (60%) con abundantes óxidos, y desarrollo de cemento esparítico (40%) relleno de espacios y reemplazando bioclastos. Los componentes aloquímicos están compuestos en un 100% por bioclastos (Fig. 57, A y B). Estos corresponden en mayor proporción a fragmentos de valvas de braquiópodos (60%), tallos y artejos de crinoideos con sección pentagonal y circular, sección interna en forma de estrella y fragmentos en forma de luna (30%) y secciones de briozoarios (10%). En las superficies pulidas se pueden observar, secciones transversales de nautiloideos ortocónicos, los mismos presentan su estructura interna reemplazada por cemento esparítico (Fig. 58).

Interpretación: Los bioclastos se presentan fragmentados en su mayoría, indicando condiciones de alta energía por acción del oleaje.

Se interpreta que los nautiloideos ordovícicos vivieron en aguas cálidas y claras y a poca profundidad en un ambiente somero (Beresi *et al.*, 2012).

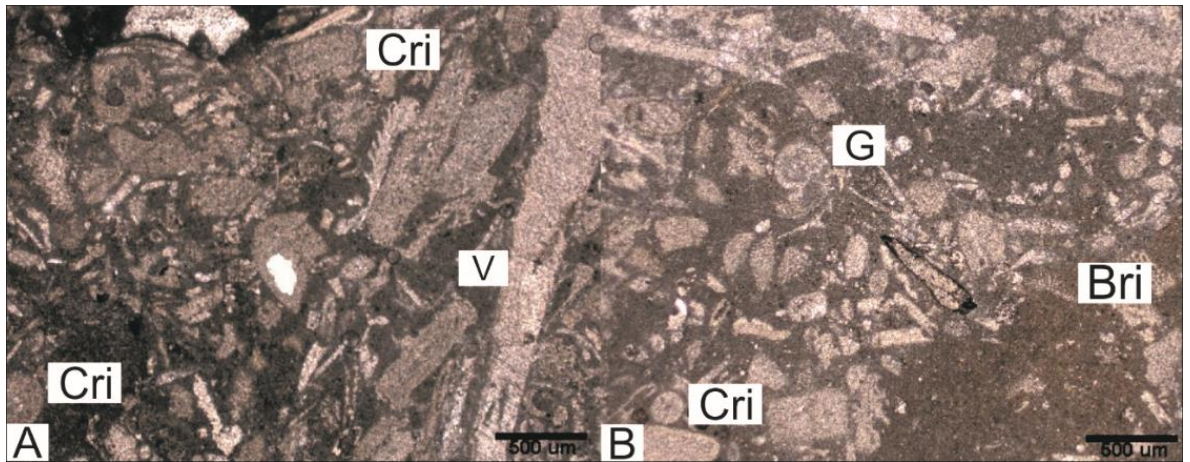


Figura 57: Microfotografías de microscopio petrográfico de muestra G3. **A.** Bioclastos muy fracturados; artejos y placas de crinoideos (Cri), valvas de posibles braquiópodos (V). **B.** Gastrópodos (G), Artejos y secciones de crinoideos (Cri) y secciones de briozooario (Bri), inmersos en matriz micrítica.

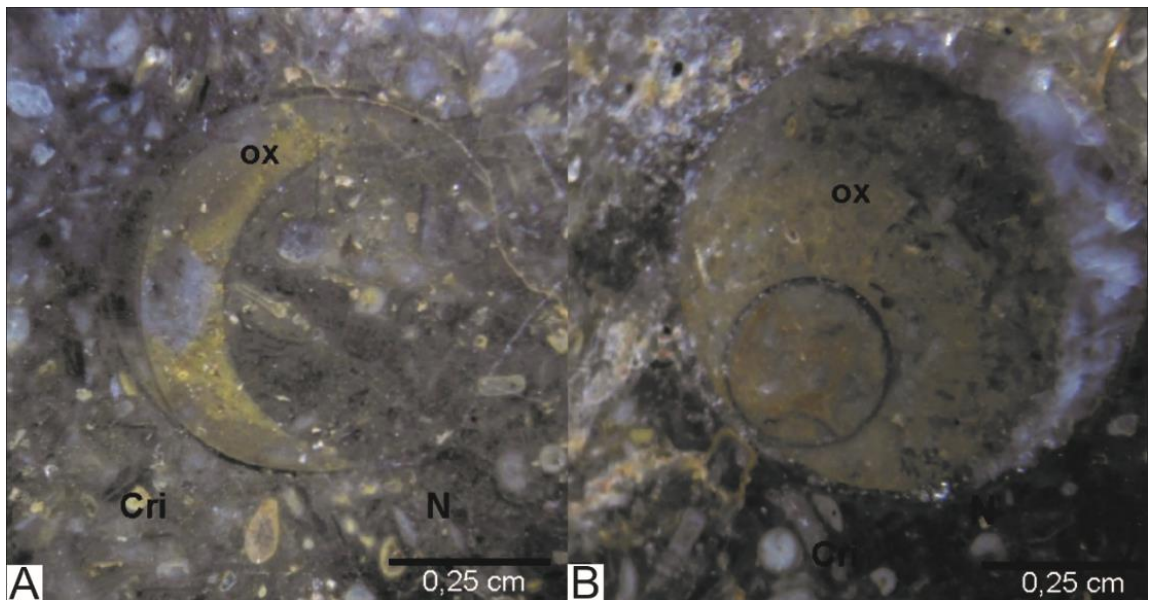


Figura 58: Fotografías de los pulidos de muestra G3. **A y B.** Sección transversal de nautiloideo ortocónico (N), artejos de crinoideos (Cri), alteración con óxidos en la parte interna del nautiloideo. Se observa la sección del sifúnculo.

IV. 5. 2. 1. 2. M2-G. *Packstone peloidal* (muestra G1)

Microfacies compuesta por matriz micrítica de color pardo oscuro (30%), con cemento esparítico tipo granular (70%). Desarrollo de grandes cristales de calcita y parches de microesparita. Los componentes aloquímicos están constituidos en su mayoría por peloides (50%), intraclastos (30%) y en menor cantidad bioclastos (20%). Los bioclastos están compuestos por artejos de crinoideos con sección en estrella (50%), valvas de ostrácodos (20%), valvas de braquiópodos sueltas (10%), fragmentos de trilobites (10%) y fragmentos de briozoarios (10%). En las secciones pulidas se observaron en corte transversal nautiloideos ortocónicos (Fig. 60).

Los peloides de color pardo claro a oscuro (Fig. 59), presentan formas subredondeadas a ovaladas. Los intraclastos de formas irregulares y de composición micrítica.

Interpretación: Este depósito compuesto por granos, principalmente peloides, y en algunos casos por intraclastos, indica alta energía en ambiente del límite entre rampa interna y media (Da Gao *et al.*, 2014) sujeto a la constante agitación de las olas y remoción del sedimento fino de la matriz (Beresi *et al.*, 2012). Teniendo en cuenta el tamaño de los peloides se los puede considerar como producto de la actividad bioerosional a partir de organismos (Flügel, 2010). La presencia de glauconita es característica de ambientes con bajas tasas de sedimentación asociada generalmente a niveles condensados dentro de los ciclos de variación del nivel del mar. Se forma en la zona de interfase sedimento-agua del mar y está asociada a microambientes que poseen condiciones reductoras (Fernández-Bastero *et al.*, 2000). La porosidad y la microfisuración controlan la formación de la glauconita.

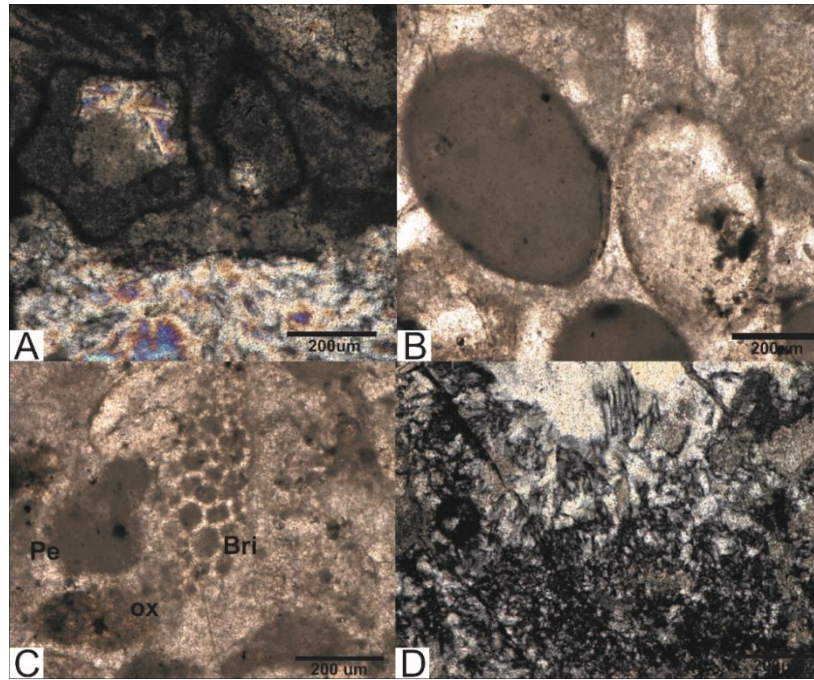


Figura 59: **A.** Artejo de crinoideo con sección externa en forma de estrella (Cr). **B.** Valvas de ostrácodos articuladas (Os). **C.** Fragmento de colonia de briozoario (Bri), peloides subredondeados (Pe), óxidos de hierro (ox), muestra G1.

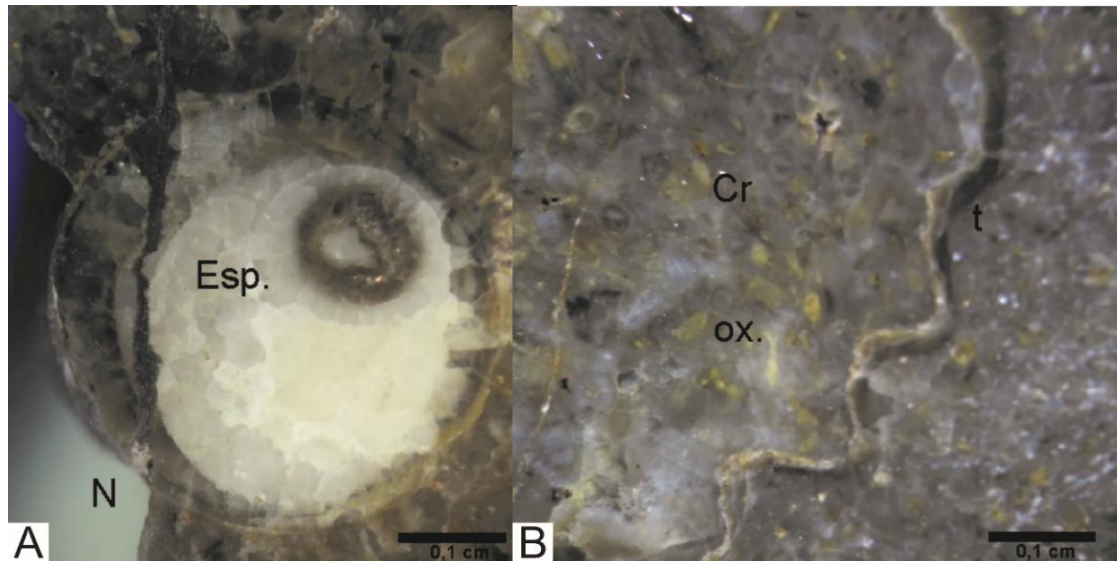


Figura 60: **A.** Sección transversal de nautiloideo ortocónico (N), su parte interna se encuentra reemplazada por cemento esparítico (Esp.). **B.** Artejos de crinoideos (Cr), óxidos de hierro (ox) y sección de trilobite (t), muestra G1.

IV. 5. 2. 1. 3. M3-G. Grainstone-Packstone bioclástico (muestras G2, G2-3, G3-4 y G4) Microfacies compuesta por matriz micrítica de color pardo claro (30%), con desarrollo de cemento esparítico tipo granular (70%). En algunos sectores con parches de microesparita y grandes cristales de calcita. El cemento esparítico es de tipo equi e inequigranular.

Los componentes aloquímicos son bioclastos (80%), y en menor proporción peloides (20%). Los bioclastos son principalmente valvas sueltas de braquiópodos (30%) (Fig. 61, D), artejos de crinoideos de sección pentagonal (30%), larvas de gastrópodos (20%), fragmentos de trilobites (10%) y fragmentos de briozoos (Fig. 61, B). En la muestra G2 la fauna se presenta en poca cantidad. Los peloides poseen un tamaño pequeño. Se observó secciones con estilolita y glauconita granular (Fig.

62, C), biotita (Fig. 62, A). Gastrópodos con textura geopetal. Gran cantidad de óxidos de hierro (Fig. 63, A, B, D).

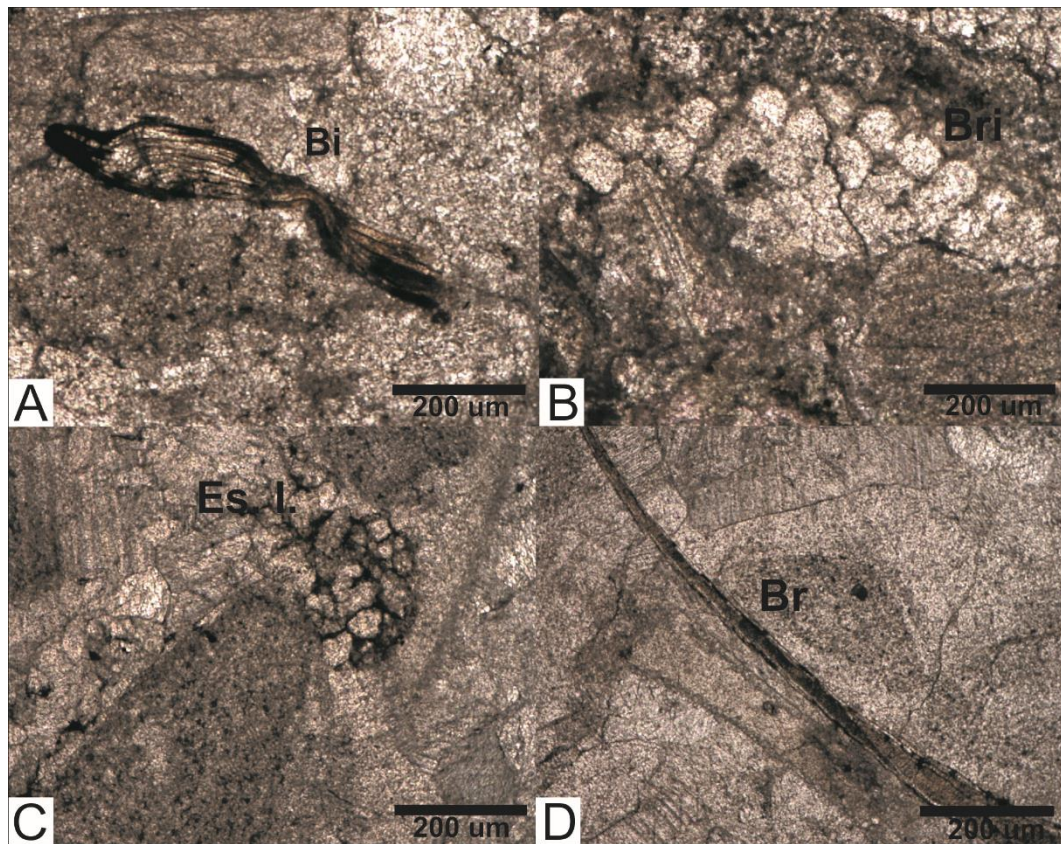


Figura 62: **A.** Biotita como componente accesorio (Bi), muestra G 3-4. **B.** Sección de briozoario esparitizada (Bri), muestra G 3-4. **C.** Cemento esparítico inequigranular (Es. I), muestra G 2-3. **D.** Valva de braquiópodo rodeada por esparita (Br), muestra G 2-3.

Interpretación: La presencia de conchillas desarticuladas y mal seleccionadas indica áreas intermareales en zonas alejadas al área de rompientes donde fue absorbida la energía de las olas y estuvo afectada por corrientes de marea, que produjo orientación de los bioclastos de mayor tamaño (Beresi *et al.*, 2012).

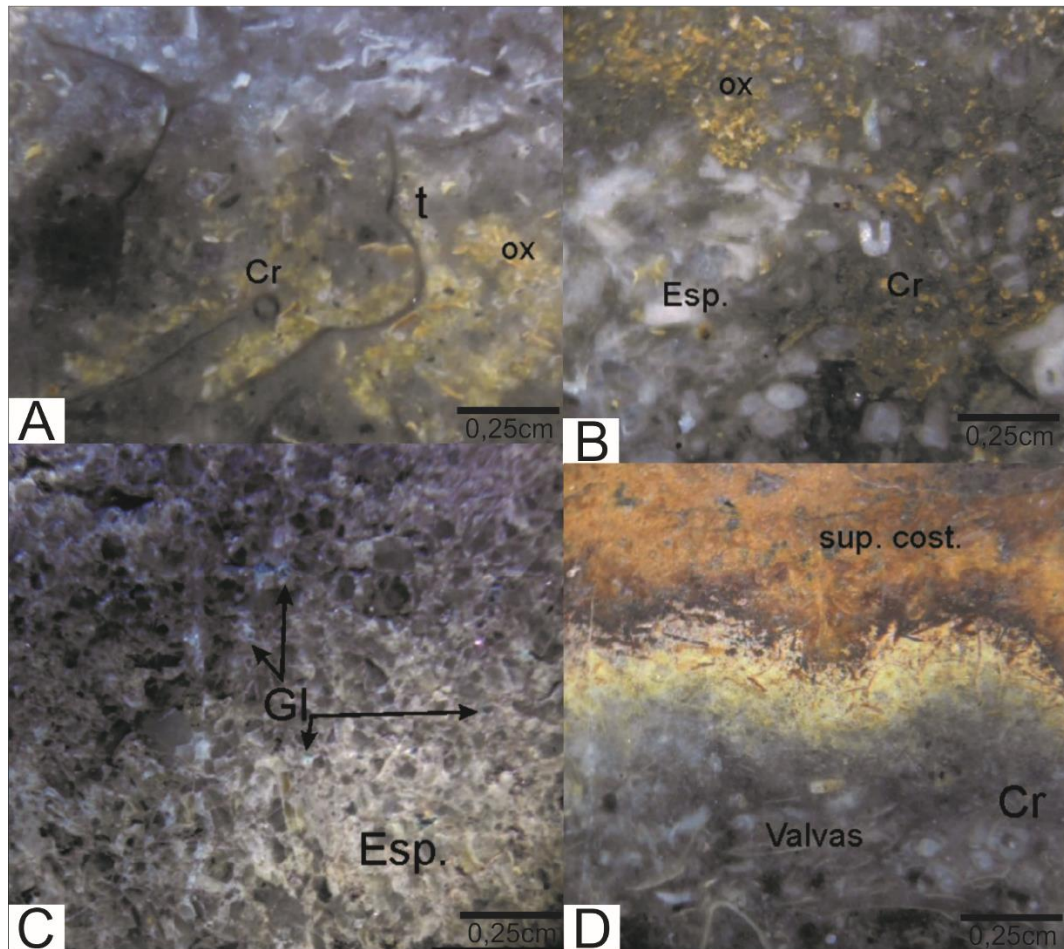


Figura 63: Microfacies M3-G, *Grainstone-Packstone* bioclástico. **A.** Artejos de crinoideo (Cr), sección de trilobite (t) y óxidos de hierro (ox), muestra G2. **B.** Artejos y secciones de crinoideos (Cr), abundancia de granos de esparita (Esp.), muestra G2-3. **C.** Cemento esparítico (Esp), granos de glauconita (Gl), muestra G3-4. **D.** Superficie costriada, acumulación de valvas, muestra G4.

El análisis de las características microfaciales permitió establecer condiciones paleoambientales de rampa interna-media para los niveles superiores de la Formación San Juan y base de la Formación Gualcamayo (Figs. 64 y 65).

A partir de la descripción de pulidos y láminas delgadas se obtuvieron porcentajes de los componentes aloquímicos y ortoquímicos para cada nivel muestreado. Se realizó una comparación, seleccionando los principales componentes

aloquímicos (Fig. 66). De esta manera se pudo observar que los bioclastos son los componentes de mayor abundancia a lo largo de la sección, estableciendo su máximo en la muestra G3. Los peloides alcanzan como máximo 50% en la muestra G1, luego presentan una disminución a lo largo de la sección. Los intraclastos predominan solo en la muestra G1. Se puede observar una relación entre los bioclastos y los peloides. Cuando los bioclastos aumentan, los peloides disminuyen y viceversa. Esto podría deberse a que los bioclastos necesitaron mayor energía del oleaje para acumularse, mientras que los peloides se desarrollaron a menor energía.

Las valvas de braquiópodos son los bioclastos más abundantes alcanzando el máximo en la muestra G3. Los fragmentos de trilobites y gastrópodos presentan una relación muy similar con porcentajes bajos en todas las muestras. Los ostrácodos solo se presentan en la muestra G1, con un porcentaje de 20 %.

Los bioclastos analizados tienen una tendencia a mantenerse a lo largo de la sección, salvo en la muestra G3, donde se observa un aumento de los braquiópodos y una brusca disminución de trilobites y gastrópodos, considerando que las condiciones cambiaron de manera abrupta, provocando la acumulación de valvas y la disminución del resto de los bioclastos.

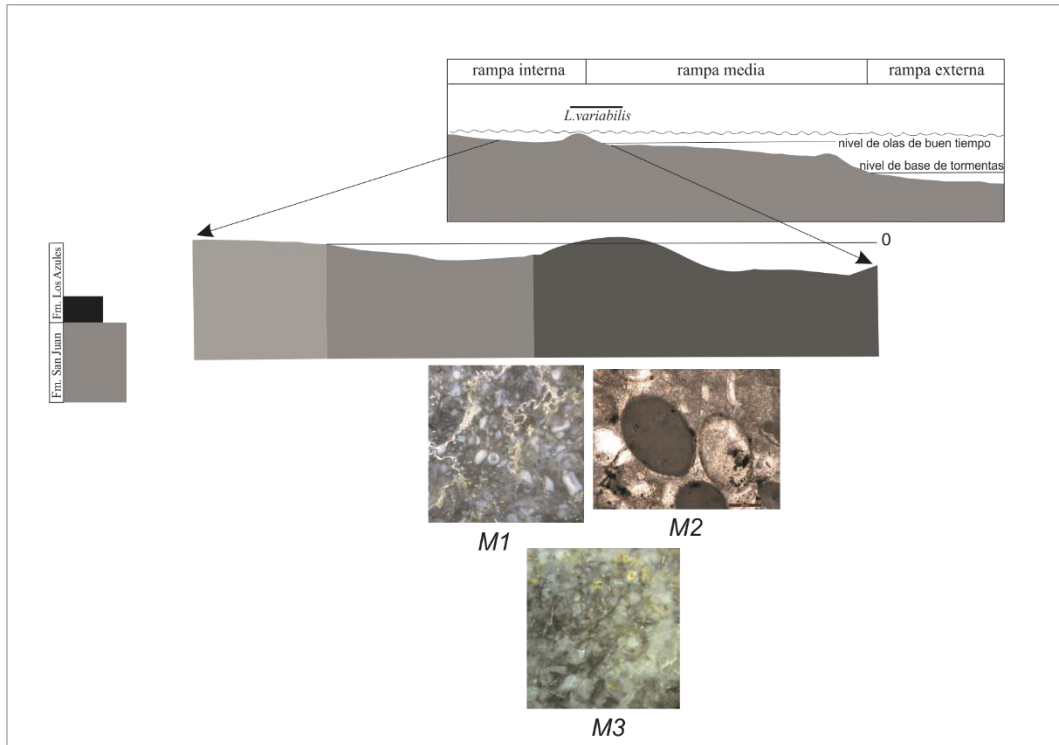


Figura 64: Distribución de las microfacies a lo largo de la rampa carbónica para el Ordovícico Medio

Unidad	Zona	Muestra	Litofacies	Microfacies	Descripción	Condiciones paleoambientales
Formación San Juan	Zona de <i>Y. crassus</i>	G4	L2-G	M3	<i>Grainstone-Packstone</i> bioclástico	Rampa interna-media
		G3-4		M3	<i>Grainstone-Packstone</i> bioclástico	Rampa interna-media
		G3	L1-G	M1	<i>Wackestone-Packstone</i> bioclástico	Rampa media, alta energía
		G2-3		M3	<i>Grainstone-Packstone</i> bioclástico	Rampa interna-media
		G2		M3	<i>Grainstone-Packstone</i> bioclástico	Rampa interna-media
		G1		M2	<i>Packstone</i> peloidal	Rampa interna-media

Figura 65: Cuadro comparativo de las litofacies y microfacies de la Formación San Juan, en la quebrada El Tropiezo.

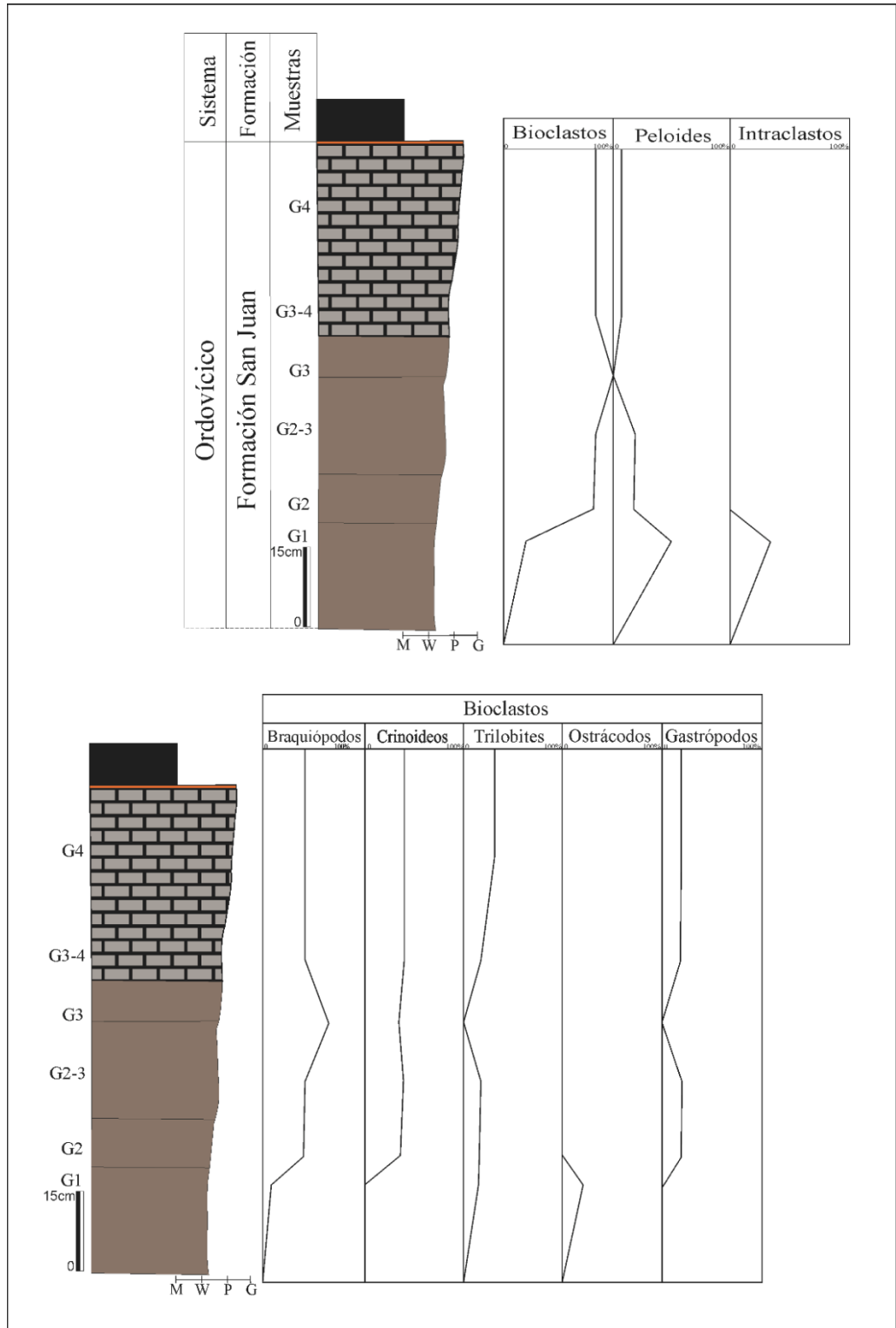


Figura 66: Distribución de los componentes aloquímicos a lo largo del perfil quebrada El Tropiezo

IV. 6. Características de los residuos insolubles

Las muestras de calizas de las formaciones San Juan y Gualcamayo de las secciones en estudio (qdas Los Sapitos, Río de Los Piojos y El Tropiezo), son procesadas en laboratorio con ácidos débiles, utilizándose en este caso ácido fórmico. El residuo insoluble resultante presenta en algunos casos, características que pueden brindar una aproximación de las condiciones paleoambientales reinantes para esos niveles.

Los residuos de las muestras de la quebrada Los Sapitos, son en general de colores claros. Se observaron pequeñas valvas de braquiópodos articulados (Fig. 67, B, C y E) y larvas de gastrópodos reemplazadas por sílice (Fig. 67, C) o por glauconita (Fig. 67, F). Los minerales de glauconita son de color verde claro, indicando poca madurez de los mismos. Las tonalidades claras de estos residuos podrían indicar procesos de silicificación, que alteraron la textura original de los bioclastos.

Los residuos de las muestras de la quebrada Río de Los Piojos, presentan tonalidades naranjas, propios de óxidos de hierro. Se observaron valvas articuladas de braquiópodos y espículas de esponjas (Fig. 68, B y C). Minerales translúcidos fueron rescatados de las muestras. Las tonalidades rojizas de estos residuos podrían indicar condiciones de oxidación de las rocas, con presencia de soluciones ricas en hierro.

Los residuos de las muestras de la quebrada El Tropiezo, presentan tonalidades naranjas. Los óxidos de hierro aumentan a medida que se avanza en el perfil, como así también, las larvas de gastrópodos son reemplazadas por estos minerales y por glauconita (Fig. 69). Minerales de pirita son observados en las muestras. Las pequeñas valvas de ostrácodos aparecen conservadas en forma completa. A diferencia de los residuos anteriores, la participación de óxidos de hierro en estos residuos es mayor, reemplazando los bioclastos.

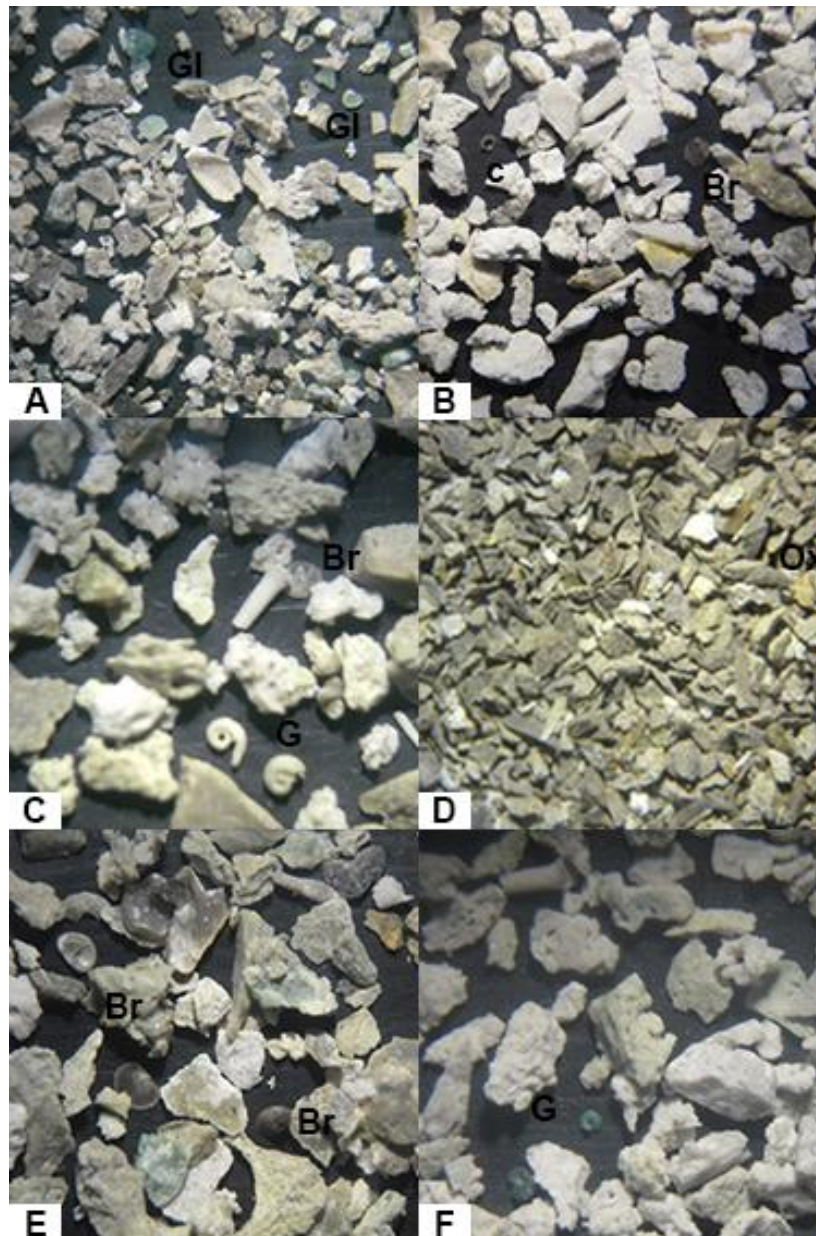


Figura 67: Residuos insolubles de las muestras de la quebrada Los Sapitos. **A.** Granos de glauconita (Gl), muestra LS0. **B.** Valva de braquiópodo (Br) y “soportes fosfáticos oculares de conodontes”, muestra LS1. **C.** Valva de braquiópodo (Br) y gastrópodo (G), muestra LS2. **D.** Óxidos de hierro (Ox), muestra LS3. **E.** Valvas articuladas de braquiópodos (Br), muestra LS5. **F.** Gastrópodo glauconitizado (G), muestra LS7.

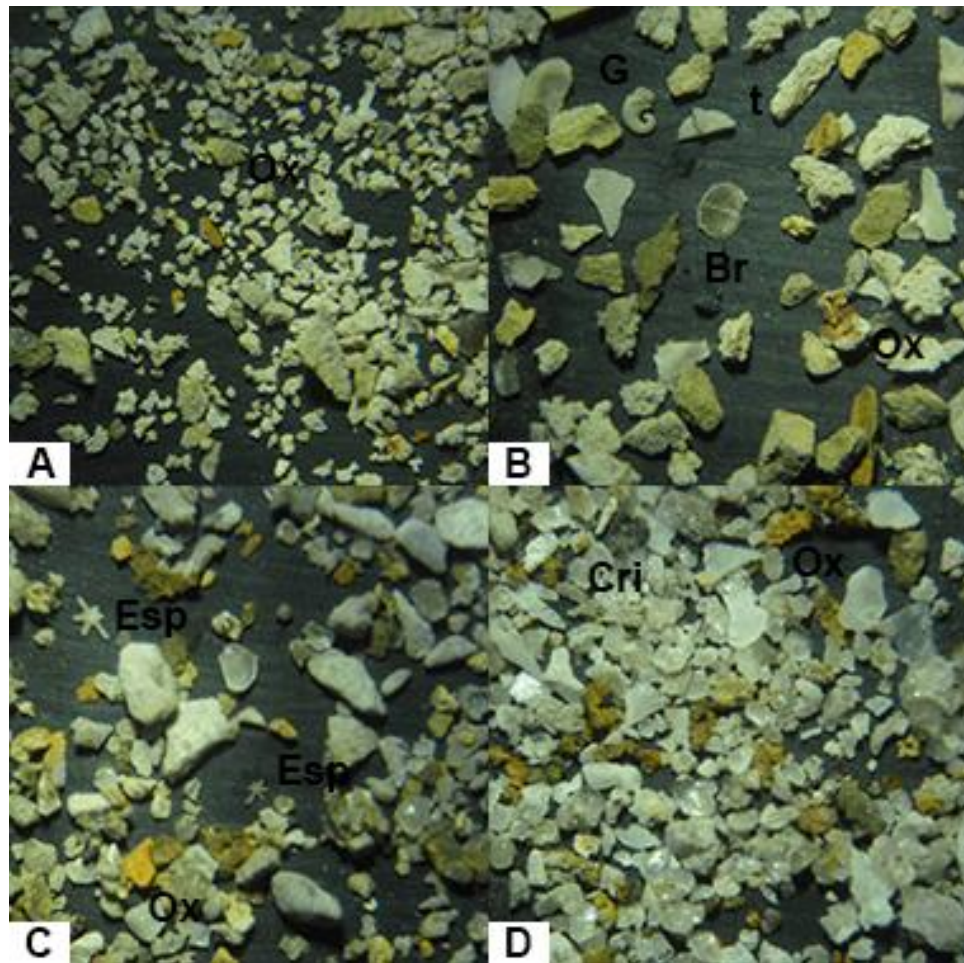


Figura 68: Residuos insolubles de las muestras de quebrada Río de Los Piojos. **A.** Óxidos de hierro (Ox), muestra RLP1. **B.** Valva articulada de braquiópodo (Br), óxidos (Ox), muestra RLP4. **C.** Espículas de poríferos (Esp), muestra RLP5 **D.** Óxidos de hierro (Ox), cristales traslúcidos (Cri), muestra RLP6.

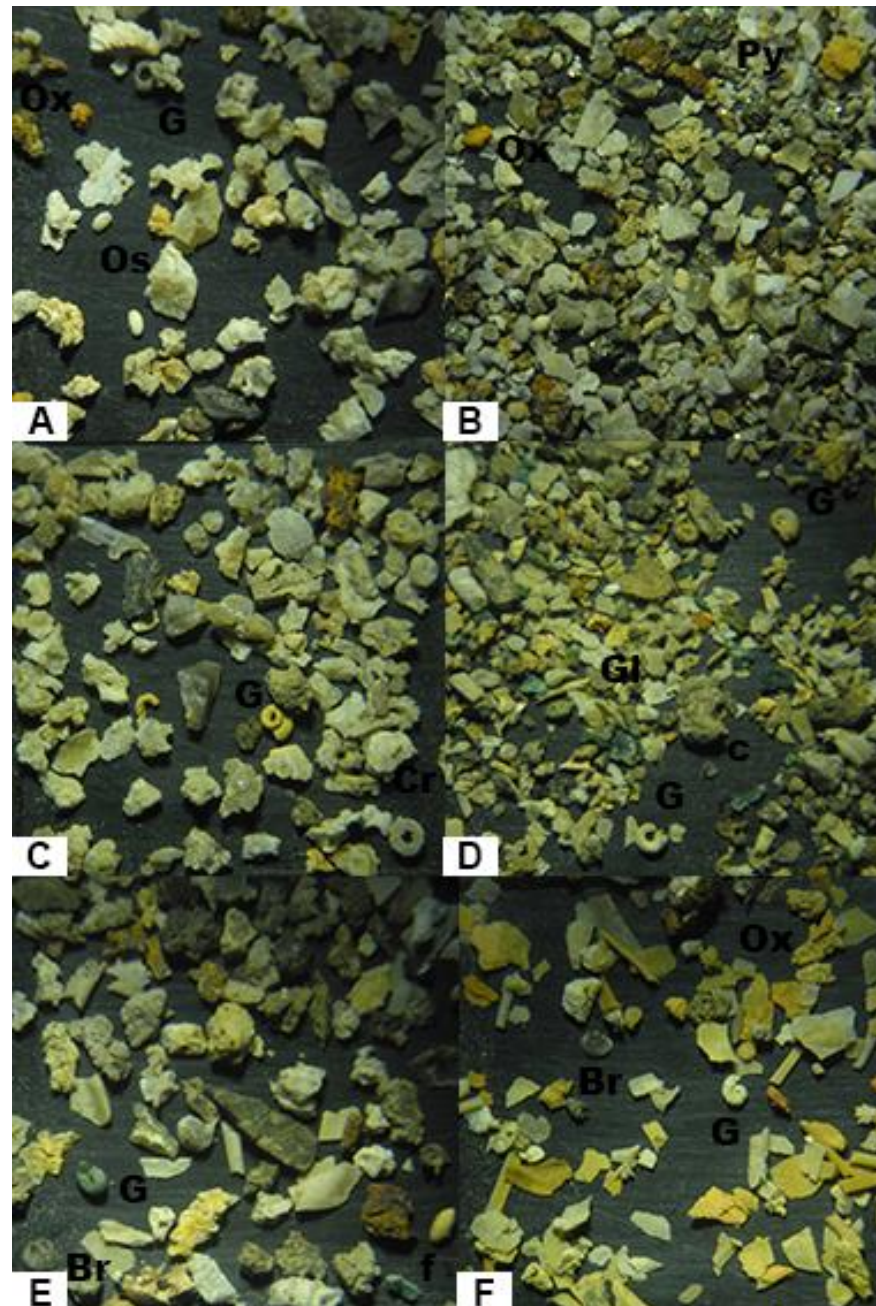


Figura 69: Residuo insoluble de las muestras quebrada El Tropiezo. **A.** Pequeñas valvas de ostrácodos (Os), gastrópodos (G), muestra G1. **B.** Minerales de pirita (Py) y presencia de material oxidado (Ox), muestra G2. **C.** Gastrópodos (G) y artejos de crinoideos (Cr), muestra G2-3. **D.** Presencia de granos de glauconita (Gl), muestra G3. **E.** Valva de braquiópodo (Br) y gastrópodo glauconitizado (G), muestra G3-4. **F.** Gran cantidad de oxidos de hierro (Ox), valva de braquiópodo inarticulado (Br), muestra G4.

CAPÍTULO V: CONODONTES

V. 1. Consideraciones generales

V. 1. 1. Definición

Los conodontes son microfósiles de composición fosfática que constituían el aparato oral de organismos marinos de cuerpo blando y simetría bilateral vermiforme, actualmente extintos. Caracterizados por una simetría bilateral vermiforme. Estos microfósiles o microelementos fueron las únicas piezas mineralizadas que poseían los animales conodontes y por tanto, son los restos que aparecen fósiles en el registro, sin embargo en lutitas y areniscas se registró el cuerpo blando de los conodontofóridos. La existencia de estos microfósiles se registra en casi cualquier tipo de roca sedimentaria marina (Fig. 70).

El animal conodonte presentaba cuerpo fusiforme semejante a una pequeña anguila, sin columna vertebral y con la presencia de una notocorda. Su tamaño alcanzaba unas decenas de milímetros y habitaron los mares de todo el mundo durante la era paleozoica, extinguiéndose a fines del Triásico (ca. 330 ma). Las piezas conodontales se concentraban en la región cefálica y según el consenso científico eran utilizados para atrapar y triturar los alimentos. La presencia de notocorda, vestigio de lo que posteriormente evolucionaría en la columna vertebral, ha propiciado que se sitúe a este grupo fósil en la base del Phylum Chordata.

Los conodontes fueron descubiertos y descritos por primera vez en 1856 por el geólogo ruso Christian H. Pander. En este lapso se desconocía su naturaleza, distribución estratigráfica y geográfica y fueron clasificados de acuerdo a una sistemática basada exclusivamente en la forma singular de cada elemento. En la

actualidad se reconocen por su importante contribución para la datación y correlación de las rocas que componen las unidades estratigráficas involucradas.



Figura 70: **A.** Esquema del conodontofórido. **B.** Fotografía del ejemplar

V. 1. 2. Reseña histórica

C.H. Pander (1856) describe por primera vez, un grupo de fósiles microscópicos, semejantes a dientes cónicos a los cuales denominó *conodonten* debido a su forma. Estos fueron hallados como elementos aislados en rocas silicoclásticas marinas del Ordovícico Inferior y Silúrico aflorantes en Estonia y Rusia. La forma de esos elementos convenció a su descubridor de estar ante la presencia de dientes y mandíbulas de un grupo desconocido de peces primitivos.

Pander y sus seguidores consideraron cada tipo de conodonte como representante de una especie singular. Hinde (1879) describió un conjunto de

conodontes conservados en la superficie de estratificación de la lutita devónica Genesee de Nueva York. Este autor interpretó que los distintos elementos que integraban la asociación correspondía a una misma especie a la cual denominó *Polygnathus dubius*, pertenecían a la misma especie. La interpretación de su hallazgo fue incorrecta porque aquel agregado de conodontes era en realidad un coprolito de un animal conodontófago (Huddle, 1972).

Los primeros hallazgos de aparatos de conodontes preservados en superficies de estratificación fueron realizados por Schmidt (1934) en Alemania y Scott (1934) en Estados Unidos, procediendo ambos de lutitas del Carbonífero. Rhodes (1954) publicó sus monografías sobre asociaciones naturales de conodontes describiendo al aparato oral de los mismos como integrado por elementos conodontales de diferente morfología, criterio aceptado posteriormente por la comunidad científica.

En la década del 60 las abundantes colecciones de conodontes permitieron el análisis estadístico de las formas relacionadas, introduciéndose el concepto de taxonomía multielemental. Este concepto se refiere a la diagnóstico de una especie a partir de la totalidad de su aparato oral, integrado por distintos morfotipos.

Huckriede (1958) presentó los primeros aparatos orales armados a partir de elementos aislados, para especies triásicas. Esta “taxonomía multielemental” no se impuso definitivamente entre los especialistas en conodontes hasta la década de 1960, cuando los métodos mejorados para la extracción de conodontes permitieron aplicar procedimientos lógicos y numéricos sobre grandes colecciones, con el resultado de los primeros planes alternativos de aparatos multielementales (*e.g.* Lindström, 1964; Walliser, 1964; Webers, 1966; Bergström y Sweet, 1966).

Sweet y otros autores (1959) reconocieron el provincialismo faunístico de los conodontes del Período Ordovícico, iniciando una nueva especialidad; el estudio paleoambiental a través de los conodontes que se fue destacando en simposios específicos (Barnes, 1976; Clark, 1984) y en numerosos trabajos que demuestran la aplicación de los conodontes en estudios paleoecológicos y paleobiogeográficos.

Epstein *et al.* (1977) dan a conocer el desarrollo de una nueva aplicación de los conodontes como paleotermómetros de amplio alcance.

Significativos avances en el conocimiento general, sistemática y en la aplicación de los conodontes constituyeron la obra de Lindström (1964), los 4 tomos del “*Catalogue of conodonts*” de Ziegler (1973, 1975, 1977 y 1981) y el *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part W, Miscellanea” (editado por Moore, 1962; y por Robison, 1981) y su edición revisada “*Suplement 2, Conodonts*” (Robison, 1981). Otras obras de permanente consulta resultaron de las publicaciones de varios simposios en Europa y Norteamérica (e.g. Sweet y Bergström, 1971; Lindström y Ziegler, 1972; Austin y Higgins, 1985; Aldridge, 1987; Austin, 1987; Serpagli, 1999).

V. 1. 3. Composición. Propiedades físicas y químicas

Los conodontes son fósiles microscópicos que poseen un tamaño medio entre 300µm - 1000µm, con una densidad que oscila entre 2,84 y 3,10. Su composición química es fluorfosfato de calcio y sodio, carbonatado e hidratado, correspondiente al mineral francolita (grupo de la apatita) $[Ca_5Na_{0.14}(PO_4)_{3.01}(CO_3)_{0.16}F_{0.73}(H_2O)_{0.85}]$.

Su brillo es sedoso y su color ambarino desde muy claro a oscuro, con luz reflejada, sin embargo pueden poseer colores tales como blanco, gris, castaño o negro; esta variación del color original (ámbar claro) se debe a una alteración

producida por la fijación de carbono que se halla como trazas de materia orgánica (colágeno) dispersa entre los espacios interlaminares del elemento conodonte y está en relación con la profundidad y la duración del soterramiento de los sedimentos en los que se hallan incluidos estos microfósiles o puede deberse a fenómenos de metamorfismo de contacto. Puede existir además la fijación de una pátina orgánica (carbonosa) que oscurezca el color del elemento conodonte, asociada a un ambiente reductor de depositación con alto contenido de materia orgánica.

Los elementos conodontales presentan áreas con una tonalidad más clara que han recibido el nombre de materia blanca. La composición de la materia blanca que aparece en los elementos conodontales, corresponde a francolita criptocristalina y se concentra principalmente en los dentículos situados por encima de la cavidad basal.

V. 1. 4. Morfología de los conodontes

El nombre conodonte deriva del latín *conus* y del griego *odous* y significa “diente cónico” y alude al aspecto de dentículo que presentan estos fósiles. La forma básica de un conodonte, tal como lo indica su nombre, es un cono lateralmente comprimido en donde por convención, se distinguen una cúspide y una base, un borde anterior y uno posterior.

Según su morfología se diferencian tres tipos de conodontes: simples (con forma de cono curvado), compuestos o ramiformes (constituidos por alineaciones de dentículos menores) y de plataforma (como los anteriores pero con la adición a ambos lados de una lámina a modo de plataforma). El tamaño de cada dentículo varía entre 0,1 y 5 mm (Fig. 71).

- **Cono simple o elementos coniformes:** Son aquellos que exhiben una cúspide, en general coniforme y la base con cavidad basal. Se distinguen además el borde

anterior (convexo), el posterior (cóncavo) y los flancos. En la base, el borde superior se orienta horizontalmente y el inferior es el que rodea la apertura de la cavidad basal.

- **Elementos ramiformes:** Formados por dos partes, una cúspide bien desarrollada por encima del ápice de la cavidad basal, que puede ser ornamentado (costillas, carenas, estrías, etc) o no; la base, que incluye la cavidad basal y en la que uno o ambos flancos o sus bordes anterior o posterior se proyectan en dos o más procesos, lateralmente comprimidos denominados procesos anterior y posterior. Pueden aparecer procesos laterales los que dan por resultados formas tridimensionales con tres o cuatro procesos (tertiopedado y quadriramado). Se pueden distinguir 6 categorías morfológicas.
- **Elementos pectiniformes:** Tienen forma de peines o láminas. Comprende a una gran variedad de elementos que ocuparían similar posición en sus respectivos aparatos esqueléticos. Los elementos pectiniformes, se dividen en 4 categorías morfológicas.

Morfológicamente los conodontes pueden exhibir caracteres superficiales como surcos, nudos, costillas, estrías o carenas. Estructuralmente se caracterizan por una microestructura de laminillas concéntricas. Éstas se recubren unas a otras excepto en la base, que es hueca en la mayoría de los conodontes, formando la cavidad basal. Allí pueden observarse los bordes de las laminillas que aparecen como estrías concéntricas. Esta disposición caracteriza al elemento conodonte cuya dirección de crecimiento es centrífuga.

En el sistema de Sweet (1966), los elementos corresponden nominalmente a tres grupos básicos según la posición que ocupan en el aparato, M (= “**M**akelliform”),

ubicación anterior o central), S (= “Symmetry transition series”, ubicación anterior o intermedia), P (= “Pectiniform”, ubicación posterior) y respectivos subtipos. Aunque cada determinación sistemática incorpora en su diagnóstico todos los morfotipos del aparato, cada uno de ellos provee información útil para los distintos niveles de discriminación taxonómica. Así, el tipo Pa es significativo a nivel específico, las formas Pb y M responden a nivel genérico y aquellas del complejo S (Sa, Sb, Sc y Sd) generalmente caracterizan a nivel de familia (Merrill *et al.*, 1990).

Algunas de las formas reconocidas en los elementos recuperados de las secciones estudiadas se muestran a continuación:


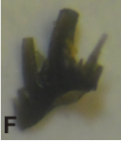


Categoría Principal	Subdivisión	Descripción	Ejemplo
Coniformes	Geniculado	A. Elemento en el cual el borde posterior de la cúspide forma un ángulo con el borde superior de la base	 
	No Geniculado	B. Elemento en el cual el borde posterior de la cúspide se continúa en una recta o un suave arco en el borde superior de la base	
Ramiformes	Alado	C. Elemento con simetría bilateral, un proceso posterior y dos laterales, uno a cada lado de la cúspide	     
	Tertiopedado	D. Elemento asimétrico con corta cúspide, procesos posterior y anterior bien desarrollados, denticulados y corto proceso lateral no denticulado	
	Digirado	E. Elemento asimétrico con proceso posterior muy corto no denticulado y dos largos procesos laterales denticulados	
	Bipennado	F. Elemento con un proceso anterior y uno posterior	
	Dolobrado	G. Elemento con proceso posterior denticulado	
Pectiniformes	Quadrirramado	H. Formado por 4 procesos, posterior, anterior y laterales	
	Pastinado	I. Elemento con 3 procesos, anterior posterior y lateral	
	Carminado	J. Elemento con procesos anterior y posterior en un eje longitudinal recto en vista lateral	
	Angulado	K. Elemento arqueado con proceso posterior y anterior	
Segminado	L. Elemento con un solo proceso primario, que en las formas conocidas es anterior		

Figura 71: Principales formas de elementos conodontales y ejemplos de los materiales recuperados en las secciones estudiadas.

V. 1. 5. Aplicaciones

Los conodontes son herramientas de gran utilidad en estudios de índole bioestratigráficos, paleobiológicos y paleotermométricos.

La estabilidad química del apatito confiere a los conodontes una gran resistencia frente a los efectos térmicos y de abrasión mecánica y química, por lo cual estos elementos pueden superar condiciones extremas de metamorfismo y dolomitización. El fosfato y la materia orgánica que los compone sufren cambios de

color cuantificables cuando son sometidos a diferentes temperaturas (CAI o Índice de Alteración del Color, Epstein *et al.*, 1977, Rejebian *et al.*, 1987). Debido a esto se usan como indicadores de alteraciones térmicas en la roca que los contiene. Esta característica ha hecho de los conodontes una herramienta útil para las prospecciones petrolíferas en rocas del Cámbrico Superior al Triásico Superior, ya que la temperatura es un factor limitante en la conservación de los hidrocarburos.

Por su amplia distribución y su rápida evolución, los conodontes son uno de los grupos más útiles en la bioestratigrafía del Paleozoico y del Triásico. Los aspectos bioestratigráficos han alcanzado un nivel de conocimiento tal que ha permitido diagnóstico de biozonas y subzonas que involucran lapsos temporales entre 200.000 a 1.000.000 de años. Ulrich y Bassler (1926) demostraron la utilidad de estos microfósiles en bioestratigrafía.

La utilidad de los conodontes como medios apropiados para correlacionar estratos es reconocida desde 1925, cuando se sugirió que estos microfósiles podrían servir para discernir la estratigrafía de unidades litológicas dispersas.

Los conodontes también pueden ser empleados en estudios de geología estructural, reflejando la intensidad de la deformación sufrida por las rocas que los contiene.

V. 2. Conodontes en Argentina

La primera mención sobre conodontes en Argentina es la realizada por Youngquist e Iglesias (1951) en rocas del Ordovícico Inferior de la Cordillera Oriental en la provincia de Jujuy. Hünicken (1971) refiere la presencia de conodontes en la Formación San Juan en el Cerro Potrerillo (San Juan) incluyendo un estudio sistemático e ilustraciones de los mismos. Primeras síntesis sobre la documentación

de conodontes en Argentina son las brindadas por Hünicken (1989) y Sarmiento y García López (1993).

Con respecto a los conodontes registrados en la Precordillera Argentina en particular para el Período Ordovícico. Albanesi *et al.* (1995) resumen la información existente y proponen un esquema bioestratigráfico preliminar, donde se intentan vincular las zonas de conodontes y graptolitos reconocidas. Sin embargo, este primer esquema está basado en un relevamiento general de información preexistente y por consiguiente, requiere de modificaciones que consideren el establecimiento formal de las unidades bioestratigráficas representadas. Entre los trabajos que contribuyen significativamente a la reconstrucción de la columna bioestratigráfica del Sistema Ordovícico de la Precordillera, aparte de la clásica obra de Serpagli (1974), se encuentran los aportes de Hünicken y Sarmiento (1980), Lemos (1981), Lehnert (1993, 1994, 1995), Albanesi (1998), Albanesi *et al.* (1999, 2003 y 2006) y Heredia (1995) para el Ordovícico Inferior. En los últimos años los trabajos de Heredia *et al.* (2009, 2011 y 2013); Mestre (2012, 2014); Heredia y Mestre (2013, 2017) y Mestre y Heredia (2012, 2013) contribuyeron a la bioestratigrafía de conodontes en la Precordillera Argentina.

V. 3. Paleontología Sistemática

La taxonomía de conodontes se basa en el concepto de especie multielemental. El significado de especie multielemental presupone que los elementos individuales estaban ordenados anatómicamente, constituyendo estructuras complejas que representan aparatos cefálicos de especies singulares.

Tras el procesamiento de las muestras de los perfiles estudiados: qda. Los Sapitos, qda. Río de Los Piojos y qda. El Tropiezo, se recuperaron un total de 2921

elementos conodontales, de los cuales se registraron 35 especies para el Ordovícico Inferior y Medio, agrupándolas en una tabla donde aparecen estas especies con su autor y año de definición y la figura donde están ilustradas en esta contribución (Fig. 72). La lista sinonímica se presenta por orden alfabético.

En el apartado Paleontología Sistemática se describe una selección de especies del total recuperado. Esta selección atiende a concentrar las especies que brindan una valiosa información bioestratigráfica y de aspectos biofaciales.

Para la descripción taxonómica se aplicó el sistema de notación convencional propuesto por Sweet (1981, 1988), que presenta las posiciones espaciales M, S y P. En las descripciones se ha utilizado los términos convencionales de orientación (anterior, posterior y lateral) dando por sentado que éstos no guardan relación con la orientación anatómica de los elementos en el individuo (Purnell *et al.*, 2000).

Especie	Autor y año	Lámina
<i>Ansella jemtlandica</i>	(Löfgren, 1978)	Lám. 7, figs. J-K
<i>Bergstroemognathus extensus</i>	Serpagli, 1974	Lám. 1, figs. B-C
<i>Cooperignathus aranda</i>	(Cooper, 1981)	Lám. 2, fig. N
<i>Cornuodus longibasis</i>	(Lindström, 1955)	
<i>Drepanodus arcuatus</i>	Pander, 1856	Lám. 1, fig. A; Lám. 4, Fig. F; Lám. 5, fig. F; Lám. 7, fig. G.
<i>Drepanodus robustus</i>	Hadding, 1913	
<i>Drepanoistodus bellburnensis</i>	Stouge, 1984	Lám. 8, figs. I,J
<i>Drepanoistodus forceps</i>	(Lindström, 1955)	
<i>Erraticodon hexianensis</i>	An y Ding, 1985	Lám. 3, figs. B-F; Lám. 7, figs. A-E
<i>Erraticodon sp.</i>		Lám. 3, fig. A; Lám. 7, fig. F

<i>Juanognathus jaanussoni</i>	Serpagli, 1974	Lám. 8, figs. D-H
<i>Juanognathus variabilis</i>	Serpagli, 1974	Lám. 1, fig. D; Lám. 4, fig. H
<i>Lenodus variabilis</i>	(Sergeeva, 1963)	Lám. 3, figs. S-T; Lám. 8, fig. J
<i>Microzarkodina hagetiana</i>	Stouge y Bagnoli,1990	Lám. 3, fig. K
<i>Oepikodus evae</i>	(Lindström, 1955)	Lám. 2, fig. A-F; Lám. 4, fig. C
<i>Oepikodus intermedius</i>	(Serpagli, 1974)	Lám. 2, fig. G-K; Lám. 4, fig. I
<i>Oistodus lanceolatus</i>	Pander, 1856	Lám. 6, fig. I
<i>Oistodus striolatus</i>	Serpagli, 1974	Lám. 5, fig. I; Lám. 8, fig. F
<i>Oistodus</i> sp.		Lám. 8, fig. R
<i>Paroistodus originalis</i>	(Sergeeva, 1963)	Lám. 8, figs. G,P
<i>Periodon</i> cf. <i>P.flabellum</i>	(Lindström, 1955)	Lám. 1, fig. K-O; Lám. 5, fig. A-E
<i>Periodon macrodentatus</i>	(Graves y Ellison, 1941)	Lám. 2, fig. L-M; Lám. 3, fig. G; Lám. 6, fig. A-G.
<i>Periodon</i> sp.		Lám. 1, fig. J; Lám. 4, figs. A,B
<i>Protopanderodus calceatus</i>	Bagnoli y Stouge, 1997	Lám. 5, fig. H; Lám. 8, figs. K-M
<i>Protopanderodus elongatus</i>	Serpagli, 1974	
<i>Protopanderodus leonardii</i>	Serpagli, 1974	
<i>Protopanderodus rectus</i>	(Lindström, 1955)	Lám. 1, fig. I; Lám 4, fig. E
<i>Pteracontiodus cryptodens</i>	(Mound,1965)	Lám. 6. Fig. H
<i>Reutterodus andinus</i>	Serpagli, 1974	

<i>Rossodus barnesi</i>	Albanesi, 1998	Lám. 1, fig. G; Lám. 4, fig. D; Lám. 8, figs. A-C, E
<i>Scolopodus krummi</i>	(Lehnert, 1995)	Lám. 5, fig. G
<i>Scolopodus rex</i>	Lindström, 1955	Lám. 3, fig. I; Lám. 6, figs. J-K
<i>Spinodus</i> sp. cf. <i>S. spinatus</i>	(Hadding, 1913)	Lám. 3, fig. H
<i>Stolodus</i> sp. A	Albanesi, 1998	Lám. 1, fig. H; Lám. 4, fig. G
<i>Triangulodus</i> cf. <i>T. larapintinensis</i>		Lám. 1, figs. E-F

Figura 72: Tabla con las especies recuperadas de las secciones estudiadas, con sus respectivos autores y láminas donde se encuentran.

V. 3. 1. Clasificación Taxonómica

Phyllum CHORDATA Bateson, 1886

Clase CONODONTA Pander, 1856

Género *Cooperignathus* Zhen, 2003

Especie tipo: *Protoprioniodus nyinti* Cooper, 1981

Cooperignathus aranda (Cooper)

Lám. 2, fig. N

1981. *Protoprioniodus aranda* Cooper, Lám. 29, fig. 1, 6, 7, 10, 12

1982. *Protoprioniodus aranda* (Cooper) Ethington y Clark, lám. 9, figs. 27–29.

1987. *Protoprioniodus costatus*, An, lám. 14, fig. 5.

1987. *Protoprioniodus* aff. *simplicissimus*, An, lám. 16, fig. 18.

1993. *Protoprioniodus aranda* (Cooper) Fåhraeus y Roy, text-figs. 5.21–5.23.

1993. *Protoprioniodus nyinti*, Stait y Druce, fig. 19M.

1994. *Protoprioniodus simplicissimus*, Ji y Barnes, lám. 16, figs. 10, 11.

1994. *Protoprioniodus aranda* (Cooper) Pohler, lám. 6, figs. 10–11, ? 12.

2000. *Protoprioniodus aranda* (Cooper) Johnston y Barnes, lám. 6, figs. 17, ? 26,

30.

2003. *Cooperignathus aranda* (Cooper), Zhen *et al.*, fig. 12 A-P

2006. *Cooperignathus aranda* (Cooper), Albanesi *et al.*, fig. 8, A-C.

Distribución global y regional: La distribución vertical de *Cooperignathus aranda* esta documentada desde los niveles más altos de las Series Ibexian de NorteAmérica hasta la parte más baja de la Serie Whiterockiana, y desde la parte superior de la Zona de *Reutterodus andinus* hasta la parte inferior de la Zona de *Tripodus laevis* (Ross *et al.*, en Taylor,1997). En Baltoscandia, *C. aranda* ocurre en la parte superior de la clásica Zona de *Oepikodus evae*, o en la Zona de *Trapezognathus diprion* del esquema de Bagnoli y Stouge (1997), donde la especie guía *O. evae* está ausente. El estratotipo de *C. aranda* en la Cuenca Amadeus, Australia Central, se correlaciona con las zonas de *O. evae* y *Baltoniodus triangularis* – *B. navis* (Cooper, 1981). Sin embargo, Zhen *et al.* (2003) sostiene que *Cooperignathus* es un género típico del Floiano alto y restringido a esos niveles, en contraposición con los que sostienen otros autores. En el sur de China, *C. aranda* está registrado desde la parte superior de la Zona *O. evae* hasta la parte inferior de la Zona de *B. triangularis* de la Formación Dawan en la sección Huanghuachang (Wang *et al.*, 2003). En la Precordillera Argentina, *C. aranda* ha sido registrado desde los niveles del tope de la Formación San Juan y Miembro inferior de la Formación Gualcamayo en las secciones del norte y en la parte media de la Formación San Juan, en las secciones centrales (Yanso, Niquivil y Talacasto) (Albanesi *et al.*, 1999).

Descripción: Aparato seximembrado, compuesto por elementos P (Pa, Pb) S (Sa, Sb, Sc) y M. Se recuperaron dos elementos M.

El elemento M es makellate con una cúspide robusta y reclina. Los procesos laterales son adenticulados. Cavidad basal amplia. Presenta una fina laminación a lo largo de la cúspide.

Procedencia: Formación Gualcamayo, muestra RLP 4 (qda. Río de Los Piojos).

Edad: Ordovícico Inferior-Floiano, Zona de *Oepikodus intermedius*

Material: 2 elementos M

Repositorio: INGEO- MP- 6138 (1-2)

Discusión: En la sección de Niquivil, la especie *C. aranda* aparece en asociación con las especies *O. evae*, *O. intermedius*, *B. extensus* y *R. andinus*, que representan la fauna típica del Ordovícico Inferior tardío (Floiano) (Soria *et al.*, 2017) indicando la Zona de *O. intermedius*.

Orden Prioniodinida Sweet, 1988

Superfamilia Chirognathacea Branson y Mehl, 1944

Familia Chirognathidae Branson y Mehl, 1944

Género *Erraticodon* Dzik, 1978

Especie tipo: *Erraticodon balticus* Dzik, 1978

Erraticodon hexianensis An y Ding, 1985

Lám. 3, fig. A-F; Lám. 8, fig. A-E

1985 *Erraticodon hexianensis* An y Ding; p. 9–10, lám. 1, figs. 21–23, 26–29, ?fig.

15.

1985 *Erraticodon hexianensis* An y Ding; An *et al.*, lám. 15, figs.1–4.

1987 *Erraticodon hexianensis* An y Ding; An, p. 154, lám. 22, figs.1–9, 13.

1987 ?*Phragmodus* sp. An, lám. 22, figs. 11–12.

1987 ?*Oulodus* sp. An, lám. 22, fig. 15.

1993 *Erraticodon hexianensis* An y Ding; Ding *et al.* in Wang, p. 177, lám. 21, figs. 1–10.

1993 ?*Oulodus* sp. A, Ding *et al.* in Wang, lám. 21, fig. 11.

1999 *Erraticodon* sp. Wang y Bergström, lám. 4, figs. 1, 2, 10.

2013 *Erraticodon hexianensis* An y Ding, Heredia *et al.*, fig 4, A, B, C.

2014 *Erraticodon hexianensis* An y Ding, Mestre, fig. 5, 11.

Distribución global y regional: La especie *Erraticodon hexianensis* está extensamente distribuida en el Ordovícico Medio del sur de China, en la Formación Xiaotan (An y Ding, 1985; An, 1987; Ding *et al.*, 1993), en la Formación Guniutan (An *et al.*, 1985; An, 1987; Ding *et al.* 1993) y en la Formación Meitan (An, 1987; Zhen *et al.* 2007).

An y Ding (1985) definen originalmente a esta especie formada por un aparato seximembrado, incluyendo los elementos M, Sa, Sb, Sc, Sd y un dudoso elemento Pb. El holotipo estaría representado por el elemento tertiopedate Sd. An (1987) revisa el concepto de esta especie, interpretando un aparato quinquimembrado, excluyendo el elemento P (dichognathiforme de An y Ding, 1985) reasignándolo a *Phragmodus* sp. (An, 1987).

Esta definición de aparato quinquimembrado de *E. hexianensis* fue aceptada por trabajos posteriores (Ding *et al.* en Wang, 1993).

Descripción: Aparato multielemental, compuesto por elementos P (Pa, Pb), S (Sa, Sb, Sc y Sd) y M.

El elemento Pa es digyrate con una cúspide prominente y 2 procesos extendidos lateralmente. El elemento Pb es trigyrate con 2 procesos laterales denticulados y un largo proceso anterior.

El elemento M es makellate con proceso posterior con 5 dentículos y amplia cavidad basal. El elemento Sa es alate, con un largo proceso posterior con 6 dentículos, siendo el cuarto del mismo largo y ancho que la cúspide y 2 procesos laterales cortos sin dentículos. El elemento Sb es bipennate asimétrico con largo proceso posterior y proceso anterior retorcido internamente con 4 dentículos. Sc es bipennate con procesos anterior y posterior denticulados con 3 o más dentículos. El elemento Sd es tertiopedate asimétrico con corto proceso lateral y procesos anterior y posterior largos y denticulados.

Procedencia: Formación San Juan, muestras G3, G3-4 y G4 (qda. El Tropiezo).

Edad: Ordovícico Medio (Darriwiliano) - Zona de *L. antivariabilis*-*L. crassus*

Material: 237 elementos; Pa (2), Pb (2), Sa (31), Sb (26), Sc (38), Sd (40) y M (12). Fragmentos (86).

Repositorio: INGEO- MP 6109 (1-4); 6115 (1-102); 6127 (1-131).

Orden Prioniodontida Dzik 1976

Superfamilia Prioniodontacea Bassler, 1925

Familia Balognathidae Hass, 1959

Género *Lenodus* Sergeeva, 1963

Lenodus variabilis (Sergeeva, 1963)

Lám. 3, fig. J; Lám. 9, fig. S-T

1985. *Amorphognathus variabilis* Sergeeva. Sarmiento, lám. 1, figs. 1-6.
1987. *Eoplacognathus suecicus* Bergström. Hünicken y Ortega, lám. 7.1, figs. 4-5,6, 8, 9-10, 13.
1990. *Eoplacognathus variabilis* (Sergeeva). Sarmiento, lám. 4, figs. 1-3.
1991. *Eoplacognathus suecicus* Bergström. Sarmiento, lám. 1, figs. 14-15.
1991. *Amorphognathus?* Bergström. Sarmiento, lám. 1, figs. 16-19.
1991. *Eoplacognathus variabilis* (Sergeeva). Sarmiento, lám. 1, figs. 20-23.
1998. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Albanesi, lám. 5, figs. 16-19.
2007. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Ortega *et al.*, lám. 6, fig. E
- non 2007. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Ortega *et al.*, lám. 6, fig. J.
- non 2008. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Voldman *et al.*, fig. 4, j, y.
2010. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Mellgren y Eriksson, fig. 8, A-F, I-N, P-T, V-Z y AE.
2011. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Viira, fig. 5, B, C, F.
2013. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Heredia y Mestre, fig. 3, 1-11.
2013. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Mestre, fig. 2, 1-3.
2014. *Lenodus variabilis* (Sergeeva) Mestre, fig. 3, 1-14.

Distribución global y regional: A nivel global la especie *L. variabilis* ha sido mencionada en Australia Occidental (Watson, 1988), en Estonia (Viira, 1974), Suecia (Stouge y Bagnoli, 1990) y en centro-sur de China (Wang y Bergström, 1995, An, 1987; Chen y Ji, 1987; Zhang, 1998; Stouge y Bagnoli, 1999; Löfgren, 2000, 2003; Löfgren y Zhang, 2003).

En la Precordillera *L. variabilis* ha sido registrada en muestras provenientes de las Formaciones San Juan, Gualcamayo y Los Azules, en las secciones de la

Sierra de Villicum (Sarmiento, 1987; Mestre, 2013, 2014), en el Cerro La Chilca (Heredia y Mestre, 2011, 2013; Mestre y Heredia, 2013), en quebrada Del Aluvión y quebrada del río de Las Chacritas (Heredia y Mestre, 2011; Mestre y Heredia, 2013; Serra *et al.*, 2016) y en el Cerro Viejo de Huaco (Hünicken y Ortega, 1987; Ortega *et al.* 2007).

Descripción: Aparato septimembrado, compuesto por elementos P (Pa, Pb), M y S (Sb, Sc, Sd).

El elemento M posee una expansión del proceso posterior. Cavidad basal amplia, con desarrollo de una marcada costilla a lo largo de la cúspide.

Procedencia: Formación San Juan, muestra G3 (quebrada El Tropiezo).

Edad: Ordovícico Medio (Darriwiliano) - Zona de *L. variabilis*-*L. crassus*

Material: 4 elementos M.

Repositorio: INGENIO- MP 6114 (1-4)

Familia Plectodinidae Sweet, 1988

Género *Microzarkodina* Lindström, 1971

Microzarkodina hagetiana Stouge y Bagnoli, 1990

Lám. 3, fig. K

1974 *Prioniodina* sp. Lindström; Viira, fig. 14B.

1978 *Microzarkodina flabellum* (Lindström); Löfgren, pp. 61–62 (pars), fig. 27A–B.

?1983 *Microzarkodina flabellum* (Lindström); Zheng *et al.*, lám. 12:2.

1985 *Microzarkodina flabellum parva* Lindström; Löfgren, p. 127 (pars), fig. 4A, C, E–F.

1990 *Microzarkodina hagetiana* n. sp.; Stouge y Bagnoli, p. 20, lám. 6:17–24.

1991 *Microzarkodina parva* Lindström; Rasmussen, p. 279 (pars), fig. 7H, K.

1998b *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli; Zhang, p. 76, lám. 12:7–10.

2000a *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli; Löfgren, fig. 5c, d.

2000b *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli, 1990; Löfgren, fig. 6M.

2001 *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli, 1990; Rasmussen, p. 279 (pars),
fig. 7H, K.

2003 *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli, 1990; Löfgren, fig. 9AD–AI.

2004 *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli, Löfgren, fig. 12a, c–g ?b.

2008 *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli, Löfgren y Tolmacheva, figs. 7A–
F, 7J, 7K, 9A–W, ?9X–Z, ?10A–E.

Distribución global y regional: La especie *Microzarkodina hagetiana* ha sido registrada en Baltoscandinavia y sur de China, desde la parte inferior de la Zona de *Lenodus variabilis*, Zona de *Lenodus (Yangtzeplacognathus) crassus* (sensu Mestre y Heredia, 2017), hasta la Subzona de *Microzarkodina hagetiana*, de la Zona de *Eoplacognathus pseudoplanus*.

Descripción: Aparato seximembrado. El elemento P tiene tres dentículos fusionados sobre el proceso posterior que decrecen en tamaño sucesivamente. Un pequeño dentículo sobre el proceso anterior, separado de la cúspide. La cavidad basal es moderadamente profunda. La cúspide es reclina.

Procedencia: Formación San Juan, muestra G3 (quebrada El Tropiezo).

Edad: Ordovícico Medio (Darriwiliano) - Zona de *L. variabilis*- *E. pseudoplanus*

Material: 1 elemento P.

Repositorio: INGEO- MP 6110 (1).

Orden Prioniodontida Dzik, 1976

Superfamilia Prioniodontacea Bassler, 1925

Familia Prioniodontidae Bassler, 1925

Género *Oepikodus* Lindström, 1955

Especie Tipo: Oepikodus smithensis Lindström, 1955

Oepikodus evae (Lindström, 1955)

Lám. 2, fig. A-F

1955. *Oepikodus smithensis* n. sp. Lindström, pp. 571- 572, lám. 6, figs. 1-3.
1955. *Oistodus longiramis* n. sp. Lindström, p. 579, lám. 4, figs. 35 - 37.
1955. *Prioniodus evae* n. sp. Lindström, pp. 589- 590, lám. 6, figs. 4-10.
1971. *Prioniodus evae* n. sp. Lindström, p. 52, text-figs. 13- 14.
1974. *Prioniodus (Oepikodus) evae* Lindström, Serpagli, pp. 67- 69, lám. 15, figs. 9a- 13, lám. 26, figs. 1- 10, lám. 31, fig. 1.
1978. *Prioniodus (Oepikodus) evae* Lindström, Löfgren, pp. 79, 80, lám. 9, figs. 7 - 11, 17A, B (*cum syn.*).
1981. *Oepikodus evae* (Lindström), Lemos, pp. 39 – 40, est. 1: 7 – 11.
1982. *Oepikodus evae* (Lindström), Hünicken y Sarmiento, fig. 3.
1982. *Oepikodus evae* (Lindström), Hünicken, fig. 3.
1987. *Oepikodus evae* (Lindström), An, pp. 159- 160, lám. 21, figs. 8 - 16 (*cum syn.*).
1988. *Oepikodus evae* (Lindström), Rao, pp.209, 210, lám. 1, figs. 5a-b.
1988. *Oepikodus evae* (Lindström), Stouge y Bagnoli, pp. 121, 122, lám. 5, figs. 1-7 (*cum syn.*).
1988. *Oepikodus evae* (Lindström), Bergström, Lám. 1, figs. 13 – 16.
1990. *Oepikodus evae* (Lindström), Pohler y Orchard, lám. 3, fig. 16.
1993. *Oepikodus evae* (Lindström), Lehnert, lám 2, figs. 7 - 10.

- 1993b. *Oepikodus evae* (Lindström), Löfgren, fig. 6A-C.
1994. *Oepikodus evae* (Lindström), Löfgren, fig. 8: 13 - 15.
1994. *Oepikodus evae* (Lindström), Pohler, taf. 5, fig. 7 - 9.
- 1995a. *Oepikodus evae* (Lindström), Lehnert, pp. 99, 100, lám. 20B, fig. 1 (*cum syn*).
1995. *Oepikodus evae* (Lindström), Wang y Bergström, lám. 6, figs. 1 - 5.
1996. *Oepikodus evae* (Lindström), Löfgren, fig. 5AF.
1998. *Oepikodus evae* (Lindström), Albanesi *et al.*, pp. 153, 154, lám. 6, figs. 11 – 19.
2008. *Oepikodus evae* (Lindström), Mestre, lám. 1, figs. 1-3.
2013. *Oepikodus evae* (Lindström), Soria *et al.*, fig. 4 B-G

Distribución global y regional: La Zona de *O. evae* fue definida originalmente por Sergeeva (1963) y Lindström (1971) para registrar la parte superior del subpiso Billingen en el área Baltoescandinava. Posteriormente, esta biozona fue corroborada y discutida por varios autores en diversas localidades de todos los continentes: Báltica (Lindström, 1955; van Wamel, 1974; Löfgren, 1978, 1985, 1993a, 1993b, 1994, 1996; Bagnoli *et al.*, 1988); Escocia (Lamont y Lindström, 1957); Australia: Cuenca de Canning (McTavish y Legg, 1976); Formación Emmanuel (Legg, 1978; Nicoll *et al.*, 1993; Shergold *et al.*, 1995); y la Cuenca Amadeus (Cooper, 1981). También para el noreste de Norteamérica (Landing, 1976; Landing y Ludvigsen, 1984; Sweet y Bergström, 1986); en el Grupo El Paso de Texas y Nuevo México (Repetski, 1982); el Grupo Cow Head en Terranova (Fåhraeus y Nowlan, 1978; Pohler *et al.*, 1987; Stouge y Bagnoli, 1988; Pohler, 1994); en la Cordillera Occidental de Canadá (Tipnis *et al.*, 1978; Pohler y Orchard, 1990); en el sur de

China (An, 1981, 1987; Zeng *et al.*, 1983; Li *et al.*, 2010) y norte de China (An *et al.*, 1983).

La Zona de *Oepikodus evae* es la biozona de conodontes más extendida regionalmente en la Precordillera argentina (Beresi y Heredia, 1992; Mestre, 2008) y es uno de los fósiles más importantes del Ordovícico Inferior por su corto rango estratigráfico y amplia distribución geográfica (Serpagli, 1974). Esta biozona se halla distribuida en gran parte del espesor de la Formación San Juan, permitiendo correlacionarlos tanto en sentido norte-sur como este-oeste.

Descripción: Aparato seximembrado, compuesto por elementos P (Pa, Pb), M y S (Sb, Sc, Sd).

El elemento Pa es pastinate. La cúspide es reclina. Los procesos anterior y lateral contienen más de 5 dentículos. El proceso posterior largo con más de 6 dentículos.

El elemento Pb es pastinate, se diferencia del elemento Pa por el proceso posterior retorcido.

El elemento M geniculado. El elemento Sb es tertiopedate con procesos anterior y lateral adenticulados, los dentículos del proceso posterior se encuentran fusionados.

El elemento Sc es bipennate y el elemento Sd es quadriramate simétrico.

Procedencia: Formación San Juan y Formación Gualcamayo, muestras LS1, LS2, LS3, LS4, LS5, LS6 y LS7 (qda. Los Sapitos)

Edad: Ordovícico Inferior alto (Floiano) – su distribución vertical comienza en la biozona homónima (Zona de *O. evae*) y se extiende hasta la parte media de la Zona de *O. intermedius*.

Material: Elementos P (170), S (49), M (48) y fragmentos (5)

Repositorio: INGENIO- MP 6010 (1); 6013 (1-9); 6028 (1-14); 6040 (1-245); 6058 (1-2).

Oepikodus intermedius (Serpagli, 1974)

Lám. 2, fig. G-K; Lám. 4, fig. I

1974. *Prioniodus (Oepikodus) intermedius* sp. nov. Serpagli, pp. 69, 70, 72, 73 lám. 15, figs. 1a-4b, lám.27, figs. 1-7, lám. 31, figs. 2a-6, text-fig. 15D-F.

1977. *Oepikodus intermedius* Serpagli; Lindström en Ziegler, p.257-259, lám.1, figs. 12-14.

1985. *Baltoniodus intermedius* (Serpagli); An *et al.*, lám. 7, figs. 13, 14, 16, 17, 19.

1987. *Baltoniodus communis* (Ethington y Clark); An, pp. 125,126, lám. 19, figs. 1, 2, 4, 11 (*partim*).

1988. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Rao, pp.210-211, lám. 1, figs. 2-4.

1990. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Sarmiento, lám. 2, figs. 1-3.

1993. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Lehnert, lám. 2, figs. 4-6.

1995. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Lehnert, lám. 8, figs. 17, 18, lám. 20A, figs. 5, 8, 10, lám. 20B, fig. 9.

1998. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Albanesi *et al.*, pp.154, lám.6, figs 20-25.

2008. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Aceñolaza *et al.*, lám. 4, fig. C.

2013. *Oepikodus intermedius* (Serpagli); Soria *et al.*, lám. 4 C.

Distribución regional: La especie ha sido registrada en Sudamérica: Argentina tanto en Precordillera (Serpagli, 1974, Sarmiento, 1990, Lehnert, 1993 y 1995, Albanesi *et al.* 1998, 2003 y 2006; Soria *et al.*, 2013, 2017; Mango y Albanesi, 2014, como en Cordillera Oriental (Aceñolaza *et al.*, 2008, Carlorosi, 2012, actualmente en revisión).

Descripción: Aparato seximembrado, compuesto por elementos P (Pa, Pb), M y S (Sb, Sc, Sd).

El elemento Pa es pastinate. Los procesos anterior y lateral no contienen dentículos. El proceso posterior con 5 dentículos inclinados según la cúspide reclina. La cavidad basal desarrolla una vaina basal que lo diferencia del elemento Pb.

El elemento M geniculado. El elemento Sb es tertiopedate con procesos anterior y lateral adenticulados. El elemento Sc es bipennate y el elemento Sd es quadriramate simétrico con amplia cavidad basal.

Procedencia: Formación San Juan y Formación Gualcamayo, muestras LS1, LS2, LS3, LS4, LS5, LS6 y LS7.

Edad: Ordovícico Inferior alto (Floiano) - Zona de *O. intermedius*

Material: Elementos pastinate P (17), makellate M (17) y quadriramate S (Sa, Sb, Sc y Sd) (56). Fragmentos (2).

Repositorio: INGEO- MP 6014 (1-3); 6029 (1-14); 6041 (1-68); 6059 (1); 6077 (1-6).

Observaciones: Serpagli (1974) describió por primera vez esta especie denominándola en latín *intermedius*= intermedio, en relación a la probable posición estratigráfica entre las especies *O. evae* y *O. communis*. Sin embargo, en Precordillera la especie *O. intermedius* aparece en niveles estratigráficos más jóvenes que *O. evae*, mientras que *O. communis* aparece en la Zona de *Prioniodus elegans*, en niveles más antiguos que la anterior. Representando así la evolución filética de este género.

Siguiendo la definición de *Oepikodus* como trimembrate (van Wamel, 1974) y luego quadrimembrate (Bergström en Clark *et al.*, 1981), Stouge y Bagnoli (1988)

sugieren que *Oepikodus* consiste en un aparato seximembrate que se distingue de *Prioniodus* por la ausencia del elemento Sa.

Nicoll y Ethington (2004), consideran un aparato septimembrate incluyendo elementos pastinate (Pa y Pb), makellate M y cuadriramate S (Sa, Sb, Sc y Sd). *Prioniodus* consiste de un aparato septimembrate similar que incluye un elemento Sa alate triforme y *Oepikodus* un elemento Sa alate cuadriramate.

Stouge y Bagnoli (1988) reconocieron la ausencia de elementos alate de posición Sa, verificando la proposición anticipada por Bergström y Cooper (1973) y sugirieron que esa ubicación podría ser ocupada por la forma simétrica Sd. El morfotipo identificado por Smith (1991) como Sa, no es una forma alate característica de esa posición según la definición de Sweet (en Robison, 1981). El elemento aludido es un morfotipo típicamente cuadriramate que se atribuye a la forma Sd. En razón de que este lugar queda libre en los aparatos seximembrados, es apropiado asignar al elemento cuadriramate de *Oepikodus* una virtual posición Sa, tal como lo sugirieron Stouge y Bagnoli (1988). Estos autores destacan que la ausencia del típico elemento Sa (alate) en el plan estructural de *Oepikodus* es de fundamental importancia taxonómica sugiriendo una diferenciación filogenética con respecto a otras formas relacionadas al género *Prioniodus*.

Albanesi *et al.* (1998), indican que el límite inferior de la Zona de *O. intermedius* estaría definido por el último registro de *O. evae* y su límite superior con la primera aparición de *T. laevis*. En un trabajo posterior, Soria *et al.* (2013) consideran *O. intermedius* como biozona de intervalo y utilizan por lo tanto su FAD como indicador del inicio de la biozona.

Orden Ozarkodinida Dzik, 1976

Suborden Plectodinina Dzik, 1991

Superfamilia Oistodontacea Lindström, 1970

Familia Periodontidae Lindström, 1970

Género *Periodon* Hadding, 1913

Especie tipo: Periodon aculeatus Hadding, 1913

Periodon macrodentatus (Graves y Ellison, 1941)

Lám. 2, figs. L-M; Lám. 3, fig. G; Lám. 7, figs. A-G.

1941. *Ozarkodina macrodentata* Graves y Ellison, p. 14, lám. 2, figs. 33, 35, 36.

1976. *Prioniodina macrodentata* (Graves y Ellison), Cawood, fig. 3 a.

1976. *Periodon aculeatus* Hadding, Cawood, fig. 3b, c.

1984. *Periodon aculeatus zgierzensis* Dzik, Stouge, p. 82, lám. 16, figs. 1-15.

2001. *Periodon macrodentata* (Graves y Ellison), Rasmussen, p. 114-116, lám. 14,
figs. 1-8 (*cum. Syn.*).

2004. *Periodon aculeatus* Hadding, Furey-Greig, p. 320, lám. 1, figs. 17-19.

2014. *Periodon macrodentatus* (Graves y Ellison), Mestre, fig. 5: 10.

2016. *Periodon macrodentatus* (Graves y Ellison), Feltes *et al.* fig. 3, L.

Descripción: Aparato multielemental, compuesto por elementos P (Pa, Pb), M y S (Sa, Sb, Sc, Sd).

El elemento Pa es bipennate. El proceso anterior contiene 2 a 3 dentículos. El proceso posterior hasta 5 dentículos. La cúspide es reclina. Cavidad basal amplia. El elemento Pb es digyrate. El proceso anterior se encuentra retorcido, y contiene hasta 4 dentículos.

El elemento M geniculado, posee hasta 7 dentículos trepando desde la base a lo largo de la cúspide. Cavidad basal amplia. El elemento Sa es alate, con todos sus procesos

denticulados, el proceso posterior posee el quinto denticulo de mayor tamaño. El elemento Sb es digyrate con un proceso posterior denticulado. El elemento Sc es dolobrate, algunos elementos poseen un proceso posterior denticulado, y otros además de un proceso posterior presentan un corto proceso anterior con pequeños denticulos normalmente de 3 a 4. El elemento Sd es tertio pedate asimétrico, con todos sus procesos denticulados.

Procedencia: Formación San Juan y Formación Gualcamayo, muestras

LS0, LS1, LS2, LS3, LS4, LS5, LS6 y LS7 (qda. Los Sapitos). Formación San Juan, muestras G1, G2, G2-3, G3, G3-4 y G4 (qda. El Tropiezo).

Edad: Ordovícico Inferior alto (Floiano) – Zona de *Oepikodus intermedius*. Ordovícico Medio (Darriwiliano) – Zona de *Lenodus variabilis*.

Material: 494 elementos: P (137), Pa (99), Pb (38); S (134), Sa (19), Sb (58), Sc (46), Sd (11); M (160) y fragmentos (63).

Repositorio: INGEO-MP 6085 (1-11); 6091 (1-23); 6097 (1-102); 6104 (1-168); 6116 (1-87); 6128 (1-103).

Periodon cf. P. flabellum Stouge, 2012

Lám. 1, figs. K-O; Lám. 5, figs. A-E

Descripción: Aparato multielemental, compuesto por elementos P (Pa, Pb), M y S (Sa, Sb, Sc, Sd).

El elemento Pa es bipennate. El proceso anterior contiene 1 denticulo. La cúspide es reclina. El elemento Pb es digyrate y cuyo proceso anterior se encuentra retorcido.

El elemento M geniculado, posee hasta 3 denticulos. El elemento Sa es alate, con procesos todos denticulados, el proceso posterior posee el cuarto denticulo de mayor tamaño. El elemento Sb es digyrate. El elemento Sc es dolobrate, con un corto

proceso anterior con pequeños dentículos normalmente 3 a 4. El proceso posterior es denticulado. El elemento Sd es tertiopedate asimétrico con todos sus procesos denticulados.

Procedencia: Formación San Juan y Formación Gualcamayo, muestras LS0, LS1, LS2, LS3, LS4, LS5, LS6 y LS7 (qda. Los Sapitos). Formación San Juan y Formación Gualcamayo, muestras RLP0, RLP4, RLP5 y RLP6 (qda. río de Los Piojos)

Edad: Ordovícico Inferior-Floiano, Zona de *Oepikodus intermedius*.

Material: 826 elementos: P (267), Pa (186), Pb (81); S (415), Sa (71), Sb (113), Sc (159), Sd (29) fragmentos de elementos S (43); M (140) y fragmentos (22).

Repositorio: INGEO- MP 6000 (1-8); 6009 (1-30); 6012 (1-72); 6025 (1); 6030 (1-80); 6043 (1-253); 6063 (1-247); 6067 (1-135).

Discusión: Serpagli (1974) realiza la distribución del género *Periodon* para el Ordovícico, considerando el elemento falodiforme (geniculado, con una posición M) como el más característico y diagnóstico de las especies. Serpagli (1974) tiene en cuenta la cantidad de dentículos del elemento M en el proceso anterior y reconoce a *Periodon flabellum* con pocos dentículos para el Ordovícico Inferior, a *Periodon aculeatus* dominando el Ordovícico Medio, con varios dentículos trepando a lo largo de la cúspide y *Periodon grandis* para el Ordovícico Superior, también con varios dentículos pero con una morfología de la cavidad basal más amplia.

Los elementos M de *Periodon flabellum* recuperados de las muestras de quebrada Los Sapitos para el Ordovícico Inferior, contienen de 0 a 3 dentículos, algunos elementos poseen costilla y otros no. Teniendo en cuenta esta descripción, la propuesta de Serpagli para los elementos de la presente colección, no se cumpliría.

Stouge (2012) propone la evolución del género *Periodon* considerando la cantidad de dentículos del elemento Pa. La primera especie *Periodon primus* Stouge y Bagnoli (1988), es una especie tremadociana donde el elemento P está adenticulado. En el Floiano temprano aparece *Periodon selenopsis* Serpagli (1974), en el que el elemento Pa lleva dentículos únicamente sobre el borde superior de la base. *Periodon flabellum* Lindström (1955), una especie con serración sobre el borde anterior de la base del elemento Pa (Serpagli, 1974; Löfgren, 1978, Stouge y Bagnoli, 1988, Rasmussen, 2001, Johnston y Barnes, 2000). La especie *Periodon cf. P. flabellum* es conocida desde la Zona *Isograptus (v.) lunatus* a *I. (v.) victoriae* de graptolitos (tope del Floiano al Dapingiano basal, Maletz *et al.*, 2003). Esta especie representa la primera fase del desarrollo de un verdadero proceso denticulado, portando un solo dentículo pequeño sobre el proceso Pa. Durante la evolución gradual el número de dentículos sobre el proceso anterior aumenta de 1 pequeño a 1 largo con la especie *P. aff P. flabellum* en la Zona de *Tripodus laevis*. Stouge (2012) define la nueva especie *Periodon hankensis* donde el elemento Pa tiene 2 dentículos en el proceso anterior (rango superior de *Isograptus (v.) maximodivergens*). La siguiente especie es *P. macrodentatus* (Graves y Ellison, 1941) tiene 3 dentículos que gradualmente decrecen en tamaño lejos de la cúspide. La especie más joven *Periodon zgierzensis* Dzik (1976) (correlativa de la Zona *Nicholsonograptus fasciculatus* Biozona de graptolitos *sensu* Maletz, 2009), el elemento Pa tiene 4 dentículos sobre el proceso anterior (Stouge *et al.*, 2011).

Stouge (2012) destaca que los elementos S igualmente aumentan el número de dentículos sobre el proceso posterior y este sistema ayuda a distinguir las especies (Löfgren, 1978; Stouge y Bagnoli, 1988; Rasmussen, 2001). El elemento M cambia

desde formas sin dentículos a formas con dentículos sobre el borde anterior de la base a formas con una base anteriormente extendido donde el número de dentículos aumenta sobre el proceso anterior.

Los elementos Pa de *Periodon* de las muestras de quebrada Los Sapitos tienen 1, 2 y 3 dentículos en el proceso anterior. En la quebrada Río de Los Piojos el elemento Pa contiene 1 dentículo y provenientes de la quebrada El Tropiezo portan 3 dentículos. En la propuesta de Stouge (2012) (Fig. 73), *P. hankensis* tiene 2 dentículos y *P. macrodentatus* 3 dentículos, estas especies corresponden al Dapingiano y Darriwiliano respectivamente. La distribución de las especies de *Periodon* para el Floiano de la quebrada de Los Sapitos no se cumpliría con la propuesta de Stouge (2012).

En esta contribución se considera indicativo para el Ordovícico Inferior alto (Floiano) la especie *Periodon* cf. *P. flabellum*, y que en Precordillera aparece conviviendo con las especies *Periodon hankensis* y *Periodon macrodentatus* y ya para el Ordovícico Medio (Darriwiliano), *Periodon macrodentatus* aparece sola. Se reconocen diferencias en los elementos Pa y Pb de *Periodon* cf. *P. flabellum*, que serán estudiados con posterioridad.

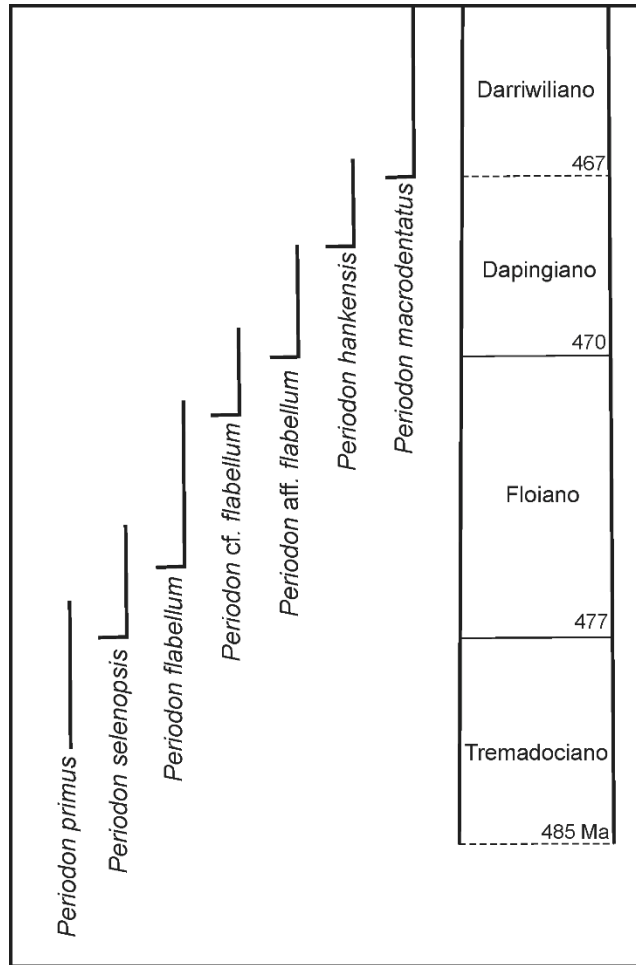


Figura 73: Propuesta de Stouge (2012) para el género *Periodon*

Género *Spinodus* Dzik 1976

Especie tipo. *Polygnathus spinatus* Hadding 1913

Spinodus sp. cf. Spinatus (Hadding, 1913)

Lám. 3, fig. H

Descripción: Aparato seximembrado, compuesto por elementos P (Pa y Pb), S (Sa, Sb y Sc) y M. El elemento M posee de 3 a 4 denticulos sobre el proceso posterior. Cavidad basal amplia. Cúspide ligeramente reclina.

Procedencia: Formación San Juan, muestras G1, G3, G3-4 y G4 (Qda. El Tropiezo).

Edad: Ordovícico Medio (Darriwiliano) - Zona de *L. variabilis*

Material: 23 elementos M.

Repositorio: INGEO- MP 6083 (1); 6105 (1-11); 6119 (1-4); 6123 (1-7)

Orden Prioniodontida Dzik, 1976

Familia Acodontidae Dzik, 1976

Género *Triangulodus* van Wamel, 1974

***Triangulodus* van Wamel, 1974**

Especie tipo *Paltodus volchovensis* Sergeeva, 1963.

Triangulodus* cf. *T. larapintinensis

Lám 1, figs. E-F

Descripción: Aparato septimembrado, compuesto por elementos P (Pa y Pb), S (Sa, Sb, Sc y Sd) y M. El elemento Sb es asimétrico, con amplia cavidad basal y una costilla sobre el borde posterior.

Procedencia: Formación San Juan, muestras LS4, LS5, LS6 y LS7 (Qda. Los Sapitos).

Edad: Ordovícico Inferior (Floiano) - Zona de *O. intermedius*

Material: 16 elementos Sb.

Repositorio: INGEO- MP 6037 (1-3); 6047 (1-2); 6055 (1-6); 6074 (1-5)

V. 4. Bioestratigrafía de conodontes

La utilidad de los conodontes como medios apropiados para correlacionar estratos fue reconocida originalmente en la década del 20 por Bassler (1925) y Ulrich y Bassler (1926), cuando sugirieron que estos microfósiles podrían servir para discernir la estratigrafía de unidades litológicas dispersas.

V. 4. 1. Biozona. Definición (Código Argentino de Estratigrafía)

Una *biozona* (acrónimo de «Zona bioestratigráfica») es un conjunto de rocas sedimentarias que se caracteriza por la presencia de fósiles no reelaborados de determinado taxón o taxones. La biozona es la unidad básica en bioestratigrafía, pueden agruparse en superbiozonas y dividirse en subzonas.

Una biozona puede definirse sobre la base de la presencia de un solo taxón o la combinación de varios, en la abundancia relativa o variaciones en las características relacionadas con la distribución de los fósiles (primera o última aparición) (Fig. 74). Una sucesión estratigráfica puede ser dividida en distintas escalas bioestratigráficas según diferentes grupo de fósiles (ammonites, foraminíferos, etc.), así pues, pueden identificarse varias unidades bioestratigráficas superpuestas para el mismo intervalo rocoso.

El período de tiempo representado por una biozona se llama biocrón, excepto para las biozonas de apogeo, que se denomina hémera.

Se reconocen tres clases de biozonas: de asociación, de intervalo y de apogeo. Estas son independientes entre sí y no integran una jerarquía.

Biozona de Asociación: Cuerpo de roca caracterizado por un conjunto de tres o más fósiles distinto al de otros cuerpos adyacentes. También ha sido denominada zona de conjunto o cenozona, pero se recomienda no usar estos términos a) Composición b) Extensión c) Límites d) Zona de Opperl.

Biozona de Intervalo: Cuerpo de roca definido sobre la base de la distribución estratigráfica y geográfica de uno o dos elementos de un conjunto de taxones.

Biozona de apogeo: Se define sobre la base de la parte del rango de un taxón o grupo de taxones en la cual su abundancia es significativamente mayor que en niveles infra y suprayacentes.

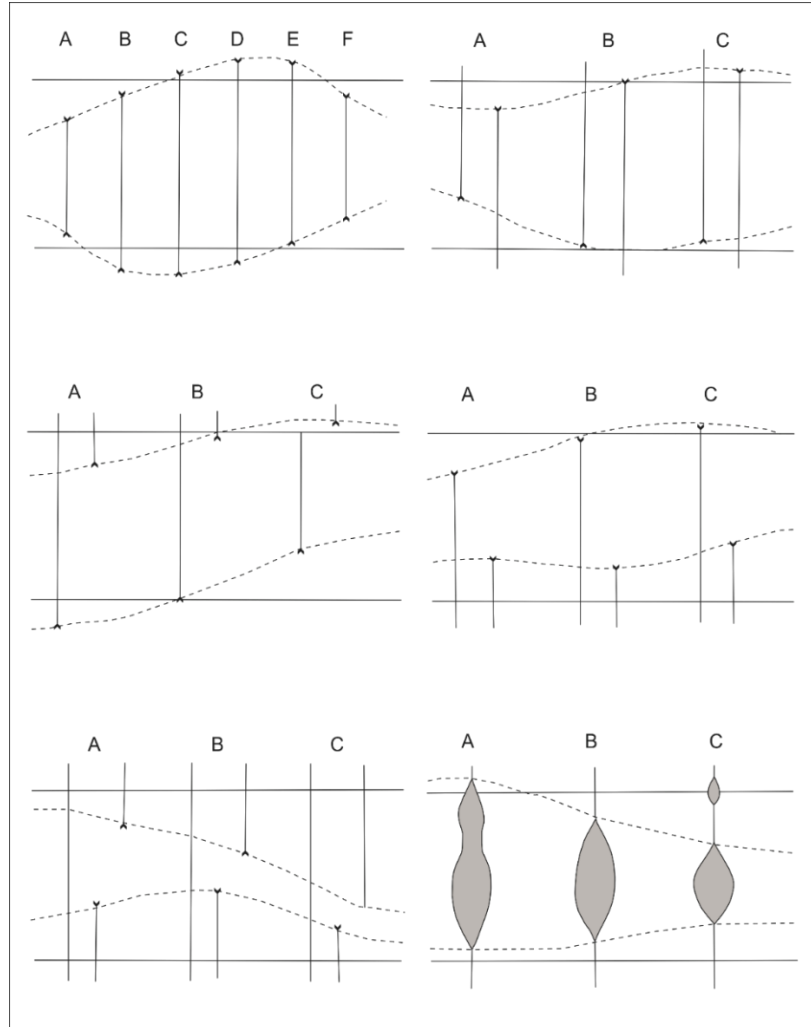


Figura 74: Diferentes tipos de biozonas; de Asociación, de Intervalo y de Apogeo

V. 4. 2. Bioestratigrafía de las secciones de estudio

Para una mejor organización del trabajo se realiza en primer lugar la descripción y análisis de la conodontofauna correspondiente al Ordovícico Inferior (Floiano tardío). Posteriormente se estudia los elementos conodontales del Ordovícico Medio (Darriwiliano).

V. 4. 2. 1. Ordovícico Inferior - Zona de *Oepikodus intermedius*

En la Precordillera, la presencia de la especie *Oepikodus intermedius* (Serpagli) ha sido mencionada para los tramos medios de la Formación San Juan por Serpagli (1974), Sarmiento (1990), Lehnert (1993 y 1995), Albanesi *et al.* (1998, 2003 y 2006), Soria *et al.* (2013), Mango y Albanesi (2014) y Soria *et al.* (2017).

Oepikodus intermedius fue nominada por Serpagli (1974) como *Prioniodus* (*Oepikodus*) *intermedius* por primera vez, registrando su aparición en calizas de la Formación San Juan en las cercanías del cerro Tambolar, indicando una edad ordovícica inferior.

La especie ha sido registrada en Sudamérica: Argentina tanto en Precordillera (Serpagli, 1974; Sarmiento, 1990; Lehnert, 1993 y 1995; Albanesi *et al.* 1998, 2003 y 2006; Soria *et al.*, 2013, Mango y Albanesi, 2014 y Soria *et al.*, 2017), como en Cordillera Oriental (Aceñolaza *et al.*, 2008, Carlorosi, 2012). A nivel global, la especie ha sido mencionada en la sección de Huanghuachang, China (Li *et al.*, 2010).

La Zona de *Oepikodus intermedius* fue definida por Albanesi *et al.* (1998) como una biozona de intervalo basada en la parte del rango de un taxón que está determinada por el de otros dos taxones. El estratotipo de la biozona mencionada es la sección del Portezuelo Yanso con un espesor de 27 m. Este autor considera el límite inferior de la Zona de *O. intermedius* indicado por el último registro de *Oepikodus evae* Lindström y el límite superior de la misma coincidente con la primera aparición de *Tripodus laevis* Bradshaw. La especie *Oepikodus intermedius* se extiende fuera de los límites bioestratigráficos de la zona y según Albanesi *et al.* (1998) es diagnóstica para la biozona que nomina cuando no aparece vinculado con *O. evae* o *T. laevis*.

En la presente contribución como así también en las contribuciones realizadas en años anteriores (Soria *et al.*, 2013 y Soria *et al.*, 2017) se considera la Zona de *O. intermedius* como una zona de intervalo, cuyo límite inferior está marcado por el FAD de la especie homónima. Por lo tanto las especies *O. evae* y *O. intermedius* tienen un registro conjunto en la parte inferior de la biozona más joven. El esquema presentado por Albanesi *et al.* (1998) no condice con lo registrado en el presente trabajo por lo cual no se utiliza su esquema.

En la quebrada de Talacasto, Soria *et al.* (2013) reconocen en la sección el FAD de *Oepikodus intermedius*, indicativo del inicio de la biozona homónima y mencionan e ilustran por primera vez para el Ordovícico Inferior de la Precordillera las especies *Erraticodon patu* Cooper y *Trapezognathus diprion* (Lindström).

Albanesi *et al.* (2006) proponen a la sección de Niquivil como el estratotipo para la base del Ordovícico Medio, considerando el FAD del conodonte *Cooperignathus aranda* (Cooper), como la especie guía del inicio del Dapingiano y aparece casi sincrónicamente con *O. intermedius*. Recientemente, Soria *et al.* (2017) realizaron un estudio de las microfacies carbonáticas de la Formación San Juan en la sección de Niquivil considerando el intervalo comprendido entre las zonas de *O. evae* y *O. intermedius*, registrando el FAD del conodonte guía *O. intermedius*. Allí, la especie *C. aranda* aparece en asociación con *O. evae*, *O. intermedius*, *Bergstroemognathus extensus* (Graves y Ellison) y *Reutterodus andinus* Serpagli, entre otras especies que representan la fauna típica del Ordovícico Inferior tardío (Floiano) en Precordillera.

Según los esquemas propuestos para Norteamérica, el lapso correspondiente a la Zona de *O. intermedius* se correlacionaría con la parte más alta de la Fauna E de

Ethington y Clark (1971) (= Zona de *O. communis* de Ethington y Repetski, 1984; Ji y Barnes, 1994) y con el intervalo *Protoprioniodus aranda*-*Juanognathus jaanussoni* establecido por Ethington y Clark (1981) en Utah. Según los esquemas bioestratigráficos representados por Wang (1990) la Zona de *O. intermedius* se correlacionaría con la Zona de *Oistodus multicorrugatus*-*Periodon flabellum* del sur de China y con la Zona de *Aurilobodus leptosomatus*-*Loxodus dissectus* del norte de China. La Zona de *O. intermedius* se correlaciona con la parte superior de la Zona de *O. communis* en la Cuenca de Canning en Australia (Nicoll *et al.*, 1993), lo que dejaría de manifiesto la extensión de la especie *O. communis* pues en otras regiones no supera la Zona de *O. evae*.

Wu *et al.* (2010), definen las zonas de *Periodon flabellum* y *Microzarkodina russica* que serían correlacionadas con la Zona de *O. intermedius* para la Precordillera.

Bagnoli y Stouge (1997) definen la Zona de *Trapezognathus diprion*, considerando el FAD de la especie cuyo limite superior esta marcado por el FAD de *Microzarkodina russica*. La fauna asociada incluye a *D. forceps*, *Oistodus lanceolatus*, *Stolodus stola*, *Cornuodus longibasis*, *O. evae*, etc. Esta biozona se corresponde con el Floiano tardío, y coincide con la parte alta de la Zona de *O. evae* de Lindström (1971), lo que resulta equivalente a la Zona de *O. intermedius*.

En la Cordillera de Perú, Gutierrez Marco *et al.* (2008) registran conodontes asignados a la parte alta de la Zona de *O. evae*. En esta contribución las especies registradas como *Erraticodon patu* y *Trapezognathus diprion* son asignadas en la Precordillera para la Zona de *Oepikodus intermedius*.

En la Cordillera Oriental, Carlorosi (2012) y Carlorosi y Heredia (2013) registran las especies *Trapezognathus diprion* (Lindström) y *B. cf. B. triangularis* (Lindström) para la parte más alta de la Formación Acoite en las localidades de La Ciénaga, Espinazo del Diablo y Los Colorados, indicando el Ordovícico Inferior más alto para estos niveles, y correlacionándolos en Precordillera con la Zona de *O. intermedius*.

Del esquema propuesto por Nielsen (2011) para cambios del nivel del mar (Fig. 75), la parte alta de la Zona de *O. evae* se correspondería con la Zona de *O. intermedius*. Para este lapso de tiempo se registra una bajada del nivel del mar a nivel global.

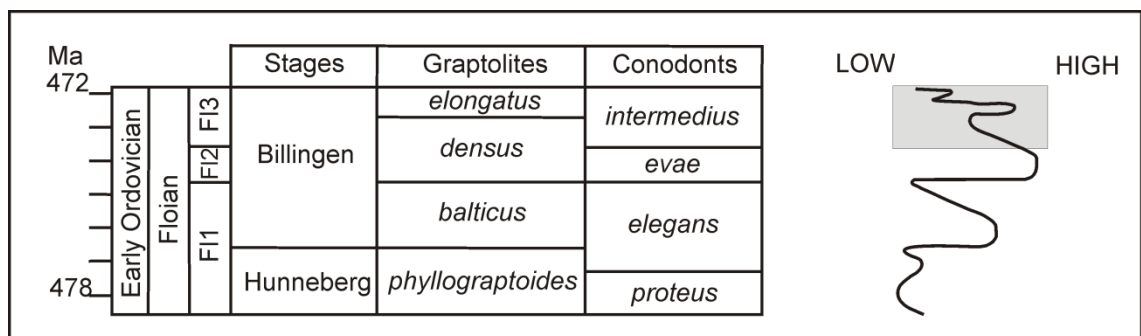


Figura 75: Cambios del nivel del mar para el Ordovícico Inferior, modificado de Nielsen (2011)

Esta somerización a nivel global queda registrada en China (Li *et al.*, 2010) para las zonas de *Trapezognathus diprion* y *B. cf. B. triangularis* donde los niveles carbonáticos están representados por *wackestone* a *grainstone* con intercalaciones de pelitas.

En Baltoescandinavia, las Formaciones Bruddesta y Horns Udde del Ordovícico Inferior (zonas *Trapezognathus diprion* y *Microzarkodina* sp. A.) están compuestas por *mudstone-wackestone* nodulares con niveles de margas intercaladas.

A nivel regional la Zona de *O. intermedius* se correlaciona con la Zona de braquiópodos *Niquivilia* definida por Herrera y Benedetto (1991). Morfil (2017) en su trabajo final de Licenciatura, deja de manifiesto que probablemente no sólo esta biozona sino también la Zona de *Monortis cumillangoensis* asignada al Dapingiano Inferior se correlacionaría con la parte más alta de la Zona de *O. intermedius*, lo que implicaría una revisión de dichas biozonas.

La Zona de *Isograptus lunatus* (graptolito) se registra en Báltica, Laurentia y Gondwana (Australia y Sudamérica) en el Floiano tardío y permite ser correlacionado con la parte más alta de la Zona de *O. intermedius*. Esta biozona de graptolito pasa al Dapingiano no evidenciando cambio alguno (Loydell, 2012), razón por lo que la primera aparición del conodonte *Baltoniodus triangularis* (Lindström) ha sido seleccionado para representar la base de la Serie del Ordovícico Medio a nivel global (Wang *et al.*, 2003a, b, 2005, Bergström y Löfgren, 2009, Wang *et al.*, 2009, Li *et al.*, 2010).

A continuación se realiza la bioestratigrafía de conodontes para el Ordovícico Inferior de las secciones qda. Los Sapitos y Río de Los Piojos.

V. 4. 2. 1. 1. Bioestratigrafía de conodontes en la quebrada Los Sapitos

En este sector, la colección motivo de este trabajo está integrada por la siguiente asociación de conodontes: *Bergstroemognathus extensus*, *Cornuodus longibasis*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus forceps*, *Juanognathus variabilis*, *Oepikodus evae*, *Oepikodus intermedius*, *Periodon* cf. *P. flabellum*, *Periodon hankensis*, *Periodon macrodentatus*, *Protopanderodus elongatus*, *Protopanderodus leonardii*, *Protopanderodus rectus*, *Reutterodus andinus*, *Rossodus barnesi*, *Scolopodus krummi*, *Stolodus* sp. A y *Triangulodus* cf. *T. larapintinensis*.

Esta asociación de conodontes permite determinar una edad ordovícica inferior alta. (Floiano alto) (Fig. 76).

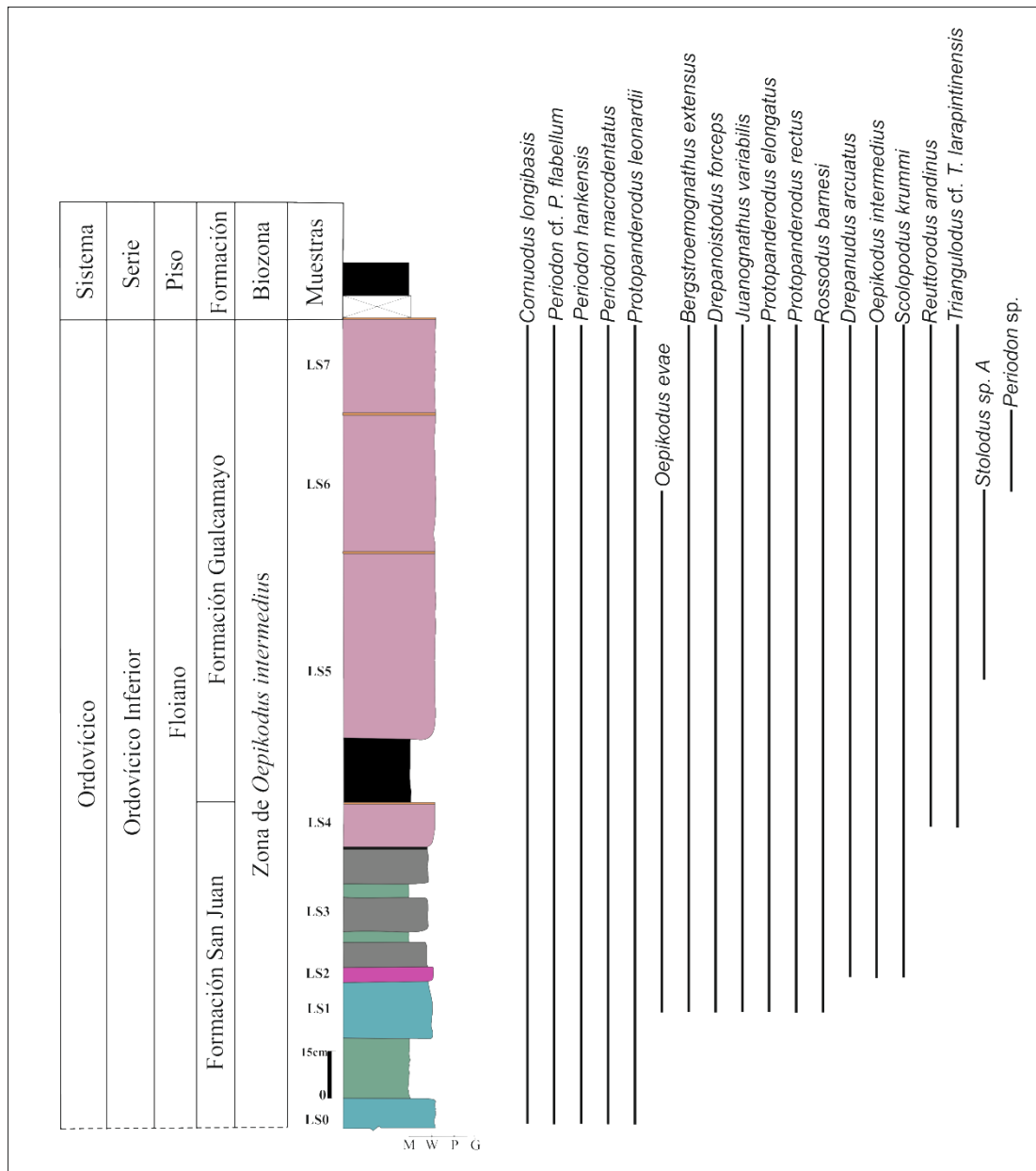


Figura 76: Bioestratigrafía de conodontes de la sección quebrada Los Sapitos

V. 4. 2. 1. 2. Discusión bioestratigráfica

Ortega y Albanesi (1999) seleccionaron la sección de la qda. Los Sapitos por representar el perfil más completo de la Formación Gualcamayo. Estos autores

incluyeron para el mencionado trabajo el techo de la Formación San Juan y los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo, describiendo para el techo de Formación San Juan calizas nodulares y para la base de Gualcamayo calizas intercaladas con pelitas y *k* bentonitas. Registraron la Zona de *Isograptus victoriae maximus* para el miembro inferior de la Formación Gualcamayo, esta biozona aparece correlacionada con la parte alta de la Zona de *Tripodus laevis*.

Posteriormente, Albanesi *et al.* (1999) realizaron la bioestratigrafía de conodontes y graptolitos para el techo de la Formación San Juan y base de la Formación Gualcamayo, presentando un listado de las especies, sin figurar. Sobre esta base proponen la bioestratigrafía de conodontes y graptolitos en la quebrada Los Sapitos, registrando la Zona de *Tripodus laevis*, por la aparición de la especie homónima y correlacionan las zonas de graptolitos con las zonas de conodontes interpretando el rango de biozonación equivalente a las zonas de *Baltoniodus navis* y *Lenodus variabilis*.

Existen diferencias sustanciales en las especies obtenidas por Albanesi *et al.* (1999) y las registradas en esta contribución (Fig. 77) y se podría considerar que quizás no representen los mismos niveles estratigráficos e incluso las mencionadas por Albanesi *et al.* (1999) no representen el techo de la Formación San Juan. Cabe aclarar que dichos autores no ilustran las especies que mencionan y dentro del listado de especies que detalla destaca a *T. laevis*, conodonte típico del Ordovícico Medio. Las especies de conodontes recuperadas de este sector registran exclusivamente el Ordovícico Inferior tardío.

Como parte del análisis de los antecedentes, se realizó una revisión de las especies *Tripodus laevis* y *Triangulodus brevibasis*. De la misma se desprende que

aquellos elementos diagnosticados por Albanesi (1998) como *Tripodus laevis* comparados con las fotografías de la diagnosis original realizada por Bradshaw (1969) resulta que el el aparato propuesto por Albanesi (1998) estaría realmente conformado por elementos de los géneros *Juanognathus*, *Acodus* y *Triangulodus*. Estableciéndose por este motivo que la especie *T. laevis* como tal no se ha registrado hasta el momento en Precordillera.

<i>Albanesi et al. (1999)</i>	<i>Este trabajo</i>
<i>Ansella jemtlandica</i>	-
-	<i>Bergstroemognathus extensus</i>
<i>Cornuodus longibasis</i>	<i>Cornuodus longibasis</i>
<i>Decoriconus peselephantis</i>	-
<i>Drepanodus arcuatus</i>	<i>Drepanodus arcuatus</i>
<i>Drepanodus robustus</i>	-
<i>Drepanoistodus basiovalis</i>	-
<i>Drepanoistodus forceps</i>	<i>Drepanoistodus forceps</i>
<i>Erraticodon sp.</i>	-
<i>Fryxellodontus sp.</i>	-
<i>Gothodus n. sp</i>	-
<i>Juanognathus jaanussoni</i>	-
-	<i>Juanognathus variabilis</i>
-	<i>Oepikodus evae</i>
-	<i>Oepikodus intermedius</i>
<i>Oistodus lanceolatus</i>	-
<i>Paltodus jemtlandicus</i>	-
<i>Parapaltodus simplicissimus</i>	-
<i>Parapanderodus paracornuformis</i>	-
<i>Paroistodus originalis</i>	-
<i>Periodon flabellum</i>	-
-	<i>Periodon cf. P. flabellum</i>
<i>Periodon aculeatus</i>	<i>Periodon macrodentatus</i>
<i>Protopanderodus elongatus</i>	<i>Protopanderodus elongatus</i>
-	<i>Protopanderodus leonardii</i>
-	<i>Protopanderodus rectus</i>
<i>Protoprioniodus aranda</i>	-
<i>Protoprioniodus n. sp</i>	-
<i>Pseudooneotodus mitratus</i>	-
<i>Pteracontiodus cryptodens</i>	-
-	<i>Reutterodus andinus</i>
<i>Rossodus barnesi</i>	<i>Rossodus barnesi</i>
<i>Semicontiodus potrerillensis</i>	-
-	<i>Scolopodus krummi</i>
<i>Scolopodus oldstockensis</i>	-
<i>Spinodus spinatus</i>	-

-	<i>Stolodus</i> sp. A
<i>Trapezognathus?</i> sp.	-
-	<i>Triangulodus</i> cf. <i>T. larapintinensis</i>
<i>Tripodus laevis</i>	-
<i>Walliserodus costatus</i>	-

Figura 77: Cuadro comparativo de las especies registradas por Albanesi *et al.* (1999) y en el presente trabajo para la quebrada Los Sapitos.

Series	Pisos	China (Li <i>et al.</i> , 2010)	Baltoescandinavia (Bagnoli y Stouge, 1997)	Newfoundland (Johnston y Barnes, 1999)	Norte América (Landing, 1976)	Argentina	
						Cordillera Oriental (Carlorosi <i>et al.</i> , 2013)	Precordillera Este trabajo
Ordovícico Inferior	Floiano	<i>B. cf. B. triangularis</i>	<i>Microzarkodina</i> sp. A	<i>Oepikodus evae</i>	<i>Reutterodus andinus</i>	<i>B. cf. B. triangularis</i>	<i>Oepikodus intermedius</i>
		<i>Trapezognathus dripion</i>	<i>Trapezognathus dripion</i>			<i>Trapezognathus dripion</i>	
		<i>Oepikodus evae</i>	<i>Oepikodus evae</i>				<i>Oepikodus evae</i>
		<i>Oepikodus communis</i>	<i>Prioniodus elegans</i>	<i>Prioniodus elegans</i>	<i>Oepikodus communis</i>		

Figura 78: Cuadro bioestratigráfico para el Ordovícico Inferior de la Precordillera, para la sección quebrada Los Sapitos

V. 4. 2. 1. 3. Bioestratigrafía de conodontes en la qda. Río de Los Piojos

Este trabajo representa la primera contribución sobre la bioestratigrafía de conodontes de la sección quebrada Río de Los Piojos (Fig. 79).

La asociación de conodontes recuperada de esta sección corresponde a: *Cooperignathus aranda*, *Drepanodus arcuatus*, *Juanognathus variabilis*, *Oistodus striolatus*, *Periodon* cf. *P. flabellum*, *Rossodus barnesi* y *Scolopodus krummi*.

A pesar de la baja diversidad de conodontes presentes en esta sección, se han recuperado especies que resultan informativas, tal como la especie *C. aranda* que presenta a nivel mundial una distribución vertical que abarca el Floiano tardío. Así

mismo resulta coincidente con parte de la distribución de la especie *P. cf. P. flabellum*, la que según Stouge (2012) abarcaría un rango desde el Floiano alto al Dapingiano basal.

Es importante señalar que los conodontes en esta sección son escasos y las especies identificadas no son diagnósticas de biozonas, por este motivo se considera que *C. aranda* estaría indicando la parte superior del Floiano.

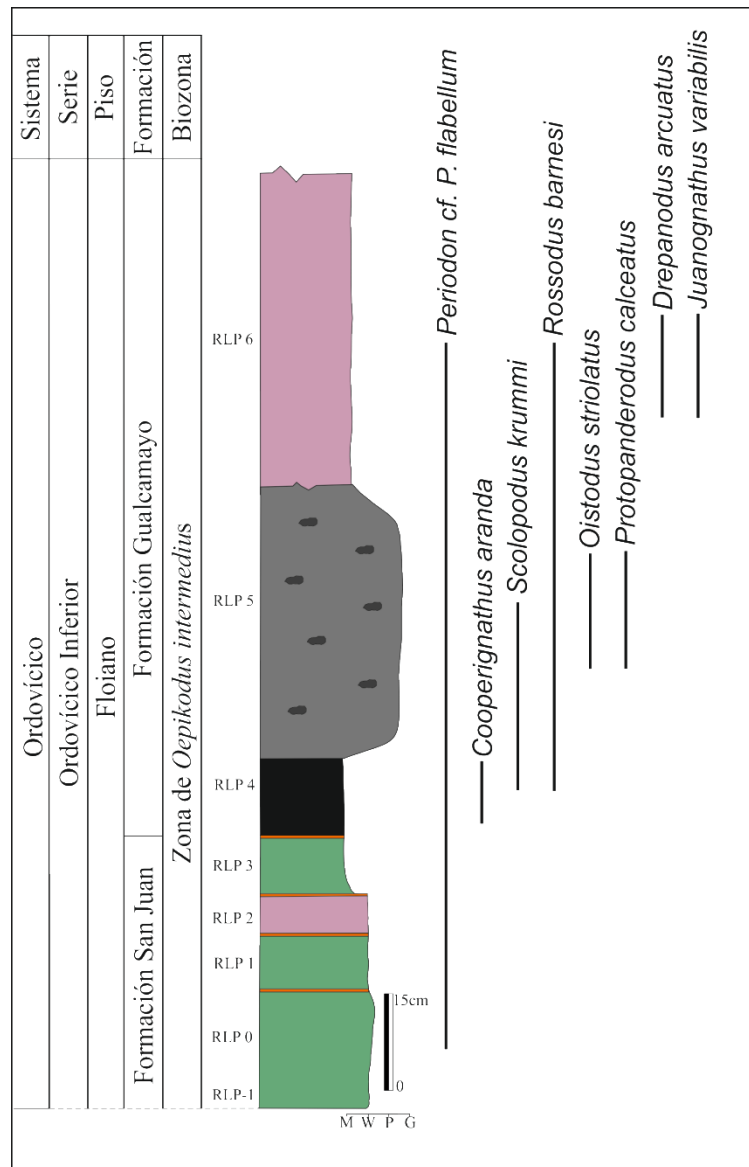


Figura 79: Bioestratigrafía de conodontes de la quebrada Río de Los Piojos

V. 4. 2. 1. 4. Discusión bioestratigráfica

Albanesi *et al.* (1999) registran en los estratos superiores de la Formación San Juan, en la quebrada Potrerillos, la Zona de *Tripodus laevis*, con el FAD de la especie homónima. Las quebradas Potrerillos y Río de Los Piojos se ubican en la misma faja, separadas por solo un km. La fauna de conodontes presentada por Albanesi *et al.* (1999) no coincide con la recuperada en este trabajo, siendo difícil correlacionar estas secciones.

Series	Pisos	China (Li <i>et al.</i> 2010)	Baltoescandinavia (Bagnoli y Stouge, 1997)	Argentina	
				Cordillera Oriental (Carlorosi <i>et al.</i> ,2013)	Precordillera Este trabajo
Ordovícico Medio	Dapingiano	<i>Baltoniodus triangularis</i>	<i>Baltoniodus triangularis</i>	<i>Baltoniodus triangularis</i>	
Ordovícico Inferior	Floiano	<i>B.cf.B triangularis</i>	<i>Microzarkodina sp. A</i>	<i>B.cf.B triangularis</i>	<i>Oepikodus intermedius</i>
		<i>Trapezognathus diprion</i>	<i>Trapezognathus diprion</i>	<i>Trapezognathus diprion</i>	
		<i>Oepikodus evae</i>	<i>Oepikodus evae</i>		<i>Oepikodus evae</i>

Figura 80: Cuadro bioestratigráfico para el Ordovícico Inferior de la Precordillera, para la sección quebrada Río de Los Piojos

IV. 4. 2. 2. Ordovícico Medio - Zona de *Lenodus variabilis*

La especie *Lenodus variabilis* (Sergeeva) fue nominada por primera vez como *Amorphognathus variabilis* por Sergeeva (1963), quien realizó la descripción del elemento holodontiforme. El aparato multielemental de esta especie fue propuesto por Dzik (1994), definiendo que los elementos *pastinate*, derechos e

izquierdos, presentaban leves diferencias entre sí. Posteriormente, el aparato de *L. variabilis* fue reconstruido por Stouge y Bagnoli (1990), quienes lo nominan como *Lenodus* n. sp. A. El aparato quedó conformado por siete morfotipos (Pa, Pb, M, Sa, Sb, Sc y Sd), lo que permitió incluirlo en la Familia Balognathidae.

En la Precordillera, Sarmiento (1987) menciona por primera vez la presencia de la especie *L. variabilis*, y la describe como *A.? variabilis* (Sergeeva) recuperada de los niveles cuspidales de la Formación San Juan, en la sección de la quebrada de Don Braulio.

Albanesi (1998) presenta un aparato incompleto de *L. variabilis* para los niveles más altos del miembro inferior de la Formación Gualcamayo en la sección de Cerro Potrerillo.

Hünicken y Ortega (1987) registran elementos pectiniformes en el techo de Formación San Juan en el cerro Viejo de Huaco, los que fueron asignados a *E. suecicus*. Un análisis de estos elementos conodontales permite inferir la presencia de las especies *Lenodus variabilis* y *L. crassus*.

Ortega *et al.* (2007) para este mismo sector, reconocen la Zona de *L. variabilis* y la Subzona de *P. horridus* en el techo de la Formación San Juan, figurando dos ejemplares que atribuyen a *Lenodus variabilis*, los cuales son reinterpretados aquí como *L. variabilis* y *L. crassus*. Voldman *et al.* (2008) figuran elementos asignados a *L. variabilis* provenientes de la Formación Yerba Loca en la Quebrada de Ancaucha, los que aquí se reinterpretan como elementos de *Dzikodus tablepointensis* (Stouge) y *E. suecicus*, los que además resultan indicadores de las Zonas de *E. pseudoplanus* y de *E. suecicus*.

Serra *et al.* (2016) asignan para la sección de Las Chacritas elementos de *L. crassus*, cuyo elemento Pa (Fig. 2-1) correspondería a *L. variabilis*.

La especie guía ha sido registrada en muestras provenientes de las Formaciones San Juan, Gualcamayo y Los Azules, en las secciones de la Sierra de Villicum (Sarmiento, 1987; Mestre, 2013; Mestre, 2014), en el Cerro La Chilca (Heredia y Mestre, 2011; Heredia y Mestre, 2013; Mestre y Heredia, 2013), en quebrada Del Aluvión y quebrada del río de Las Chacritas (Heredia y Mestre, 2011; Mestre y Heredia, 2013; Serra *et al.*, 2016) y en el Cerro Viejo de Huaco (Hünicken y Ortega, 1987; Ortega *et al.*, 2007).

Las especies registradas por Heredia y Mestre (2013) para la Zona de *L. variabilis* son: *Ansella jentlandica* (Löfgren), *Cornuodus longibasis* (Lindström), *Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus bellburnensis* Stouge, *Drepanoistodus costatus* (Cooper), *Drepanoistodus tablepointensis* Stouge, *Erraticodon cf. balticus*, *Erraticodon hexianensis* An, *Fahraeusodus marathonensis* (Bradshaw), *Juanognathus jaanussoni* Serpagli, *Lenodus variabilis* Sergeeva, *Oistodus lanceolatus* Pander, *Paroistodus originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus*, *Protopanderodus rectus* (Lindström), *Protopanderodus gradatus*, *Pteracontiodus cryptodens* Mound, *Rossodus barnesi* Albanesi, *Scolopodus oldstockensis* Stouge y *Spinodus spinatus* (Hadding).

La Zona de *Lenodus variabilis* fue definida por primera vez para la Precordillera y en Sudamérica por Heredia y Mestre (2013) quienes la consideran una zona de intervalo, cuyo límite inferior se reconoce por la primera aparición de la especie homónima y su techo por la primera aparición de *Lenodus (Y.) crassus* (Chen

y Zhang) acompañando a éste hasta el FAD de *Eoplacognathus pseudoplanus* (Viira) (Löfgren y Zhang, 2003).

Heredia y Mestre (2013) describen la especie *L. variabilis* registrando la biozona de conodontes homónima. La misma está presente en la biozona sucesiva (Zona de *Lenodus crassus*), verificando las similitudes entre el esquema de biozonas de conodontes del Darriwiliano medio de la Precordillera con el de Báltica y del centro-sur de China. Las autoras registran la primera aparición de la especie *P. horridus* durante la Zona de *L. crassus*, la cual se mantiene hasta la parte alta de la Zona de *E. pseudoplanus* (Mestre y Heredia, 2012), extendiendo su registro a la Zona de *E. suecicus*. Por este motivo, consideran que la utilización de la especie *P. horridus* no es indicativa para reconocer la Zona de *L. variabilis*.

Albanesi *et al.* (1998) reconocen la Zona de *L. variabilis* en las formaciones San Juan y Gualcamayo de la sección Yanso del Cerro Potrerillo, definiéndola como una zona de asociación cuyo límite inferior está marcado por la primera aparición del conodonte *Periodon gladysae* Albanesi. Los autores dividen la biozona en las subzonas *Periodon gladysae* (inferior) y *Paroistodus horridus* (superior). Mestre y Heredia (2009) revisan la especie *Periodon gladysae* y de su análisis taxonómico establecieron que esta carece de representación real proponiendo que debe desestimarse su utilidad como elemento bioestratigráfico diagnóstico de los tramos inferiores de la Zona de *Lenodus variabilis*, ya que algunos elementos presentan confusión con los elementos P de *Microzarkodina ozarkodella* Lindström.

A nivel global la especie *L. variabilis* ha sido mencionada en Australia Occidental (Watson, 1988), en Estonia (Viira, 1974), Suecia (Stouge y Bagnoli, 1990) y en centro-sur de China (Wang y Bergström, 1995, An, 1987; Chen y Ji,

1987; Zhang, 1998; Stouge y Bagnoli, 1999; Löfgren, 2000; 2003; Löfgren y Zhang, 2003). Stouge y Bagnoli (1990) identifican la Zona de *Amorphognathus variabilis* a partir de la primera aparición de ejemplares de *Lenodus* n. sp. A, en Suecia, en la sección de Hagudden,

En Norteamérica se ha registrado recurrentemente una fauna de conodontes vinculada a *L. variabilis*, en la Formación Fort Peña de la cuenca Marathon de Texas (Bradshaw, 1969), en las partes correspondientes de las formaciones Levis y Mystic de Quebec (Uyeno y Barnes, 1970; Barnes y Poplawski, 1973), en la secuencia superior de la Lutita Deep Kill del alóctono del este de Nueva York (Landing, 1976), en la Capa 15 del Grupo Cow Head y Formación Table Head del oeste de Terranova (Stouge, 1984; Pohler *et al.*, 1987) y en la Formación Road River en el sur de las montañas Mackenzie, Cánada (Tipnis *et al.*, 1978). La especie también ha sido documentada en Australia y en China. Watson (1988) ilustra formas correspondientes a esta especie en la Formación Goldwyer de la cuenca Canning, en el oeste de Australia. Wang y Bergström (1995) la registran en la parte más alta de la Formación Ningkuo en la sección de Huangnitang. An (1987) y Chen y Ji (1987) determinan faunas correspondientes a la Zona de *L. variabilis* en China meridional y Hunan.

Recientemente, Albanesi y Ortega (2016) presentan un cuadro bioestratigráfico del Sistema Ordovícico de Argentina, basado en las zonas de conodontes y graptolitos. Según este esquema la Zona de *L. variabilis* estaría correlacionada con la parte alta de la Zona de graptolitos *Levisograptus austrodentatus* y la parte inferior de la Zona de *Levisograptus dentatus*, siendo el

FAD de este último correlativo con el FAD de la Subzona *Paroistodus horridus* (según Albanesi *et al.*, 1998).

El FAD de *Levisograptus austrodentatus* (Harris y Keble) en la parte más alta del miembro inferior de la Formación Gualcamayo en la quebrada Los Sapitos permite reconocer la biozona homónima en el norte de la Precordillera (Ortega y Albanesi, 1999).

La Zona de *Levisograptus dentatus* fue definida en el miembro inferior de la Formación Los Azules en el Cerro Viejo de Huaco (Mitchell *et al.*, 1998; Brussa *et al.*, 2003; Ortega y Rickards, 2003; Ortega *et al.*, 2007). La asociación de graptolitos de esta zona fue recuperada del miembro medio de la Formación Gualcamayo en la quebrada de Las Corriditas (Máspero Castro *et al.*, 2003).

Con respecto a las zonas de braquiópodos, la Zona de *Ahtiella argentina* se correlacionaría con la parte media y alta de la Zona de *L. variabilis* y la parte inferior de la Zona de *Lenodus (Y.) crassus* (Benedetto, 2002).

Según Nielsen (2011) para la Zona de *L. variabilis* (Fig. 81) se produce un aumento relativo del nivel del mar y hacia la parte superior un marcado descenso del mismo, en este momento estarían representados los depósitos correspondientes a la quebrada El Tropiczo.

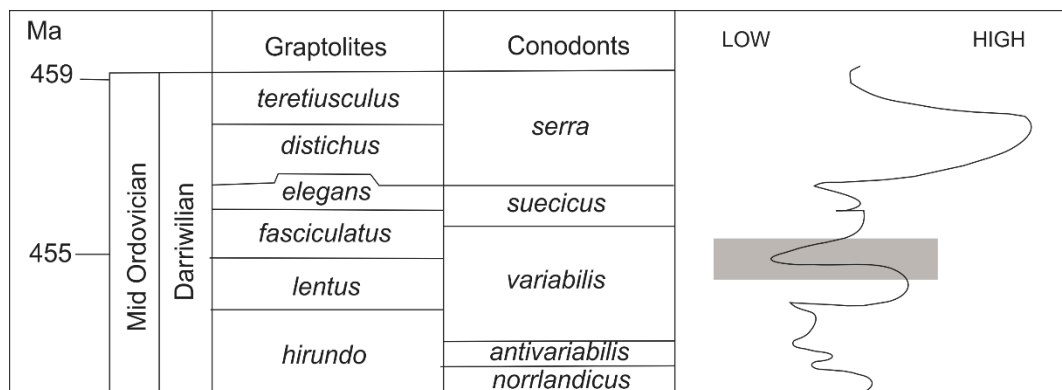


Figura 81: Cambios del nivel del mar para el Ordovícico Medio, tomado de Nielsen (2011)

V. 4. 2. 2. 1. Bioestratigrafía de conodontes en la quebrada El Tropiezo

Este trabajo es el primer aporte realizado en esta sección. Los conodontes registrados son: *Ansella jemtlandica*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanodus robustus*, *Drepanoistodus bellburnensis*, *Erraticodon hexianensis*, *Erraticodon* sp., *Juanognathus jaanussoni*, *Spinodus* sp. cf. *S. spinatus*, *Periodon macrodentatus*, *Protopanderodus calceatus*, *Rossodus barnesi*, *Pteracontiodus cryptodens*, *Oistodus lanceolatus*, *Oistodus striolatus*, *Oistodus* sp., *Scolopodus rex*, *Paroistodus originalis*, *Lenodus variabilis*, y *Microzarkodina hagetiana*.

Esta asociación de conodontes permite asignar al techo de la Formación San Juan en la quebrada El Tropiezo una edad darriwiliana temprana, indicando la Zona de *Lenodus variabilis* (Fig. 82 y 83).

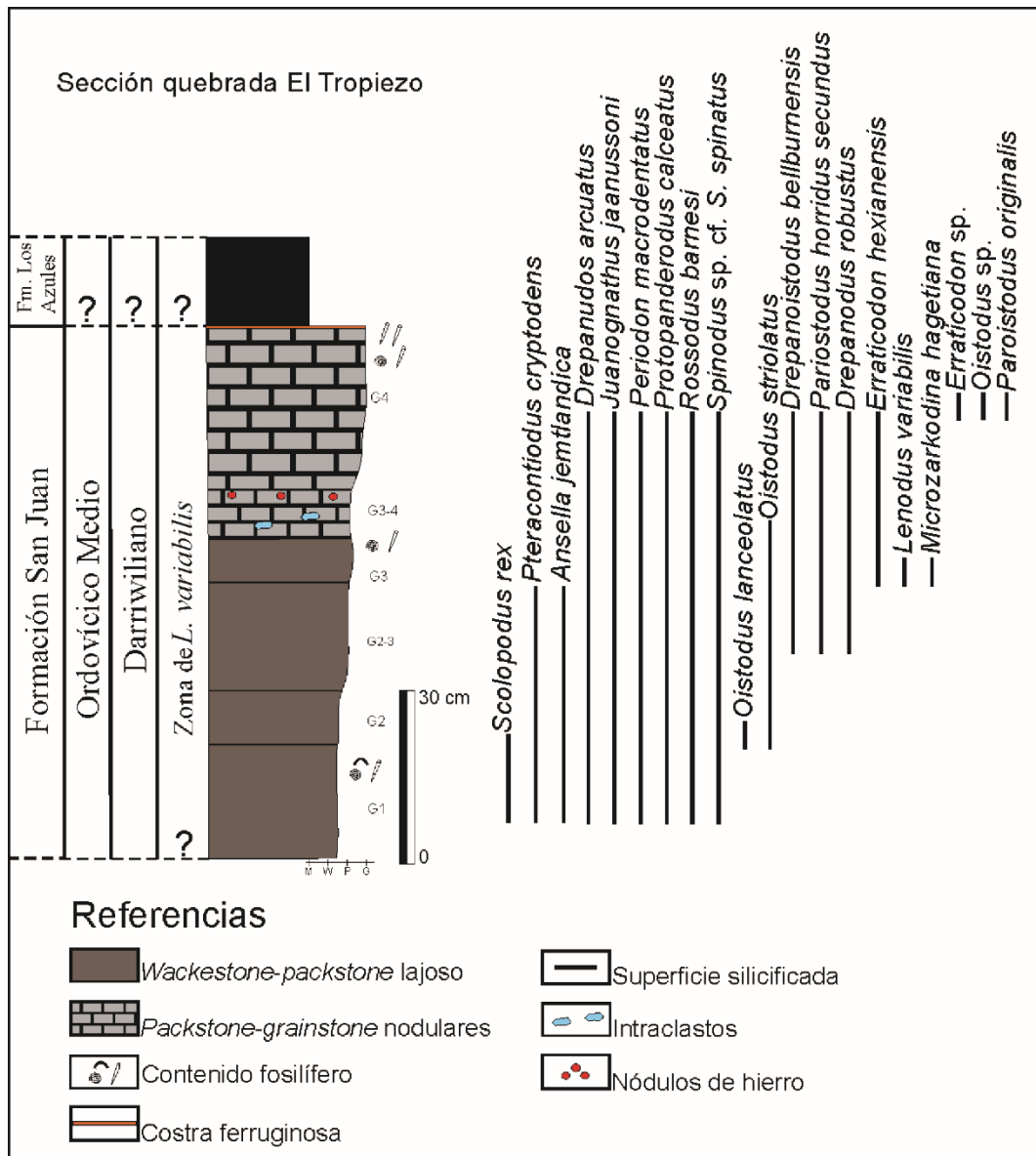


Figura 82: Bioestratigrafía de la sección quebrada El Tropezio.

Sistema	Series	Pisos	Conodontes Bálticos		Conodontes sur de China		Conodontes Precordillera		
Ordovícico	Medio	Darriviliano	Zhang (1998b) Lofgren (2000)		Zhang (1998a)		Heredia y Mestre (2011,2013,2017) Mestre y Heredia (2013)	Este Trabajo	
			<i>E. pseudoplanus</i>	<i>M. ozarkodella</i>	<i>Dzikodus tablepointesis</i>	<i>M. ozarkodella</i>	<i>Eoplacognathus pseudoplanus</i>		<i>M. ozarkodella</i>
				<i>M. hagetiana</i>		<i>M. hagetiana</i>			
			<i>Y. crassus</i>		<i>Y. crassus</i>		<i>L.(Y.) crassus</i>		
			<i>Lenodus variabilis</i>		<i>Lenodus variabilis</i>		<i>Lenodus variabilis</i>		<i>Lenodus variabilis</i>
			<i>Lenodus antivariabilis</i>		<i>Lenodus antivariabilis</i>		<i>L. antivariabilis</i>		

Figura 83: Cuadro bioestratigráfico para el Ordovícico Medio de la Precordillera, para la sección quebrada El Tropiezo, tomado de Mestre y Heredia (2013)

De manera general, se presenta el cuadro bioestratigráfico con las biozonas estudiadas en este trabajo (Fig. 84), incluyendo la Zona de *O. intermedius* para la qda. Los Sapitos y para la qda. Río de Los Piojos y la Zona de *L. variabilis* para la qda. El Tropiezo.

Sistema	Series	Pisos	Conodontes Bálticos	Conodontes sur de China	Conodontes Precordillera				
Ordovícico	Medio	Darriviliano	<i>E. pseudoplanus</i>	<i>M. ozarkodella</i>	<i>Dzikodus tablepointesis</i>	<i>M. ozarkodella</i>	<i>Eoplacognathus pseudoplanus</i>	<i>M. ozarkodella</i>	Este Trabajo
			<i>M. hagetiana</i>	<i>M. hagetiana</i>	<i>M. hagetiana</i>				
			<i>Y. crassus</i>	<i>Y. crassus</i>	<i>Y. crassus</i>				
			<i>Lenodus variabilis</i>	<i>Lenodus variabilis</i>	<i>Lenodus variabilis</i>	<i>Lenodus variabilis</i>	<i>Lenodus variabilis</i>		
			<i>Lenodus antivariabilis</i>	<i>Lenodus antivariabilis</i>	?				
		Dapingiano	<i>Baltoniodus navis</i>	<i>Baltoniodus navis</i>					
			<i>Baltoniodus triangularis</i>	<i>Baltoniodus triangularis</i>	<i>Baltoniodus triangularis?</i>				
			<i>B.cf.B triangularis</i>	<i>Microzarkodina sp. A</i>	<i>Oepikodus intermedius</i>	<i>Oepikodus intermedius</i>			
			<i>Trapezognathus diprion</i>	<i>Trapezognathus diprion</i>					
		Inferior	Floiano	<i>Oepikodus evae</i>	<i>Oepikodus evae</i>	<i>Oepikodus evae</i>			
	<i>Prioniodus elegans</i>			<i>Oepikodus communis</i>	<i>Prioniodus elegans</i>				

Figura 84: Cuadro bioestratigráfico para el Ordovícico Inferior y Medio de las secciones estudiadas

V. 5. Láminas

Lámina 1

Conodontes de la quebrada Los Sapitos. Zona de *O. intermedius*. La escala gráfica indica 100 μm

Figuras:

A. *Drepanodus arcuatus* Pander, elemento f, vista lateral, muestra LS2, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6018 (1).

B-C. *Bergstroemognathus extensus* Serpagli. **B.** Elemento M, vista lateral, muestra LS4, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6027 (10). **C.** Elemento Sc, vista lateral externa, muestra LS2, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP- 6015 (8).

D. *Juanognathus variabilis* Serpagli, elemento E, vista lateral, muestra LS2, Quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6019 (2).

E-F. *Triangulodus cf. T. larapintinensis* **E.** Elemento Sb, vista lateral, muestra LS4, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6037 (2). **F.** Elemento Sb, vista lateral, muestra LS7, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6074 (4).

G. *Rossodus barnesi* Albanesi, elemento Sc, vista lateral externa, muestra LS7, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6073 (5).

H. *Stolodus sp. A* Albanesi, elemento a, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6046 (1).

I. *Protopanderodus rectus* (Lindström), elemento c, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6049 (3).

J. *Periodon sp.*, elemento Pa, vista lateral interna, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6148 (1)

K-O. *Periodon cf. P. flabellum* (Lindström). **K.** Elemento Pa, vista lateral interna, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6063 (10). **L.** Elemento Sb, vista lateral interna, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6063 (3). **M.** Elemento Pb, vista lateral interna, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6043 (11). **N.** Elemento Sa, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6063 (15). **O.** Elemento Sc, vista lateral externa, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6063 (12).

Lámina 1

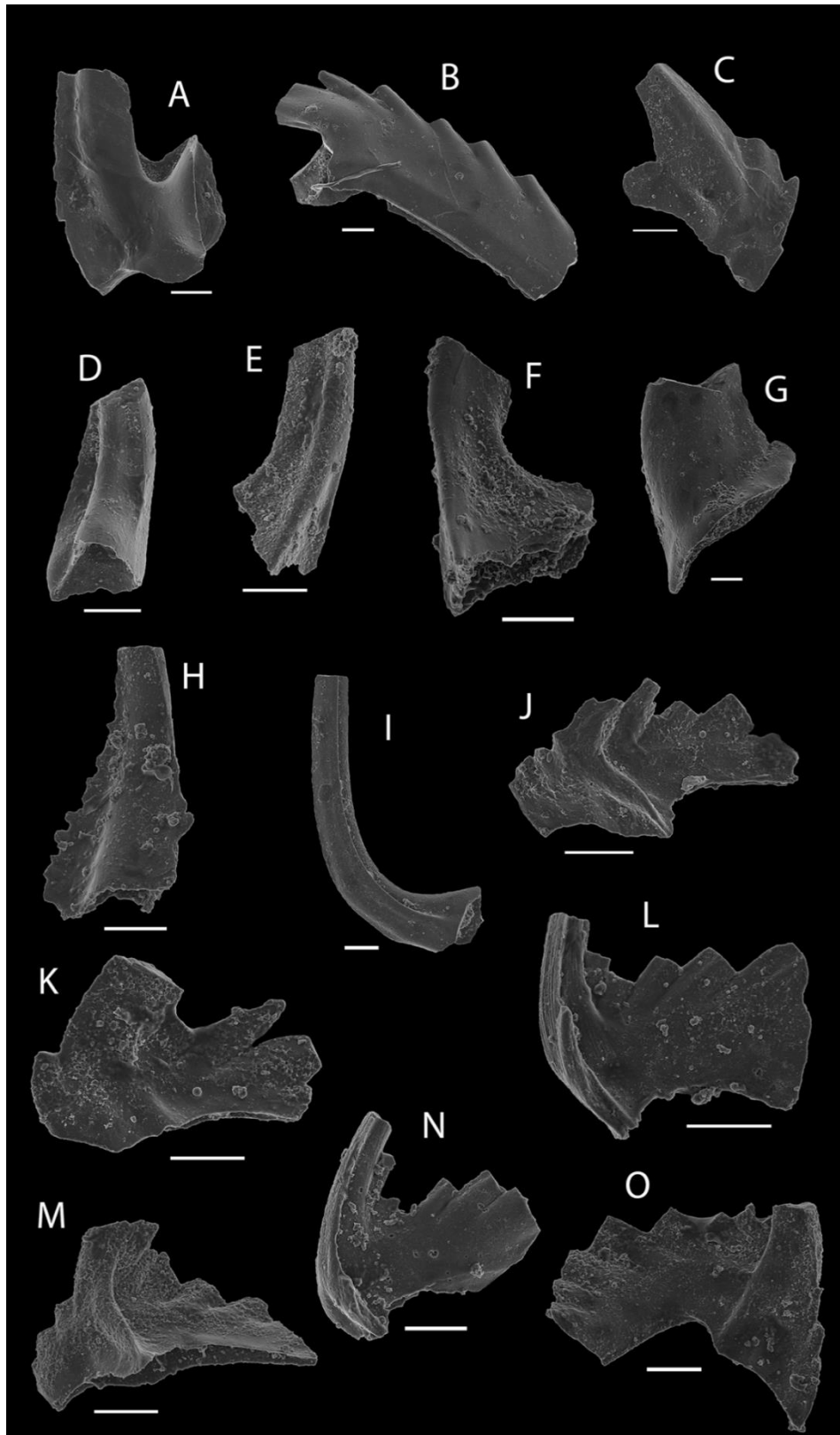


Lámina 2

Conodontes de las quebradas Los Sapitos, Río de Los Piojos y El Tropiezo. La escala gráfica indica 100 μm .

Figuras:

A-F. *Oepikodus evae* (Lindström) **A.** Elemento Pa, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6040 (3). **B.** Elemento Pb, vista ántero-lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6040 (10). **C.** Elemento Sb, vista lateral, muestra LS4, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6028 (4). **D.** Elemento Sc, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6040(12). **E.** Elemento Sd, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6040 (15). **F.** Elemento M, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6040 (16).

G-K. *Oepikodus intermedius* Serpagli. **G.** Elemento Pa, vista lateral externa, muestra LS2, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6014 (1). **H.** Elemento Pb, vista lateral externa, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6041 (3). **I.** Elemento Sb, vista lateral, muestra LS4, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6029 (4). **J.** Elemento M, vista lateral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6041 (10). **K.** Elemento Sd, vista lateral, muestra LS4, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6029 (8).

L-M. *Periodon macrodentatus* (Graves y Ellison). **L.** Elemento Pb, vista lateral interna, muestra G3, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6104 (1). **M.** Elemento Pa, vista lateral interna, muestra G3, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6104 (2). **N. *Cooperignathus aranda* (Cooper).** Elemento M, vista lateral, muestra RLP4, quebrada río de Los Piojos, INGEO-MP-6137 (1).

Lámina 2

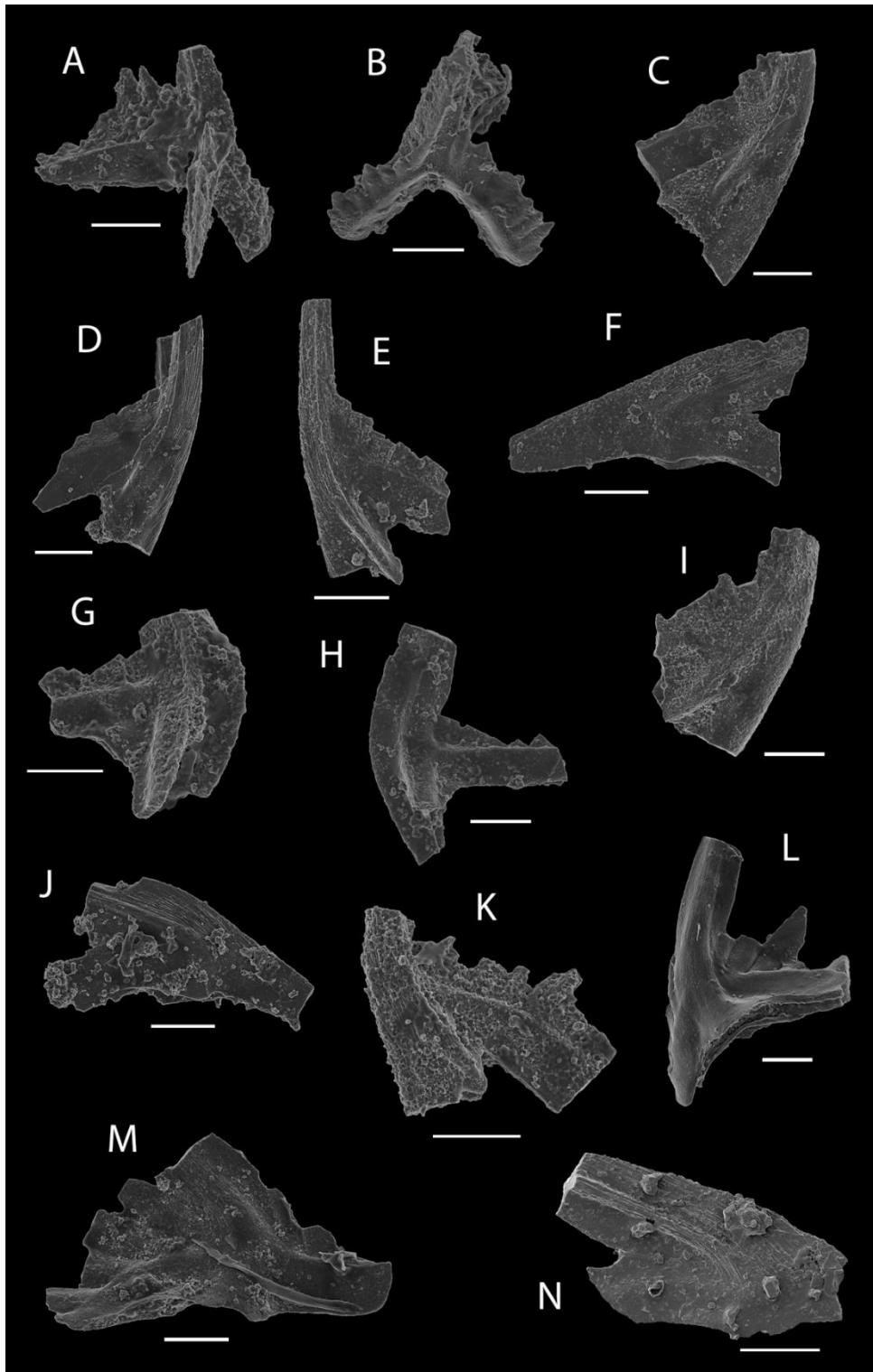


Lámina 3

Conodontes de la quebrada El Tropiezo. Zona de *L. variabilis*. La escala gráfica indica 100 µm.

Figuras:

A. *Erraticodon* sp. Elemento Pa, vista posterior, muestra G4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (3).

B-F. *Erraticodon hexianensis* An and Ding. **B.** Elemento Pc, vista posterior, muestra G4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (4). **C.** Elemento M, vista lateral, muestra G 3-4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6116 (3). **D-E.** Elemento Sa. **D.** Vista lateral, muestra G4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (5). **E.** Vista posterior, muestra G 3-4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6116 (4) **F.** Elemento Sc, vista lateral interna, muestra G4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (6).

G. *Periodon macrodentatus* (Graves y Ellison). Elemento Sb, vista lateral interna, muestra G4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6129 (8).

H. *Spinodus* sp. cf *S. spinatus* (Hadding). Elemento M, vista lateral interna, muestra G 3-4, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6120 (2).

I. *Scolopodus rex* Lindström. Elemento a, vista lateral, muestra G1, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6089 (1).

J. *Lenodus variabilis* (Sergeeva). Elemento M, vista lateral, muestra G3, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6115 (1).

K. *Microzarkodina hagetiana* Stouge y Bagnoli. Elemento P, vista lateral externa, muestra G3, quebrada El Tropiezo, INGEO-MP-6110 (1).

Lámina 3

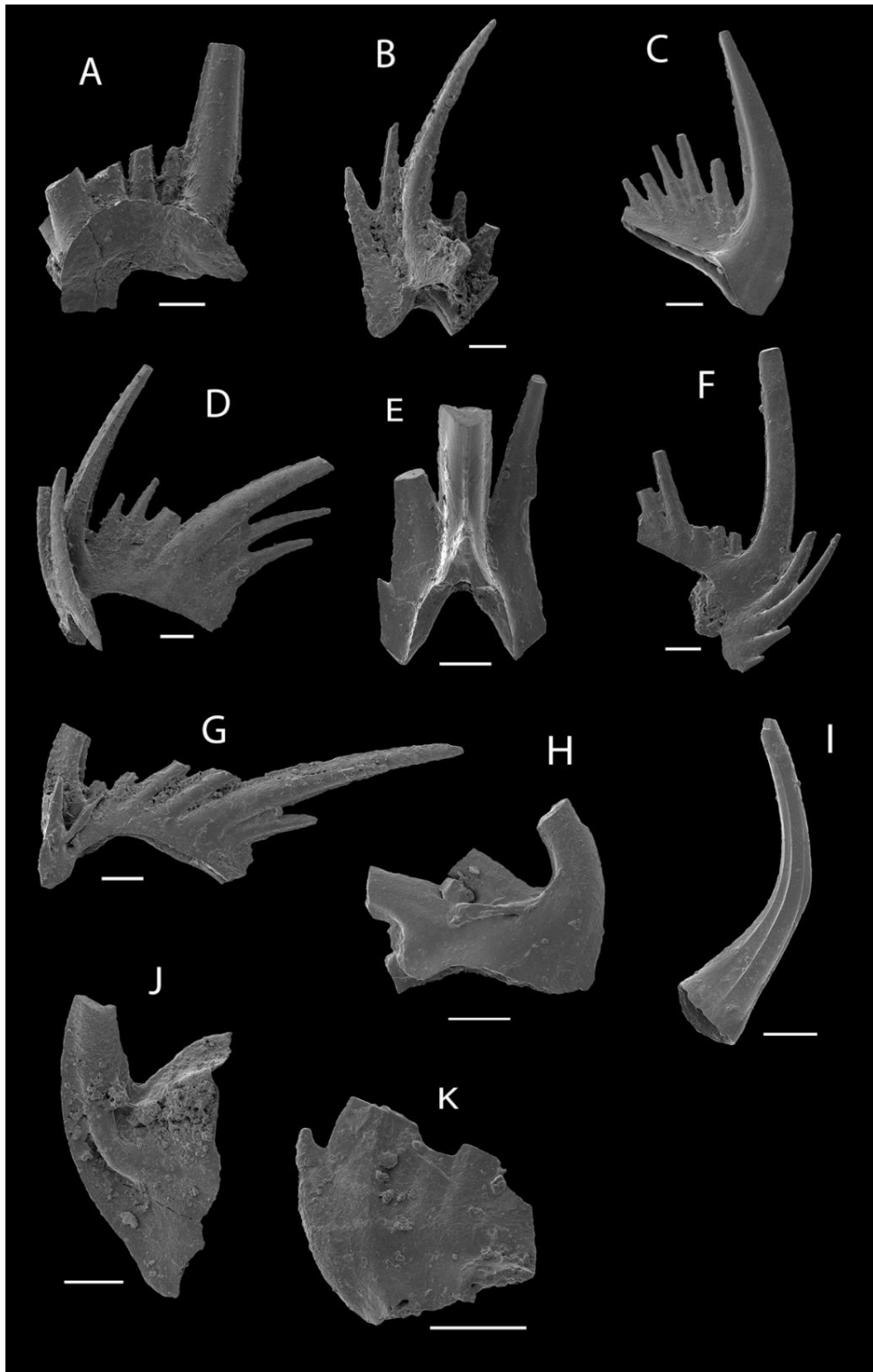


Lámina 4

Conodontes de la quebrada Los Sapitos. Zona de *O. intermedius*. La escala gráfica indica 0,5 mm.

Figuras:

A-B. *Periodon* sp. Elemento Pa. A. vista aboral, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6148 (10). B. Vista lateral interna, muestra LS5, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6148 (5)

C. *Oepikodus evae* (Lindström). Elemento M, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6058 (1).

D. *Rossodus barnesi* Albanesi. Elemento Sc, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6057(3).

E. *Protopanderodus rectus* (Lindström). Elemento c, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6062 (5).

F. *Drepanodus arcuatus* Pander. Elemento e, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6065 (1)

G. *Stolodus* sp. A. Albanesi. Elemento a, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6066 (1).

H. *Juanognathus variabilis* Serpagli. Elemento c, vista posterior, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6054 (8)

I. *Oepikodus intermedius* Serpagli. Elemento Sd, vista lateral, muestra LS6, quebrada Los Sapitos, INGEO-MP-6059 (1).

Lámina 4

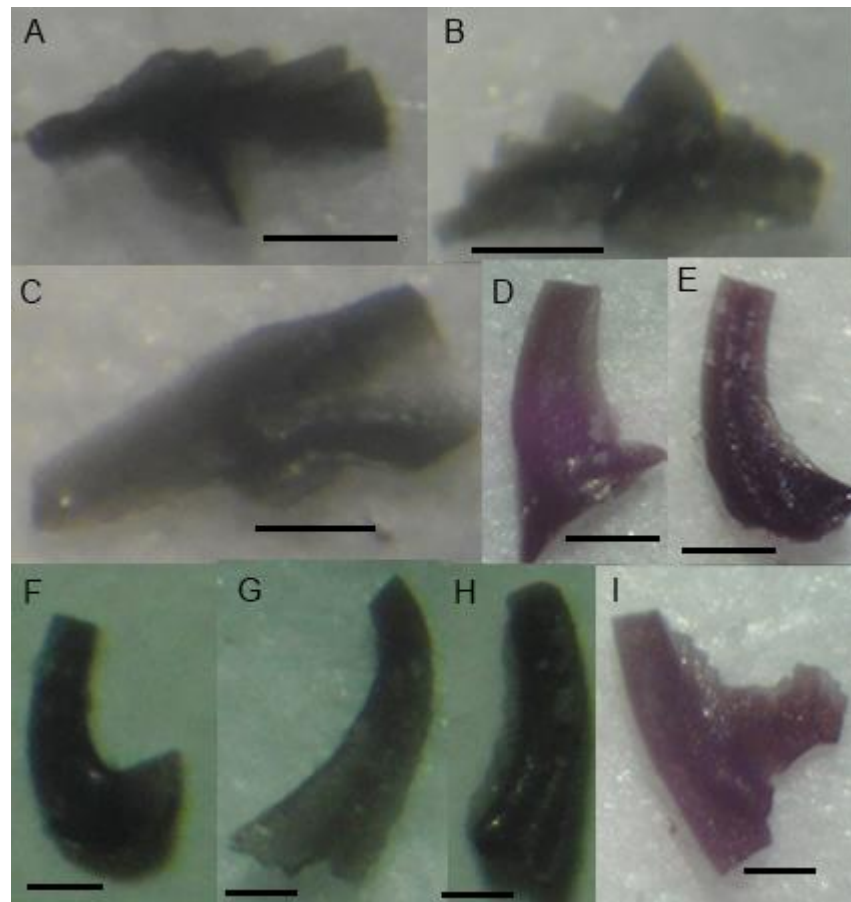


Lámina 5

Conodontes de la quebrada Río de Los Piojos. Zona de *O. intermedius*- *B. triangularis*? La escala gráfica indica 0,5 mm.

Figuras:

A-E. *Periodon* cf. *P. flabellum* (Lindström). **A.** Elemento Pa, vista lateral, muestra RLP 4, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6135 (2). **B.** Elemento Sb, vista lateral interna, muestra RLP 4, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6135 (3). **C.** Elemento Sc, vista lateral externa, muestra RLP 4, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6135 (4). **D.** Elemento M, vista lateral, muestra RLP 4, qda. Río de

Los Piojos, INGEO-MP-6135 (5). **E.** Elemento Sd, vista lateral, muestra RLP 4, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6135 (6).

F. *Drepanodus arcuatus* Pander. Elemento f, vista lateral, muestra RLP 6, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6146 (2).

G. *Scolopodus krummi* (Lehnert). Elemento a, vista lateral, muestra RLP 4, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6137 (1).

H. *Protopanderodus calceatus* Bagnoli y Stouge. Elemento c, vista lateral, muestra RLP 5, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6143 (1).

I. *Oistodus striolatus* Serpagli. Elemento M, vista lateral externa, muestra RLP 5, qda. Río de Los Piojos, INGEO-MP-6140 (1).

Lámina 5

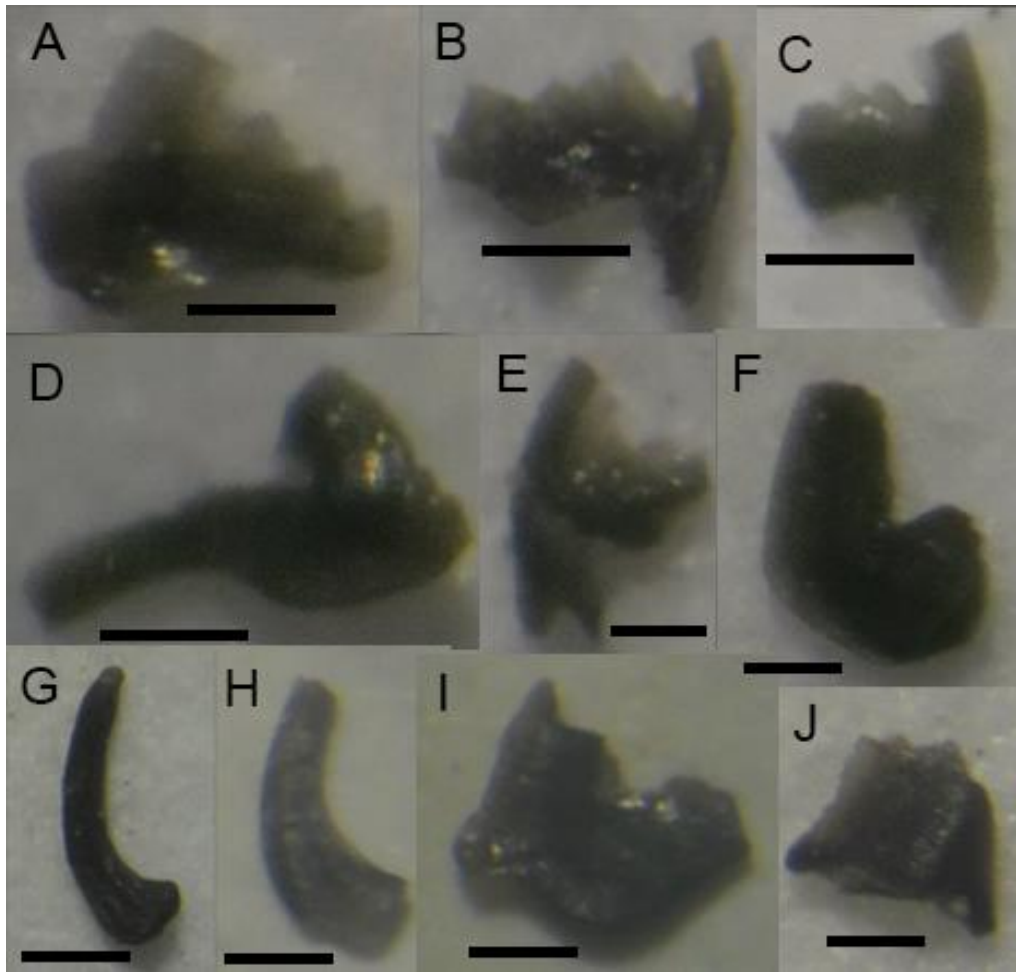


Lámina 6

Conodontes de la quebrada El Tropiezo. Zona de *L. variabilis*. La escala gráfica indica 0,5 mm.

Figuras:

A-G. *Periodon macrodentatus* (Graves y Ellison). **A.** Elemento Pa, vista lateral interna, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (1). **B.** Elemento Pb, vista lateral interna, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (2). **C.** Elemento Sa, vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (3). **D.** Elemento Sb, vista lateral interna, muestra G3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-

- 6104 (3). **E.** Elemento Sc, vista lateral interna, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (4). **F.** Elemento Sd, vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (5). **G.** Elemento M, vista lateral externa, muestra G3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6104 (4).
- H.** *Pteracontiodus cryptodens* (Mound). Elemento Sd, vista lateral externa, muestra G1, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6087 (1)
- I.** *Oistodus lanceolatus* Pander. Elemento P, vista lateral, muestra G2, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6091 (4).
- J-K.** *Scolopodus rex* Lindström. **J.** Elemento b, vista lateral, muestra G2, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6096 (1). **K.** Elemento a, vista lateral, muestra G2, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6096 (2).

Lámina 6

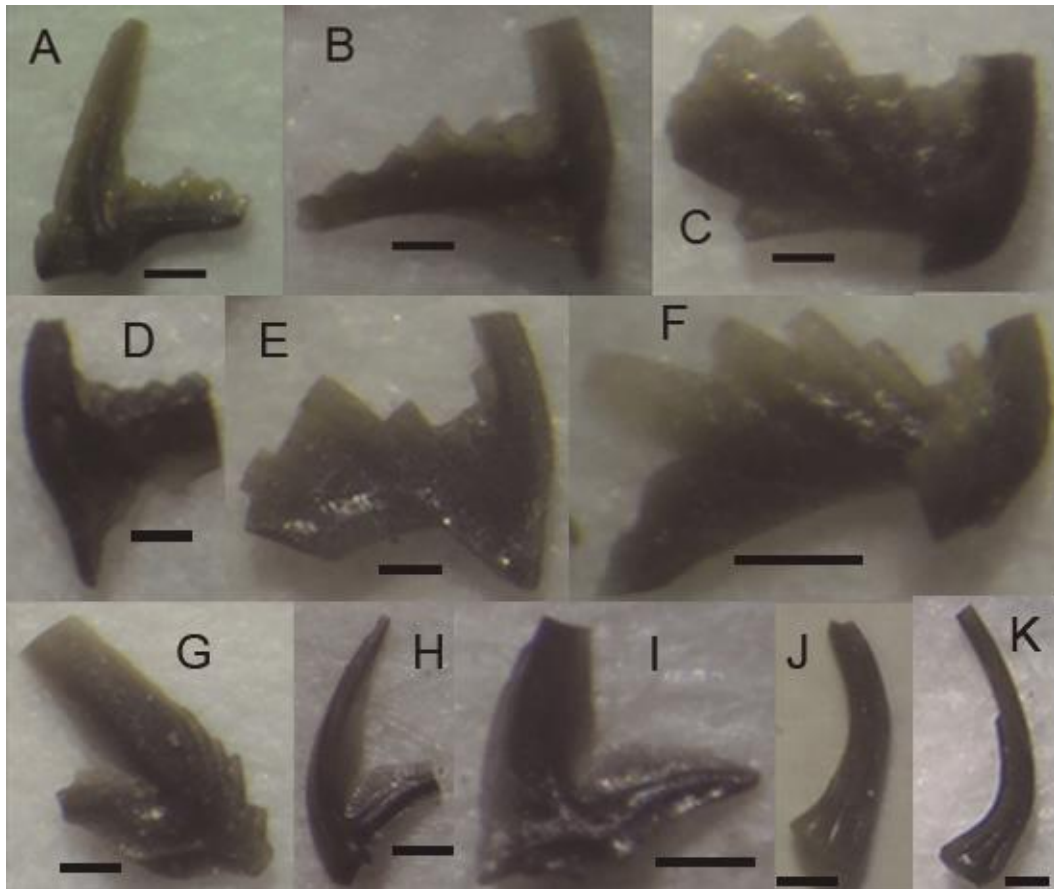


Lámina 7

Conodontes de la quebrada El Tropiezo. Zona de *L. variabilis*. La escala gráfica indica 0,5 mm.

Figuras:

A-E. *Erraticodon hexianensis* An and Ding. **A-B.** Elemento Sa. **A.** Vista posterior, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (8). **B.** Vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (9). **C.** Elemento Sb, vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (10). **D-E.** Elemento Sc, **D.** Vista lateral externa, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (11). **E.** Vista lateral interna, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (12).

F. *Erraticodon* sp. Elemento P, vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6128 (13).

G. *Drepanodus arcuatus* Pander. Elemento e, vista lateral, muestra G3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6108 (2).

H-I, L. *Drepanodus robustus* Hadding. **H.L.** Elemento c, **H.** Vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6131 (1). **L.** Vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6131 (2). **I.** Elemento b, vista lateral, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6131 (3).

J-K. *Ansella jemtlandica* (Löfgren). **J.** Elemento Sc, vista lateral, muestra G2-3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6102 (1). **K.** Elemento Sb, vista lateral, muestra G3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6112 (1).

Lámina 7

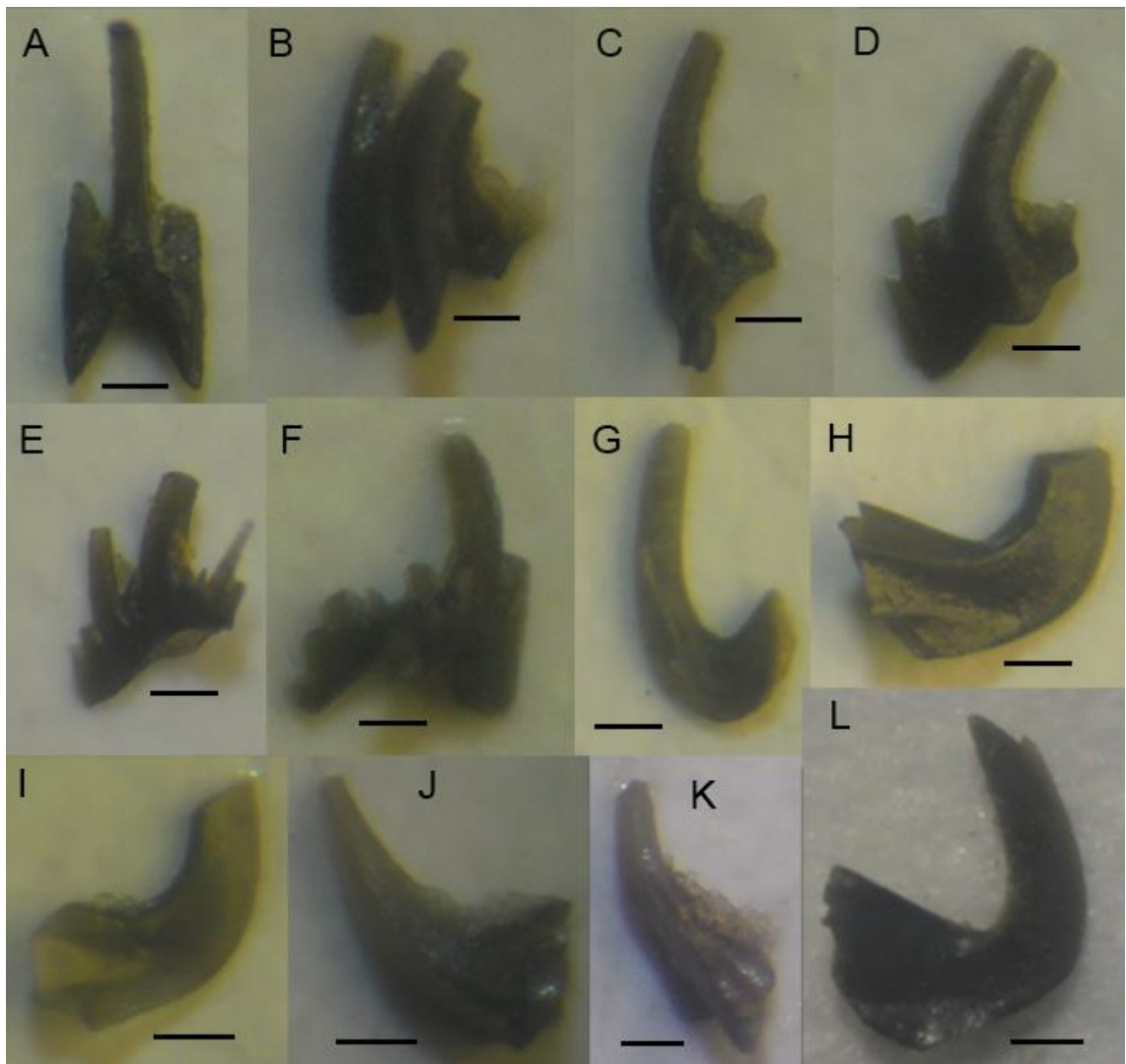


Lámina 8

Conodontes de la quebrada El Tropiezo. Zona de *L. variabilis*. La escala gráfica indica 0,5 mm.

Figuras:

A-C, E. *Rossodus barnesi* Albanesi. **A.** Elemento M, vista lateral externa, muestra G1, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6081 (1). **B.** Elemento Sc, vista lateral externa, muestra G1, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6081 (2). **C.** Elemento Pb, vista lateral externa, muestra G1, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6081 (3). **E.** Elemento Sba, vista posterior, muestra G2, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6090 (7).

D, H. *Juanognathus jaanussoni* Serpagli. **D, H.** Elemento c, vista lateral, **D.** muestra G1, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6084 (1). **H.** muestra G2, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6092 (10).

F y R. *Oistodus striolatus* Serpagli. Elemento M, vista lateral interna, muestra G2, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6093 (5).

G. P. *Paroistodus originalis* (Sergeeva). Elementos M, vistas laterales, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6133 (1-2).

I, J. *Drepanoistodus bellburnensis* Stouge. Elemento Sb, vista lateral, muestra G2-3, qda. El Tropiezo. **I.** INGEO-MP-6099 (1) **J.** INGEO-MP-6099 (2).

K-M. *Protopanderodus calceatus* Bagnoli y Stouge. **K.** Elemento a-b, vista lateral, muestra G 2-3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6098 (1) **L.** Elemento c, vista lateral, muestra G 2-3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6098 (2) **M.** Elemento e, vista lateral, muestra G 2-3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6098 (3).

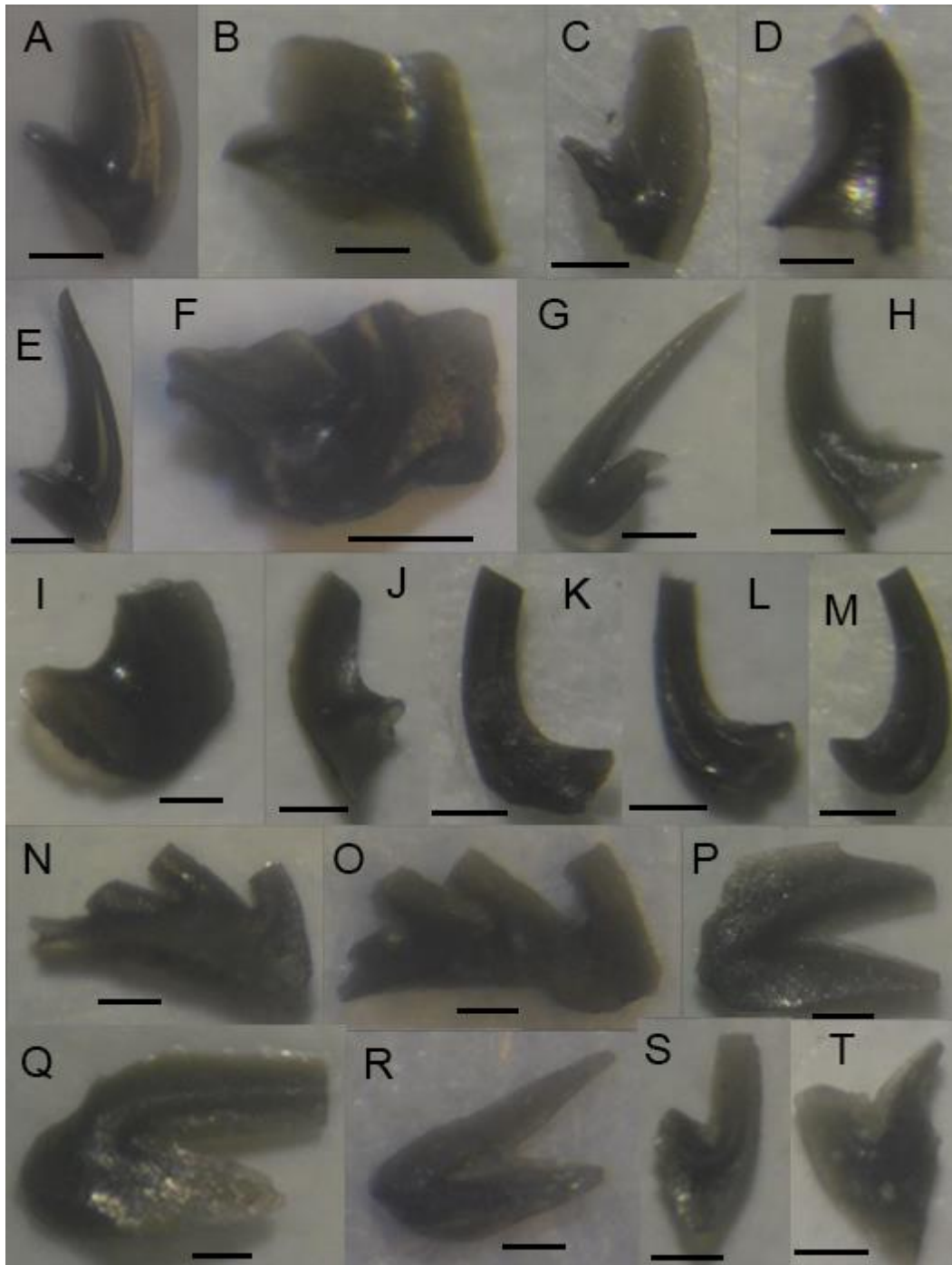
N-O. *Spinodus* sp. cf. *S. spinatus*. **N. O.** Elementos M, vistas laterales, muestra G4, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6124 (1-2).

Q. Especie y género indeterminado.

S. *Lenodus variabilis* (Sergeeva). Elemento M. **S.** vista lateral interna, muestra G3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6115 (1).

T. *Lenodus cf. L. variabilis*. Elemento M. vista lateral externa, muestra G3, qda. El Tropiezo, INGEO-MP-6115 (2).

Lámina 8



V. 6. Termometría – Método CAI

V. 6. 1. Definición

El Método CAI (*Color Alteration Index*) en los conodontes es una medida indirecta de la máxima temperatura alcanzada por las rocas que los incluyen, con un campo de aplicación que se extiende entre los 50°C y más de 600°C. Para la determinación solo se requiere evaluar propiedades físicas (color y textura).

V. 6. 2. Reseña Histórica

Los elementos conodontales están constituidos por láminas de apatito con características muy próximas a la francolita (Pietzner *et al.*, 1968) y entre ellas se disponen capas finas de materia orgánica, aminoácidos (Savage *et al.*, 1990) que debieron ser depositadas al final de cada fase de biomineralización (Burnett y Hall, 1992).

La carbonificación es un proceso que consiste en un aumento de carbono en la materia orgánica, durante la maduración de la misma, con la consecuente pérdida de H₂O y CO₂. Este proceso está estrechamente relacionado con el aumento de temperatura y la variación de esta con el gradiente geotérmico, la velocidad de subsidencia y la conductividad térmica.

Las variaciones de colores que presentan los conodontes fueron interpretadas por Epstein *et al.* (1977) como indicativas del grado de maduración de la materia orgánica. Las observaciones de campo y las experiencias de laboratorio realizadas por los mencionados autores permitieron demostrar que el color de los elementos conodontales está estrechamente relacionado con la temperatura a la cual han estado sometidos.

La secuencia de cambios de color desde amarillo claro o ámbar en elementos que no están alterados térmicamente, a marrón y negro, en elementos con una profunda alteración, es la respuesta de la materia orgánica al incremento de temperatura (Sarmiento y García-López, 1996).

La técnica del CAI se desarrolla de la simple comparación visual con una tabla basada en colores Munsell, existiendo a la fecha tres diseños de tablas experimentales del color de alteración. La más antigua y más usada es la de Epstein *et al.* (1977) (Fig. 85) en la que se definen los primeros 5 valores de cambio de color. Rejebian *et al.* (1987) (Fig. 86) desarrolla experimentalmente los grados posteriores, por último la tabla de Raven y Plujin (1986) la cual se utiliza para determinar distintos grados metamórficos regionales.

V. 6. 2. 1. Procedimiento

Epstein *et al.* (1977) calibraron experimentalmente el intervalo térmico dentro del cual se alcanza un determinado color, reconociendo seis valores de CAI: 1, 1.5, 2, 3, 4 y 5, que se corresponden a valores de temperatura que oscilan entre < 50 y $> 300^{\circ}\text{C}$, también los correlacionaron con otros indicadores del metamorfismo orgánico, como los palinomorfos y la reflectancia de la vitrinita.

Rejebian *et al.* (1987) introdujeron tres nuevos valores del CAI (6, 7 y 8), que se corresponden con los colores gris, blanco y vítreo y que se obtuvieron experimentalmente a temperaturas que varían entre los 360° y $> 600^{\circ}\text{C}$. Por encima del CAI 5, las variaciones de color se deben a la pérdida de carbono, recristalización progresiva del fluorapatito y pérdida del agua de recristalización. Estas variaciones de color en los conodontes son progresivas, acumulativas e irreversibles y están siempre acompañadas por modificaciones en la textura de los mismos (Epstein *et al.*

1977; Rejebian *et al.* 1987; Kovacs y Arkai, 1987; Burnett, 1988; Orchard y Forster, 1991).

IV. 6. 3. Importancia y Aplicación del CAI

El uso de los conodontes como geotermómetros al igual que otros indicadores del metamorfismo permite detectar variaciones térmicas e inferir las causas que lo produjeron.

El método CAI permite detectar anomalías térmicas, reconstruir la historia geotermal de una cuenca y también conocer el potencial económico de un área determinada (Nowlan y Barnes, 1987). Esta última resulta de particular interés tanto para la búsqueda de depósitos minerales vinculados a la existencia de soluciones hidrotermales, cuya presencia se infiere a través del análisis del CAI, como para la prospección de hidrocarburos que están estrechamente ligados al grado de maduración de la materia orgánica.

La información que deriva de la evaluación del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontes, tiene gran importancia en estudios de geología regional y económica.













CAI	Alteración del color		Rango de temperatura
	experimental	natural	
1			<50-80°C
1½			50-90°C
2			60-140°C
3			110-200°C
4			190-300°C
5			+300°C

Figura 85: Tabla de CAI de Epstein *et al.* 1977











CAI	Alteración del color		Rango de temperatura
	experimental	natural	
5			300-480°C
6			360-550°C
6½			440-610°C
7			490-720°C
8			>600°C

Figura 86: Tabla de índice de CAI propuesta por Rejebian *et al.* (1987)

V. 6. 4. CAI en la Precordillera

Las contribuciones sobre la aplicación de los conodontes como geotermómetros, en la Precordillera son escasas. Keller *et al.* (1993) analizaron la distribución de los valores del CAI en conodontes de diversas localidades de la Precordillera, verificando la utilidad de los conodontes para la determinación de

dominios paleotermométricos con el reconocimiento regional de zonas diagenéticas y metamórficas de bajo grado.

Voldman y Albanesi (2005) y Voldman *et al.* (2008a) han utilizado los valores del grado CAI para determinar la distribución de la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado de forma regional, abarcando un área desde San Isidro (Mendoza), hasta el río Guandacol (La Rioja). Albanesi *et al.* (1995) y Voldman *et al.* (2008b) determinaron mediante el grado CAI la existencia de un metamorfismo de contacto en la Formación Yerba Loca, relacionados a rocas básicas y ultrabásicas intruidas en la misma.

Voldman *et al.* (2009) mediante el estudio del grado CAI sobre conodontes provenientes de la Formación Los Sombreros y de los olistolitos cambro-ordovícicos dentro de la misma, proponen un evento de metamorfismo regional que afecta a la plataforma carbonática desde el Tremadociano hasta el Darriwiliano bajo, abarcando las zonas de *Paltodus deltifer* hasta *Lenodus variabilis*. Este evento estaría genéticamente vinculado a la colisión de Cuyania con el margen oriental de Gondwana. Dichos autores sugieren que el área fuente de los conodontes metamorizados de edad cámbrica se correspondería con el frente oriental de la plataforma carbonática (ej. Grupo Caucete en la Sierra de Pie de Palo) involucrando un proceso de *detachment* y canibalismo durante la acreción de *Cuyania*.

Mestre (2010) establece para los elementos conodontes recuperados del techo de la Formación San Juan en la Quebrada del Aluvión, valores de CAI de 2-2,5. La autora observó que la alteración de los elementos aumenta hacia el tope de la unidad, llegando a estar totalmente blanqueados con sobrecrecimiento de cristales de calcita en su superficie, lo cual indica una paleotemperatura de 110°-200°C.

Voldman *et al.* (2010) proporcionan una nueva herramienta para el análisis cuantitativo del grado CAI de los elementos conodontales. Los autores proponen un modelo simple (*EasyCAI*) que puede ser implementado con un programa de computación. Mediante fórmulas y gráficos en función del tiempo, obtienen valores para un determinado nivel estratigráfico. El objetivo de este método es resolver historias geológicas complejas.

V.6. 5. CAI en las secciones estudiadas

El estado de conservación de los conodontes recuperados de las formaciones ordovícicas, expuestas en las quebradas Los Sapitos, Río de Los Piojos y El Tropiezo, es en general buena, con un grado de fragmentación bajo.

El color de los conodontes recuperados de las muestras carbonáticas, se compararon en forma directa con las tablas de grado CAI realizadas por Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987). Se observó que los elementos de las secciones (qdas. Los Sapitos, Río de Los Piojos y El Tropiezo) presentan valores de CAI que varían entre 3 y 4, indicando paleotemperaturas de soterramiento inferiores a 300 ° C (Fig. 87).

En la qda. Los Sapitos, el estado de conservación de los conodontes es muy buena, siendo una fauna conformada por elementos juveniles, maduros y gerontes, muy similar a las recuperados en la sección de Niquivil (Soria *et al.*, 2017).

En la qda. Río de Los Piojos, el estado de preservación de los conodontes es de bajo a bueno, presentandose varios elementos fragmentados.

En la qda. El Tropiezo, el estado de preservación es muy bueno, solo con pocos elementos fragmentados. El índice de CAI es de 3 a 4 (Fig. 87 C y D).

En líneas generales el CAI del sector norte de la Precordillera es significativo, un grado 4 revelaría procesos geológicos como soterramiento (carga), tectonismo o bien presencia de intrusivos. En esta región los intrusivos y las soluciones hidrotermales relacionadas a este proceso del Neógeno han sido mapeados en las qdas. Varela y el Rodado al oeste del río Gualcamayo, de hecho la mineralización que actualmente explota la Minera Yamana en la región del río Gualcamayo en el contacto entre la Fm. San Juan y la Fm. Gualcamayo es de este origen.

Si se compara el valor de CAI de las secciones del norte de la Precordillera con las secciones centrales (Niquivil y Talacasto), estas últimas presentan valores más bajos (entre 2-3), indicando temperaturas que varían entre los rangos 60 -200°C.

V. 6. 6. Relleno sedimentario

Es el proceso por el cual las cavidades de los elementos conservados se rellenan de partículas sedimentarias antes o después del enteramiento definitivo. Los ejemplares de los elementos recuperados presentan cavidad basal hueca, observándose un relleno parcial.

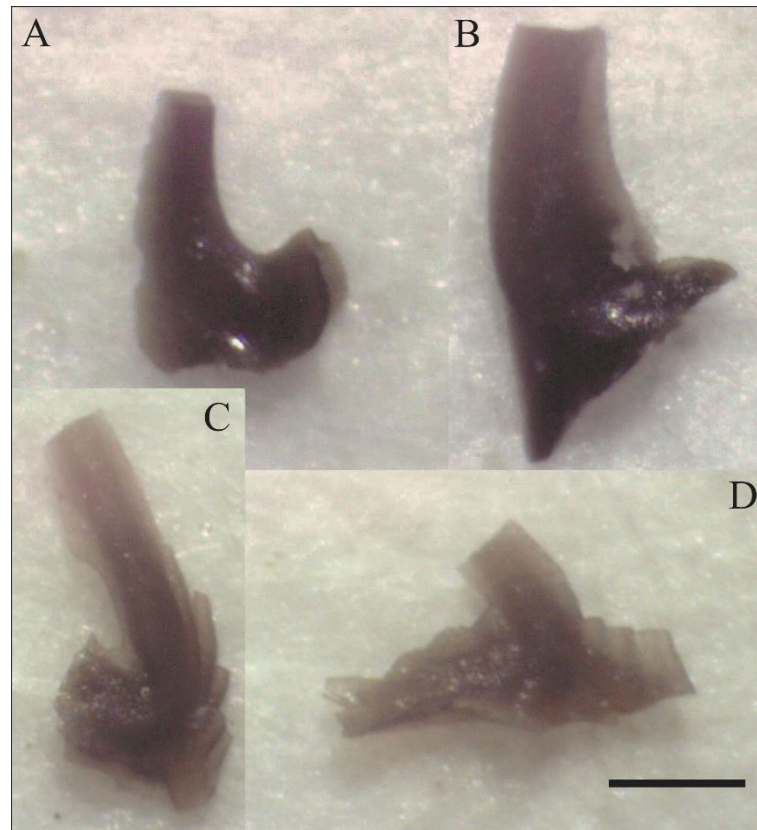


Figura 87: Índice de alteración CAI. **A y B.** Elementos de índice CAI 4, qda. Los Sapitos, muestra LS6. **C y D.** Elementos de índice CAI 3, qda. El Tropiezo, muestra G2-3. La escala gráfica indica 0,5 mm.

V. 7. Grupo de microfósiles asociados a conodontes

En las tres secciones estudiadas se recuperaron del residuo fósiles que constituyen la fauna asociada a conodontes. En láminas delgadas también se observaron ejemplares de estos fósiles, identificándose algunos de ellos al nivel de género y especie. A partir de esta información se realizó una reconstrucción de fondo marino para el Ordovícico Inferior y Medio (Figs. 88 y 89).

V. 7. 1. Foraminíferos

Los foraminíferos son protistas con conchilla de variada composición y morfología. Su registro abarca desde el Cámbrico a la actualidad. La mayoría son bentónicos y algunas especies planctónicas. Su tamaño varía de 0,1 mm a 10 cm.

Nestell *et al.* (2009) registran por primera vez foraminíferos en las calizas de la parte superior de la Formación San Juan (Darriwiliano), en la sección de qda. del Aluvión. La asociación de foraminíferos que describen corresponden a los géneros aglutinados *Lakites*, *Amphitremoida*, *Lavella*, *Ordovicina* y *Pelosina*, los cuales fueron registrados en la Zona de *E. pseudoplanus*/*D. tablepointensis* y reubicados luego en la Zona de *Y. crassus*.

Posteriormente, Nestell *et al.* (2011) registran los foraminíferos más antiguos de América del Sur, correspondientes a la Zona de *O. evae* (Floiano), en las calizas de la Formación San Juan, en la región de Salagasta, Precordillera. Las especies corresponden a *Amphitremoida longa* Nestell y Tolmacheva y *A. laevis* Nestell y Tolmacheva.

En el residuo de las muestras LS1, LS2, LS7 y RLP5 de las secciones Los Sapitos y Río de Los Piojos se recuperaron foraminíferos correspondientes a *Incertae*

sedis (Fig. 88, D). En la sección quebrada El Tropiezo se registraron *Amphitremoida* sp., *Ordovicina* sp., y *Pelosina* sp. (Fig. 88, A, C, D).

V. 7. 2. Crustáceos: Ostrácodos

Los ostrácodos constituyen una clase de crustáceos de hábitos acuáticos, cuyo tamaño oscila entre 0,15 y 2-3 mm, llegando a alcanzar mayor tamaño en especies de agua dulce. El caparazón está compuesto por carbonato de calcio en forma de calcita. Los ostrácodos están integrados por dos valvas articuladas que poseen un alto potencial de fosilización por lo que se encuentran presentes desde el Cámbrico Superior hasta la actualidad.

Tienen una amplia distribución estratigráfica en Argentina, pero únicamente son abundantes en ciertas localidades y horizontes, y son asociados con litologías particulares.

Los ostrácodos más antiguos de la Precordillera ocurren en los niveles inferiores del Floiano de la Formación San Juan. Estos niveles contienen *Cuyanella* y *Stoppex* (Salas, 2002 a). La diversidad incrementa en el Darriwiliano (Llanvirniano temprano), llegando a un máximo de géneros en el Sadbiano (Caradociano inferior) (Salas 2002, a, b; Schallreuter, 1996).

Las faunas de Precordillera parecen ser menos diversas que las de Báltica y Laurentia.

Las valvas de ostrácodos han sido reconocidas en las secciones de la qda. Los Sapitos, qda. Río de los Piojos y en la qda. El Tropiezo.

En la sección qda. Los Sapitos se observaron valvas de ostrácodos en láminas delgadas en las muestras LS0, LS2, LS4, LS5 y LS7, las mismas se encuentran sueltas y en otros casos articuladas no permitiendo su clasificación.

En la sección qda. Río de Los Piojos, en el residuo insoluble se reconoció *Cuyanella argentina* Salas (Fig. 89, B). Esta especie es muy abundante y aparece en diferentes formaciones desde el Floiano superior hasta el Darriwiliano. El género *Cuyanella* está caracterizado por un contorno subelíptico y porque tiene dos lóbulos prominentes y elongados (Salas, 2002).

Ocurrencia: Formación San Juan (Zona de *Oepikodus intermedius*), y Formación Gualcamayo (zonas de *Isograptus victoriae maximus* y *Oncograptus*), Río Gualcamayo. Parte inferior de la Formación Las Aguaditas y Formación Las Chacritas (Zona de *P. tentaculatus*), Quebrada de Las Aguaditas (Cordón de Los Blanquitos) y Quebrada La Tuna (Sierra de La Trampa).

En la sección qda. El Tropiezo se observó del residuo de las muestras G1 y G 3-4 valvas articuladas y sueltas de ejemplares asignados probablemente a *Ningulella* sp.

V. 7. 3. Artrópodos: Trilobites

Los trilobites fueron artrópodos marinos paleozoicos, provistos de una cutícula dorsal mineralizada (exoesqueleto) y fosilizable, la que permitió que tengan gran representación en el registro fósil. Desde que aparecen en el Cámbrico Temprano, su diversidad alcanzó valores elevados en el Cámbrico Tardío-Ordovícico, para decrecer durante el Silúrico-Devónico y reducirse aún más en el Paleozoico Tardío, antes de extinguirse a fines del Pérmico. Durante los 300 m.a. de su historia evolutiva, estos organismos desarrollaron una amplia gama de modificaciones en el exoesqueleto, adquiriendo distintos hábitos de vida y notable capacidad de adaptación a los diversos ambientes marinos, desde sublitorales hasta

profundos. Aunque la mayoría posee tamaños que oscilan entre 30 y 100 mm, muchos alcanzan dimensiones desde 2 mm hasta más de 70 cm.

Se observaron fragmentos de trilobites correspondientes a partes del exoesqueleto, en la sección del Río de Los Piojos. Los mismos no permitieron determinar género y especie.

V. 7. 4. Poríferos

Las **esponjas** o **poríferos** se encuentran entre los organismos multicelulares más simples. Son exclusivamente acuáticos y aunque se encuentran en aguas continentales, predominan notoriamente las formas marinas. Incluyen organismos filtradores, bentónicos y sésiles, que se alimentan haciendo pasar el agua por los poros de su superficie, conduciéndola por canales hacia cavidades internas, en donde se alojan células flageladas o **coanocitos** que se encargan de la nutrición.

El esqueleto de las esponjas comprende diversos materiales, desde fibras orgánicas de colágeno o esponjina hasta elementos mineralizados o **espículas** de distinta composición, y esqueletos macizos calcáreos de tipo coralino. Estos dos últimos casos son los que se encuentran mejor representados en el registro fósil.

Las espículas recuperadas de los residuos de las secciones estudiadas son de tipo monaxonas (clase Demospongea) y poliaxonas (clase Heteractina) (Fig. 88).

V. 7. 5. Equinodermos: Clase Crinoidea

Los artejos de crinoideos encontrados en residuo en las secciones estudiadas y observados en lámina delgada, presentan diferentes secciones entre ellas pentagonales y circulares.

V. 7. 6. Cefalópodos

Los cefalópodos son moluscos con conchilla interna, externa o a veces, ausente. Interiormente, está dividida en cámaras por tabiques o septos, atravesados por una estructura tubular o sifúnculo; la mayor parte del animal se aloja en la cámara habitación, que es la última originada.

Las acumulaciones de nautiloideos ocurren en varias localidades de la Precordillera Central y Oriental. Los cefalópodos ortocónicos son un importante componente de la macrofauna desde el Ordovícico Inferior al Ordovícico Medio (Aceñolaza y Beresi, 2003).

En la Precordillera, se definieron las “*Nautilod cephalopod beds*” (Mestre *et al.*, 2013) las que pueden correlacionarse con los “*Orthoceratite limestone*” descritos para Baltica (Lindström, 1971; Löfgren, 2003; Kröger, 2004).

Kröger *et al.* (2007) describen nautiloideos del Orden Orthocerida y Lituitida de la parte media y superior de la Formación San Juan. Estos cefalópodos muestran una fuerte afinidad con los descritos para los depósitos de Baltica y Norte de China.

La acumulación de nautiloideos observados en la sección qda. El Tropiezo, presenta características similares a las descritas en otras secciones de la Precordillera Central y Oriental (Mestre *et al.*, 2013). Los nautiloideos ortocónicos son predominantes, con fragmaconos de 5 hasta 50 cm de longitud y en algunos casos con sifúnculo central visible. En general se observan alineados. En menor proporción se observaron nautiloideos cirtocónicos, con la parte apical enroscada.

V. 7. 7. Gastrópodos

Los gastrópodos constituyen una clase muy variada y numerosa de moluscos, calculándose que representan alrededor del 80% de estos últimos. Su notable

plasticidad morfológica y variabilidad funcional, al permitir su adaptación a formas de vida de diferente complejidad en el transcurso de su evolución, contribuyó a que se convirtieran en los moluscos más exitosos.

Por lo general, las partes blandas del organismo están contenidas en una estructura inorgánica o **conchilla**, compuesta por una sola pieza, de forma y dimensiones muy variables, fosilizable.

Por lo general, prefieren aguas límpidas, transparentes y con abundante contenido de calcio, aunque también frecuentan los lugares pantanosos y los ambientes salobres, como los existentes en la desembocadura de los ríos al mar. La mayoría de las especies son bentónicas y móviles sobre sustratos blandos o duros, si bien algunas permanecen fijas a una superficie la mayor parte de su vida. Otras son nadadoras activas y unas pocas pueden flotar en la masa de agua o vivir sobre una superficie de flotación, como las que proporcionan ciertas algas. Sus hábitos alimenticios son asimismo muy diversos, existiendo formas herbívoras, carnívoras, carroñeras, detritívoras, filtradoras y parásitas. La inmensa mayoría de los gastrópodos posee una conchilla carbonática externa, por lo general, enroscada helicoidalmente.

Del residuo analizado se observaron protoconchas de gastrópodos, la mayoría glauconitizadas y con formas de enroscamiento diversas.



Figura 88: Microfauna recuperada de las muestras de la qda. Los Sapitos. **A y F.** Artejo de crinoideo con sección interna pentagonal, gastrópodos planoespiralados. **A y B.** Valvas de braquiópodo inarticulado. **B.** Sección de briozoo. **C.** “Soportes fosfáticos oculares de conodontes”, **D y G.** Espículas de espojas. **D.** Espícula triactina **G.** Espícula monaxona **E.** Gastrópodos glauconitizados

V. 7. 8. Procesos de reemplazo mineral

Las valvas de bioclastos habitualmente son reemplazadas por otros minerales, debido a las soluciones ricas en ciertos elementos.

V. 7. 8. 1. Procesos de Silicificación: En determinadas situaciones el sílice da lugar a soluciones químicas que actúan como agente fosilizante, su forma más habitual y estable es la calcedonia. Se pueden encontrar fósiles silíceos incluso en rocas calizas, siendo frecuente en foraminíferos, equínidos, ammonites, braquiópodos y gasterópodos, hay que destacar también los hermosos jaspes xiloides procedentes de

la fosilización de troncos y ramas de árboles. Se recuperaron espículas y crinoideos con este proceso.

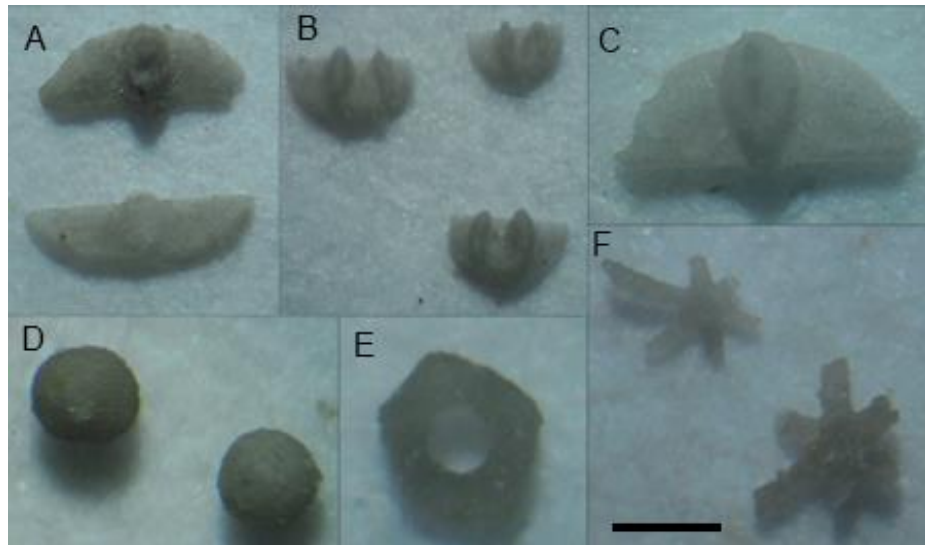


Figura 89: Microfauna recuperada de las muestras de la qda. Río de Los Piojos. **A y C.** Fragmentos de trilobites (RLP 5) **B.** Valvas de ostracódos especie *Cuyanella argentina*. **D.** Foraminíferos *Incertae sedis* **F.** Espículas de esponjas tipo poliaxonas.



Figura 90: Microfauna recuperada de las muestras de la quebrada El Tropiezo **A.** Foraminífero. **B.** Valvas de ostrácodos. **C.** Foraminíferos piritizados. **D.** Foraminífero **E.** Valva de gastrópodo glauconitizado. **F y H.** Foraminífero **G.** Hyolites **I.** Foraminífero *Incertae sedis*.

V. 7. 8. 2. Procesos de piritización: Cuando la materia orgánica se descompone en un ambiente carente de oxígeno se produce ácido sulfhídrico, que reacciona con las sales de hierro del agua marina produciendo sulfuros de hierro, generalmente marcasita y pirita, que sustituyen a la materia de origen orgánico de las conchas y esqueletos. Si la pirita se conserva inalterada los fósiles presentan un aspecto metálico, pero esto no sucede habitualmente sobre todo con los fosilizados en marcasita, suelen aparecer limonitizados, y se oxidan y destruyen rápidamente en contacto con la atmósfera. Se recuperaron foraminíferos de las muestras de la quebrada El Tropiczo que presentaban este tipo de proceso.

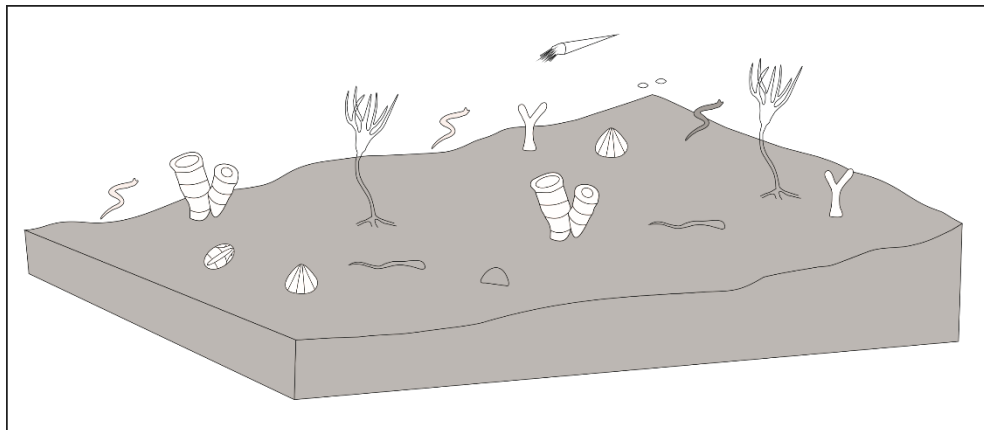


Figura 91: Reconstrucción del fondo marino para el Floiano tardío (sección Los Sapitos), representando la fauna marina recuperada de los niveles estudiados.

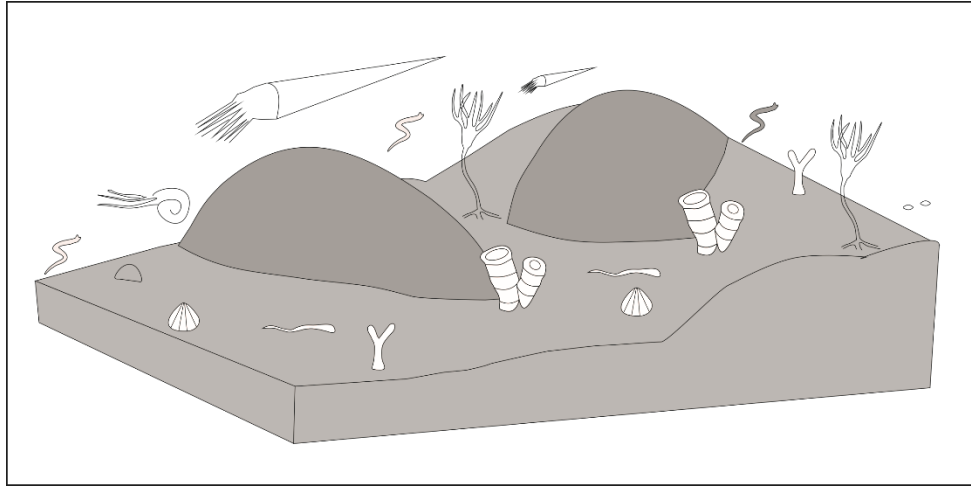


Figura 92: Reconstrucción del fondo marino para el Darriwiliano (sección qda. El Tropiczo) representando la fauna marina recuperada de los niveles estudiados

V. 8. Biofacies

V. 8. 1. Definición y modelos de biofacies

El término *biofacies* implica un conjunto de características representadas por los fósiles de un estrato que permiten establecer las condiciones ambientales en las que este se formó.

La bioestratigrafía es una disciplina dual, donde se asume que los datos bioestratigráficos pueden ser divididos en dos componentes, uno espacial (biofacies) y otro temporal (biozonas). En este sentido la abundancia relativa de *géneros* representa la *biofacies*, mientras que la presencia de una determinada especie guía define la *biozona*.

El concepto de biofacies indica la distribución espacial de los fósiles contenidos en determinadas litofacies y se definen por la abundancia relativa de los taxones mayores (géneros o familias), los que definen un ambiente particular dentro de la plataforma. Por lo tanto, la sumatoria de condiciones ambientales donde prosperó una población de conodontes se denomina *biofacies*.

Existen dos modelos que tratan de explicar el posible modo de vida de los conodontofóridos: el modelo de estratificación vertical (Seddon y Sweet, 1971) y el modelo de segregación lateral (Barnes y Fåhraeus, 1975).

Seddon y Sweet (1971) consideran a los conodontofóridos organismos pelágicos. Las distintas especies presentarían una segregación vertical en función de la profundidad que se reflejaría en la variación de su registro lateral (Fig. 93, A). Las especies más generalistas habitarían la zona fótica superior y las más especializadas zonas más profundas. Este modelo fue adoptado por Clark (1972), Chamberlain y Clark (1973), Druce (1973), entre otros.

Barnes y Fåhraeus (1975) proponen que la distribución lateral de los conodontofóridos estaría controlada por factores ecológicos, ya que la mayoría de los taxones están considerados como organismos bentónicos o nectobentónicos (ej. *Plectodina*, *Phragmodus*, *Amorphognathus*, *Icriodella* y *Periodon*) y sólo aquellas formas cuyos aparatos conodontales estaban integrados exclusivamente por elementos de morfología coniforme (ej. *Panderodus*, *Scolopodus*, *Paltodus*, *Paroistodus* y *Drepanoistodus*) serían formas pelágicas (Fig. 93, B).

Zhen y Percival (2003) han propuesto un modelo ecológico para los conodontofóridos que combina las conclusiones de los dos modelos previos, en donde en las facies de plataforma los elementos conodontales registrados corresponderían principalmente a formas bentónicas (o nectobentónicas) de aguas someras y a formas epipelágicas, mientras que las formas bentónicas (o nectobentónicas) de aguas profundas y mesopelágicas predominarían en sedimentos de ambientes abiertos (Fig. 93, C).

La distribución espacial de los conodontes fue aparentemente controlada por diversos factores tales como temperatura del agua, salinidad, oxígeno, presión hidrostática, disponibilidad de alimentos, corrientes marinas y finalmente el modo de vida. Las condiciones físicas y químicas del fondo marino y la turbulencia del agua habrían afectado la forma de vida de aquellos de hábitos nectobentónicos.

Numerosos autores (Seddon y Sweet, 1971; Barnes y Fåhraeus, 1975; Geitgey y Carr, 1987; Sweet, 1988; Zhen y Percival, 2003, entre otros) consideran la temperatura como el factor con más influencia en la distribución de los conodontofóridos. Geitgey y Carr (1987) sugirieron que las fluctuaciones de la temperatura determinaron de manera notable la diversidad y distribución de los conodontes, dado que modificaría el volumen de espacio habitable.

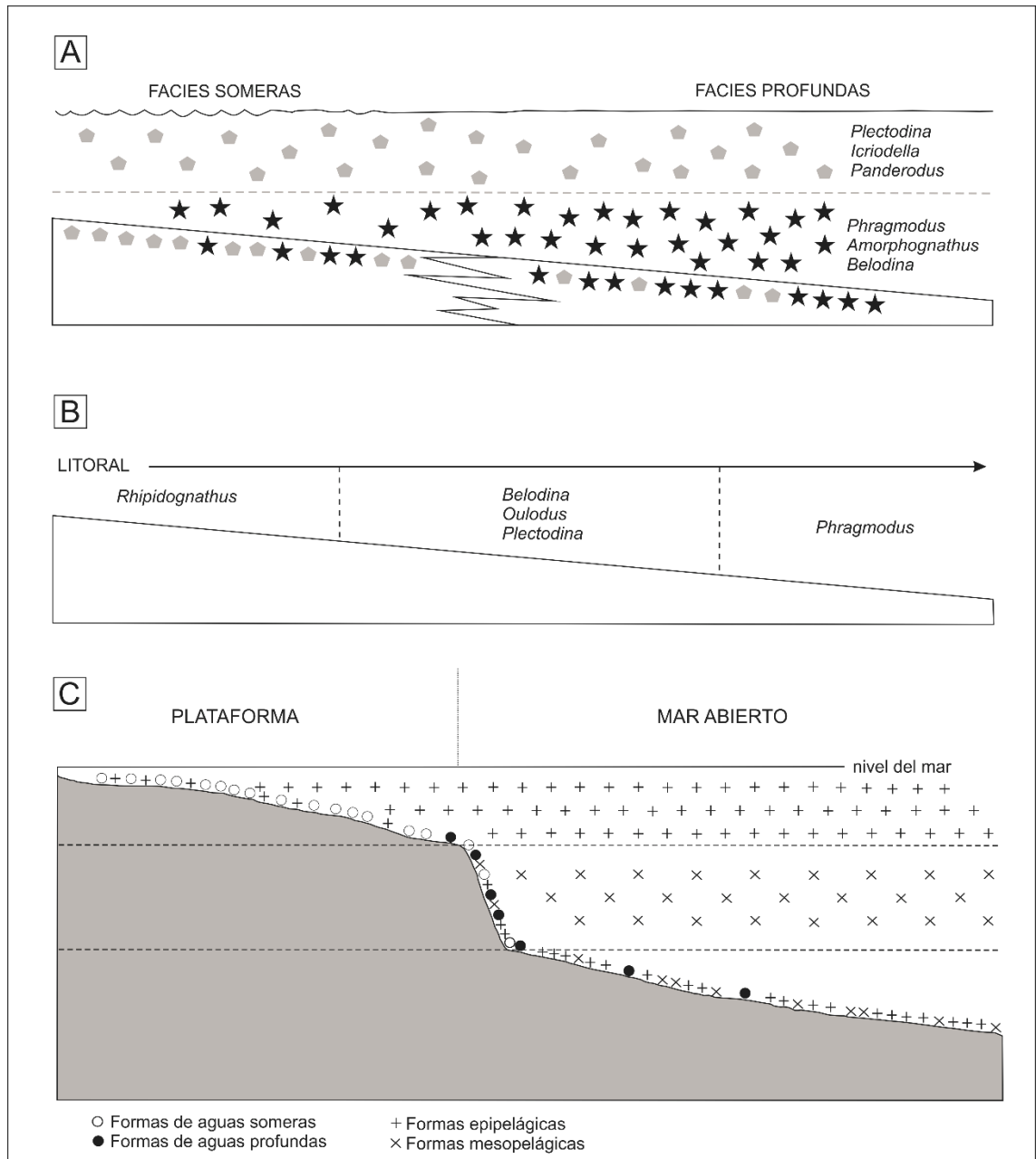


Figura 93: Modelos paleocológicos **A.** Modelo de estratificación vertical (Seddon y Sweet, 1971) **B.** Modelo de segregación lateral (Barnes y Fåhræus, 1975) **C.** Modelo ecológico propuesto por Zhen y Percival (2003)

La observación de los elementos conodontales tales como: espesor de las paredes, la presencia o ausencia de ejemplares juveniles y la relación numérica de estos con la población madura y geronte, cúspides y procesos rotos, etc., permite inferir las condiciones ambientales a las que estuvieron sujetos.

V. 8. 2. Antecedentes de *biofacies* de conodontes

El análisis de las biofacies de conodontes en Precordillera ha sido tratado por diversos autores. Albanesi (1998) analiza las características biofaciales presentes en las formaciones San Juan y Gualcamayo, en las secciones de Cerro Potrerillo y Portezuelo de Yanso. Presenta los datos de distribución de géneros de conodontes por biozona, para caracterizar el contenido biótico de las mismas y analiza los datos de los diagramas de abundancia relativa de géneros de conodontes más frecuentes.

Heredia *et al.* (2005) analizan las variaciones en las biofacies de conodontes presentes en la Formación Las Chacritas. Estos autores proponen que el registro e interpretación de las biofacies de conodontes de esta sucesión (Biofacies de *Costiconus-Periodon* y *Baltoniodus medius*) indican condiciones de mar abierto, aguas frías, sin restricciones con la aparición de faunas de plataforma subtidal. Posteriormente, para la Formación San Juan y Las Chacritas, Serra y Albanesi (2013) describen las sub-biofacies *Rossodus-Yangzeplacognathus*, *Ansella-Fahraeusodus* y *Parapaltodus-Histiodella*, subdivisiones de la biofacies *Periodon-Paroistodus*, concluyendo que durante el Ordovícico Medio, la fauna de conodontes muestra similitudes con el Dominio Frío, con un alto nivel de endemismo. A partir del análisis de esta contribución, se observó que las especies *Histiodella* y *Yangzeplacognathus* presentan bajo contenido en elementos, no considerándose como una sub-biofacies.

Heredia y Rosales (2006) presentan la distribución de biofacies para la Formación Ponón Trehué, definiendo dos biofacies *Baltoniodus-Eoplacognathus* y *Periodon-Pygodus*. Las autoras proponen que las variaciones en la dispersión de los

diferentes géneros dentro de esta formación están controladas por la tolerancia de los mismos a las variaciones en la temperatura del agua.

Mestre (2010) describe las biofacies de conodontes para el techo de la Formación San Juan y base de las formaciones Las Aguaditas y Los Azules, estableciendo tres biofacies y una sub-biofacies (biofacies de *Periodon-Drepanoistodus*, biofacies de *Paroistodus-Protopanderodus*, sub-biofacies de *Costiconus* y biofacies *Parapaltodus-Ansella*) interpretando ambientes subtidales a ambientes de rampa externa con influencia de aguas oceánicas de mar abierto para estos niveles. Posteriormente, Mestre y Heredia (2017) analizan las asociaciones de conodontes provenientes de muestras del último metro de la Formación San Juan en las secciones de Quebrada La Pola y Quebrada Del Aluvión, definiendo la Biofacies de *Periodon* y dos sub-biofacies, *Rossodus-Semiacontiodus* y *Paroistodus-Protopanderodus*. La distribución de esta biofacies y sub-biofacies de conodontes en la plataforma mixta desarrollada durante la Zona de *Lenodus crassus* (Darriwiliano medio), uno con condiciones disóxicas a anóxicas con una alta participación de silicoclásticos finos (Quebrada La Pola) y otro con alto contenido de oxígeno dentro de la zona fótica (Quebrada Del Aluvión).

Feltes y Albanesi (2013) describen la biofacies *Periodon* y *Paroistodus* para la parte alta de la Formación San Juan y el miembro medio de la Formación Las Aguaditas, caracterizando ambientes depositacionales de mar abierto. Además, realizaron la división de dos subfacies *Ansella* y *Drepanoistodus*.

Para la Cordillera Oriental, la primera contribución sobre biofacies de conodontes se debe a Carlorosi (2012), quien analiza las comunidades de conodontes para las formaciones Cieneguillas, Acoite y Alto del Cóndor, estableciendo dos

biofacies; biofacies de *Drepanoistodus* y biofacies de *Erraticodon*. Esta autora interpreta que la biofacies de *Drepanoistodus* estaría caracterizando ambientes de marcada somerización y progradación costera, en una plataforma somera, mientras la biofacies de *Erraticodon* caracteriza medios de alta energía.

Para el análisis de las biofacies, existen varias técnicas que permiten el trabajo estadístico de la información. En esta contribución la metodología empleada es el conteo de los diferentes géneros por muestra, con la consecuente determinación de los valores porcentuales de los mismos por kilo de muestra.

El propósito de este estudio es analizar la población de conodontes en las secciones quebrada Los Sapitos y quebrada El Tropiezo, ya que estas secciones presentan buena cantidad de elementos conodontales, atendiendo a su distribución vertical y las relaciones entre las especies.

V. 8. 3. Abundancia relativa de conodontes de las secciones estudiadas

V. 8. 3. 1. Sección quebrada Los Sapitos

En la sección quebrada Los Sapitos el análisis de la conodontofauna establece que la especie con mayor frecuencia de aparición es *Periodon* cf. *P. flabellum* con un 50% del total de elementos, le sigue *Oepikodus evae* 16,9%, *Bergstroemognathus extensus* con 7,8%, *Oepikodus intermedius* 5,4%, *Protopanderodus leonardii* 4%, *Rossodus barnesi* con 4%. Las demás especies registradas oscilan entre 3 y 0,1% (Fig. 94).

La abundancia de la especie *Periodon* cf. *P. flabellum*, pone en evidencia que el ambiente fue adecuado para su desarrollo, caracterizando condiciones de aguas someras de baja energía sin influencia de las olas.

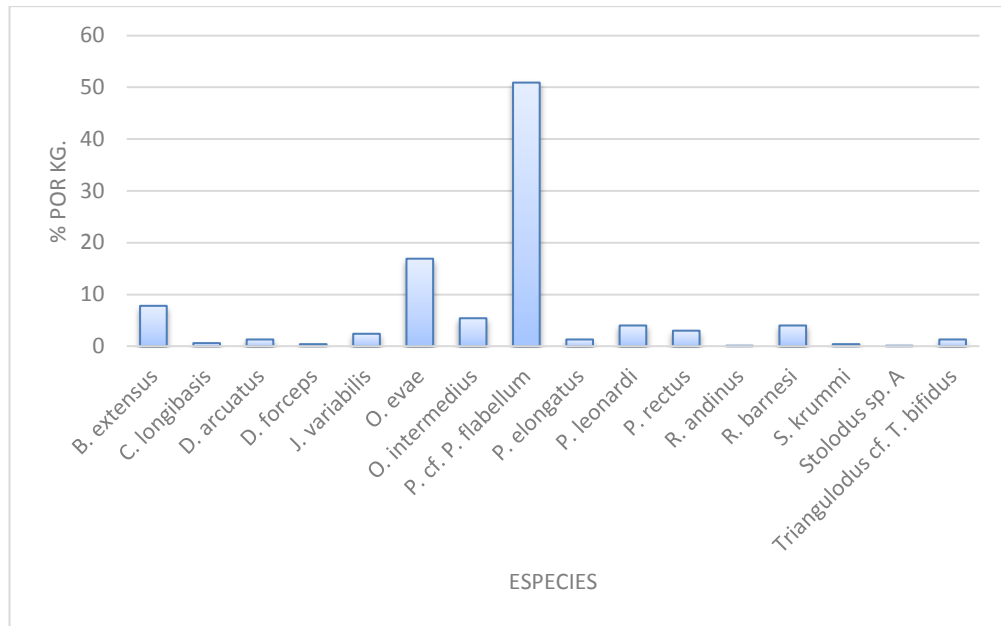


Figura 94: Porcentaje de mayor frecuencia relativa de las especies

El análisis de la variación del número de conodontes a lo largo de la sección (Fig. 95) verifica un aumento en la cantidad de elementos de la muestra LS0 a LS2. Las condiciones ambientales de la muestra LS0 no fueron las propicias para la conservación de la fauna. Implica un período temprano de diagénesis influenciada por aguas meteóricas. Esta zona de mezcla no permitió el desarrollo de la población de conodontofóridos. El aumento de la fauna, en la muestra LS2, posiblemente se debe, a la energía del medio, caracterizada por aguas tranquilas, circulación moderada, y sin la influencia de las olas.

En la muestra LS3 se observa una fuerte caída de la fauna. Un brusco cambio de la energía del medio, variando de baja a alta energía, con influencia de las olas y retrabajo del sustrato, podrían ser las condiciones para que las especies no se conserven.

Un aumento sustancial en el número de ejemplares registrados en la muestra LS5 indicaría la implementación de condiciones favorables para el desarrollo de la

población de la conodontofauna, propias de ambiente somero, dentro de la zona fótica, y caracterizada por la presencia de algas calcáreas. Luego se observó una disminución de la cantidad de elementos relacionada a una importante somerización observable en las muestras LS6 y LS7, representada por la presencia de cianobacterias propias de ambiente de rampa interna (*lagoon*). Estas condiciones solo la soportarían algunas pocas especies, principalmente el género *Periodon* que se presenta en abundancia.

Se seleccionaron las especies mejor representadas en el perfil con el fin de sostener las biofacies aquí descritas y exhibir las variaciones de la misma (Fig. 96).

Los elementos conodontales de los géneros *Periodon* y *Oepikodus* poseen una denticulación similar, por lo que probablemente su alimentación era similar.

Posiblemente las especies *O. evae* y *O. intermedius* competían por los nichos y por alimento. Su aumento y disminución en los niveles donde aparecen, mantienen una distribución similar.

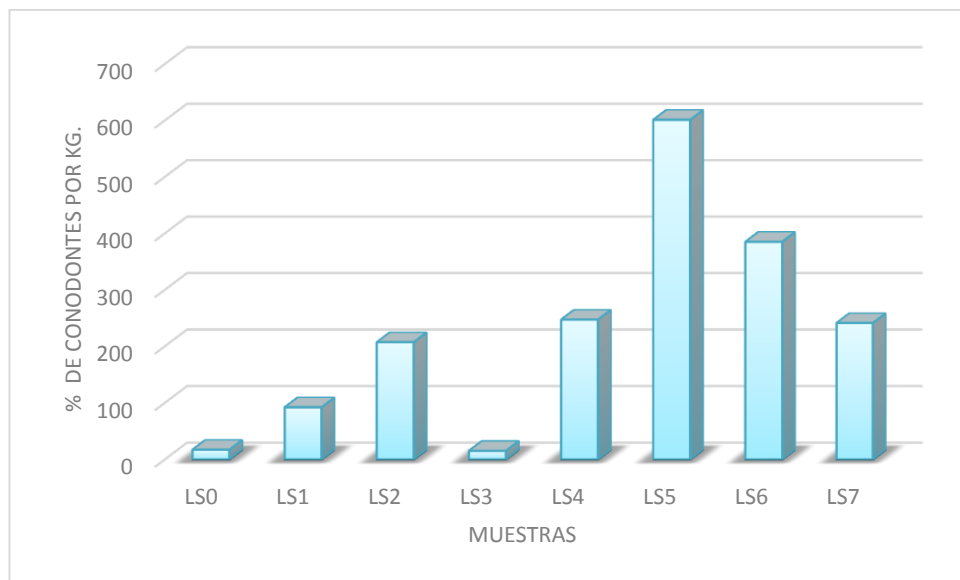


Figura 95: Número de conodontes por muestra por kilo explicar

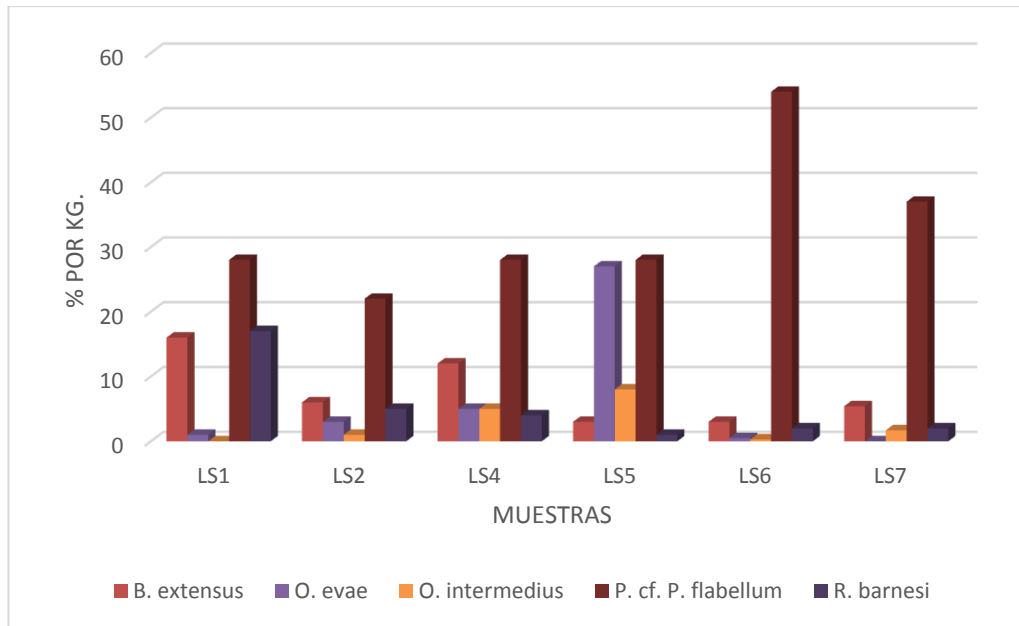


Figura 96: Porcentaje de especies de conodontes por muestra

La especie *Periodon* cf. *P. flabellum* es la única que resiste a la marcada somerización registrada en las muestras LS6 y LS7 siendo las demás especies disminuidas por mortandad o migración a zonas con mejor circulación.

A partir de la presencia y abundancia de esta especie en estos niveles, se define la biofacies de *Periodon*.

En la muestra LS4 se observa un aumento de la especie *R. barnesi* en relación a *O. evae*, sin embargo en la muestra LS5 *O. evae* se hace máximo.

Una relación a destacar es la de las especies *O. evae* y *B. extensus* (Fig. 97). Es posible inferir que el comportamiento de estas especies debió ser por competencia por nichos o alimentación. Se verifica que cuando *B. extensus* es máximo, *O. evae* es mínimo (muestra LS1), definiendo así la biofacies de *Bergstroemognathus extensus*. Por otro lado, cuando *O. evae* crece en cantidad para llegar a un pico en la muestra LS5, *B. extensus* se hace mínimo.

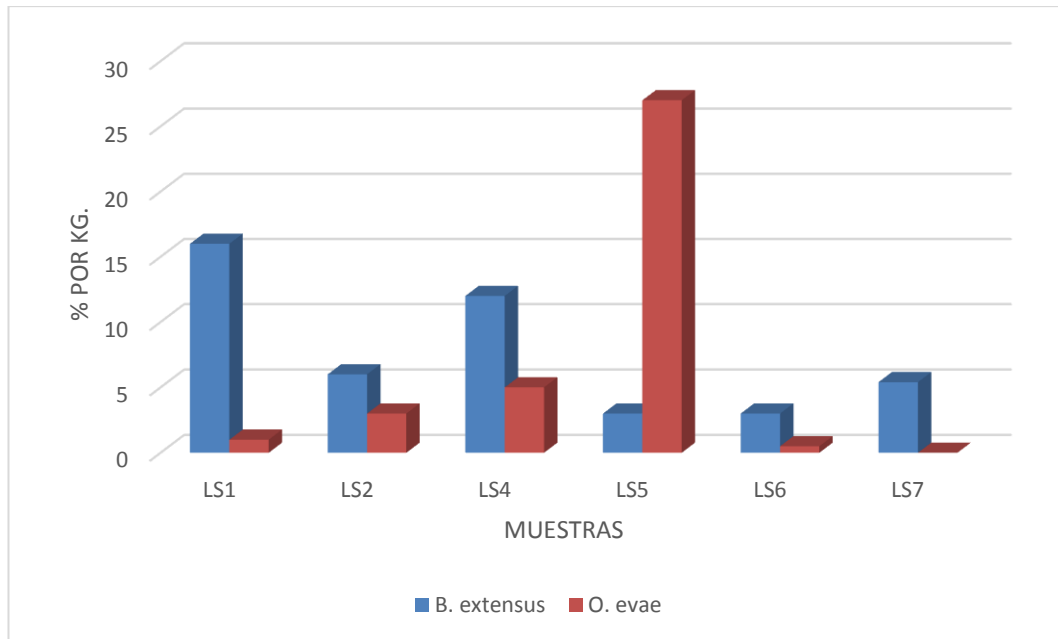


Figura 97: Distribución de las especies *B. extensus* y *O. evae*, en la sección de quebrada Los Sapitos

En este nivel, se registra fauna poco retrabajada, típica de zonas con poca circulación de las aguas, y favorable para el desarrollo de *O. evae*, definiendo así su biofacies. Esta especie cae fuertemente en las muestras LS6 y LS7, y *B. extensus* se mantiene en baja proporción. Esto probablemente se debe a las condiciones someras (*lagoon*), que a *O. evae* no le resultan favorables.

V. 8. 3. 2. Sección quebrada El Tropiezo

En la sección quebrada El Tropiezo el análisis de la conodontofauna establece que la especie con mayor frecuencia de aparición es *Periodon macrodentatus* con un 41%, le sigue *Protopanderodus calceatus* 22%, *Erraticodon hexianensis* 18%, *Rossodus barnesi* 4%, *Juanognathus jaanussoni* 3,6% y *Drepanoistodus bellburnensis* con 2,2. Las demás especies registradas oscilan entre 2 y 0,1% (Fig. 98).

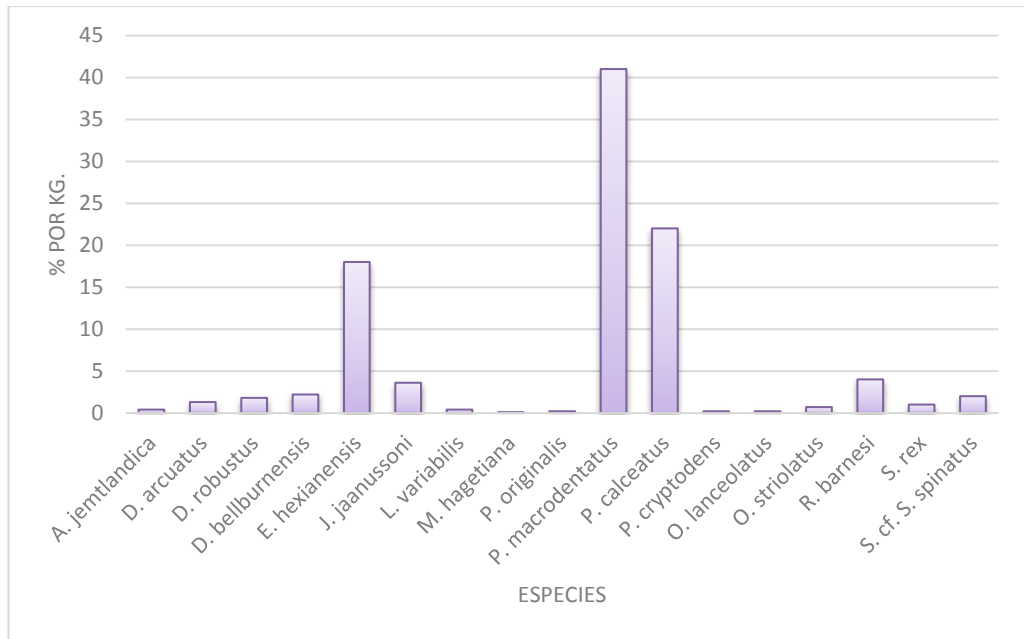


Figura 98: Porcentaje de mayor frecuencia relativa del perfil

El análisis de la variación del número de conodontes a lo largo de la sección (Fig. 99) verifica un aumento progresivo de la cantidad de ejemplares de la muestra G1 a G3, disminuyendo abruptamente en la muestra G3-4, para volver a aumentar en la muestra G4. Las características litofaciales y microfaciales de la muestra G1, caracteriza un *packstone peloidal* con poco porcentaje de bioclastos, donde la cantidad de elementos conodontales es mínimo, indicando removilización por erosión del sustrato. En las muestras G1 y G2, predominan las especies *Periodon macrodentatus*, *Protopanderodus calceatus* y *Rossodus barnesi*, siendo muy baja la cantidad de ejemplares de estas muestras. En la muestra G2-3 disminuye abruptamente *Rossodus barnesi* y continúan prevaleciendo en mayor cantidad *Periodon macrodentatus* y *Protopanderodus calceatus*.

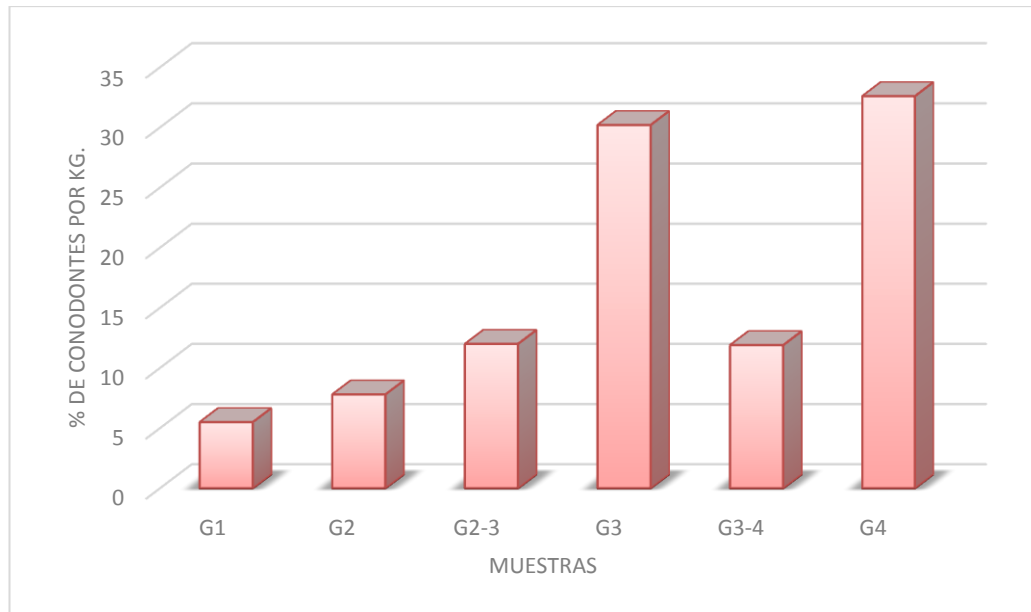


Figura 99: Número de conodontes por kilo de muestra

Se puede observar en la muestra G3 (Fig. 100) un aumento máximo de *Periodon macrodentatus* y *Protopanderodus* siendo el ambiente propicio para su desarrollo y definiendo la biofacies de *Periodon*. Las características microfaciales indican *wackestone-packstone*, con gran cantidad de bioclastos fragmentados. El gran porcentaje de micrita, indica fluctuaciones del nivel del mar y acción del oleaje. En este nivel hace su aparición *Microzarkodina hagetiana* y *Erraticodon hexianensis*.

Erraticodon se caracteriza por preferir ambientes de alta energía, que se verifica en las muestras G3-4 y G4, compuestas por *grainstone-packstone*, definiendo la biofacies de *Erraticodon*.

Puede desprenderse a partir del análisis de las muestras G3-4 y G4 una distribución similar de *Periodon* y *Erraticodon*, con altos porcentajes en las muestras. Posiblemente se puede interpretar que su alimentación no era la misma,

evidenciada por su diferencia en la denticulación y por lo tanto no competían por alimento sino que convivían en ambientes de constante agitación de las olas.

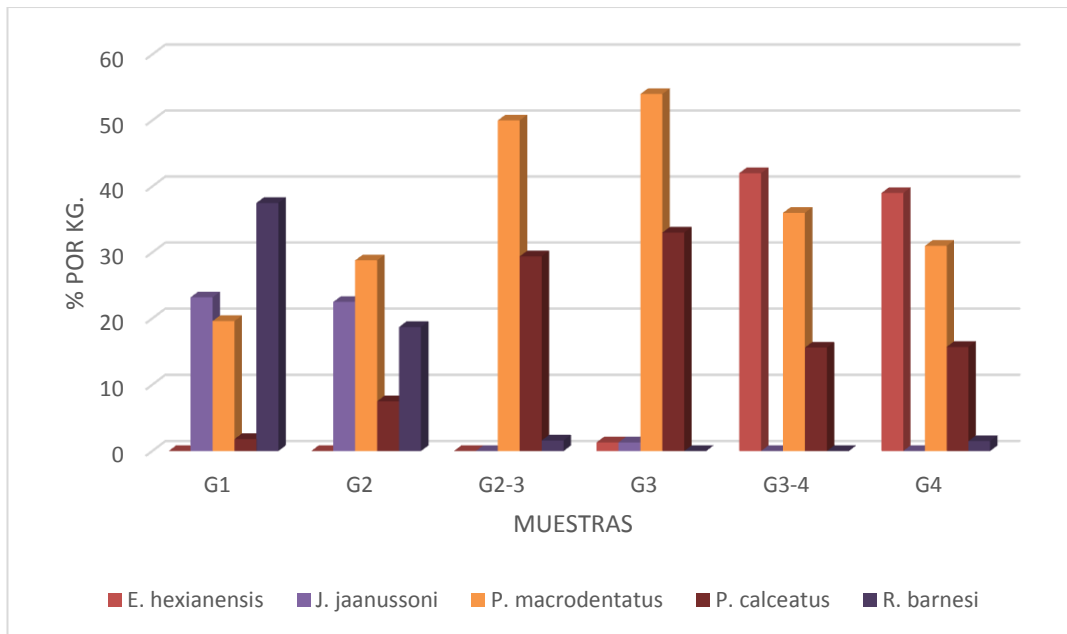


Figura 100: Porcentaje de especies de conodontes por muestra

La gran cantidad de cefalópodos nautiloideos a lo largo de toda la sección indican ambientes de aguas cálidas y claras de poca profundidad, acumulados en un ambiente muy somero de alta energía. 0

V. 8. 4. Biofacies de conodontes de las secciones estudiadas

A partir del análisis de abundancia relativa de especies de conodontes correspondientes a las secciones estudiadas, se reconocieron las biofacies de *Bergstroemognathus*, *Oepikodus*, *Periodon* y *Erraticodon*.

V. 8. 4. 1. Biofacies de conodontes para el Ordovícico Inferior

V. 8. 4. 1. 1. Biofacies de *Bergstroemognathus*

Biofacies dominada por el género *Bergstroemognathus*, asociada a *Oepikodus*, *Periodon*, y *Rossodus*. La biofacies *Bergstroemognathus* está presente en los estratos superiores de la Formación San Juan, en las muestras LS1, LS2 y LS4, de la sección quebrada Los Sapitos. La litología predominante incluye *mudstone-wackestone* bioclásticos lajosos y nodulares. Las características microfaciales muestran predominio de lodo micrítico (*mudstone*) que gradualmente pasan a *wackestone-packstone*, indicando pequeñas fluctuaciones del nivel del mar. La presencia de algas calcáreas en estos niveles indicaría condiciones dentro de la zona fótica. A partir de estas consideraciones se desprende que la especie *Bergstroemognathus extensus* prefiere ambientes de energía y circulación moderada, con buena luminosidad y contenido en oxígeno, las cuales son propicias para su proliferación.

La biofacies se definió a partir de la relación entre las especies *Oepikodus evae* y *Bergstroemognathus extensus* (Fig. 101). En Australia Central (Cooper, 1981) en la sección Ellery Creek, se observó una relación similar entre las especies, indicando que cuando *Bergstroemognathus extensus* se presenta en mayor cantidad de elementos, *Oepikodus evae* es mínimo y viceversa.

V. 8. 4. 1. 2. Biofacies de *Oepikodus*

En la Precordillera, en la quebrada Los Sapitos, la biofacies de *Oepikodus* está dominada por el género *Oepikodus*, y en menor proporción *Periodon*. La especie *O. evae* es la más abundante. La biofacies está presente en la muestra LS5, cuya litología predominante es *mudstone-wackestone* nodulares y *wackestone* con

cianobacterias, con un alto contenido de material fino. Las características microfaciales de estos niveles muestran un predominio de ambientes someros con restricción de circulación de aguas, vinculado al desarrollo de estructuras con cianobacterias.

Un dato importante es la aparición de la especie *O. intermedius*. Esta especie típica de Precordillera, generalmente se vincula a sucesiones de *packstone-grainstone*, que caracterizan ambientes de alta energía. En la sección quebrada Los Sapitos se registra en niveles de *mudstone-wackestone* interpretados como depositados paleoambientes de baja energía y sectores de cuenca más restringidos.

A nivel global, la biofacies *Oepikodus* fue identificada por Wu *et al.* (2014) en la parte inferior de la Formación Zitai en las secciones Dingxiang y Liushuting (sur de China). Los géneros vinculados a esta biofacies son *Drepanoistodus*, *Paroistodus* y *Protopanderodus*. La biofacies de *Oepikodus* en este sector está asociada con el “miembro” *wackestone* arcilloso transgresivo de la base de la Formación Zitai.

Bagnoli y Stouge (1996) identificaron la biofacies de *Oepikodus* en Öland, Suecia, y sugirieron que la conodontofauna era representativa de ambientes de agua profunda, caracterizando el máximo *flooding* de la plataforma (interpretación de la autora: probablemente los autores se refirieron al máximo *Highstand*).

Pohler (1994) indica que en Newfoundland la biofacies *Oepikodus-Periodon*, caracterizaban ambientes de borde de plataforma y la biofacies de *Oepikodus* estaba presente en ambientes de talud inferior.

Cabe aclarar que los antecedentes anteriores corresponden a la biofacies de *Oepikodus* (interpretada para la Zona de *O. evae*), mientras que la biofacies

presente en este trabajo se corresponde con la ocurrida durante la Zona de *O. intermedius*.

V. 8. 4. 1. 3. Biofacies de *Periodon*

El género *Periodon* ha sido ampliamente tratado y usado en la bibliografía específica para la caracterización de biofacies, tanto en la región de Báltica como del Midcontinent. Este género indicaría facies distales de plataforma a talud o estaría relacionado a influjos oceánicos (Stouge, 1984; Rasmussen y Stouge, 1995; Löfgren 2003, 2004). Zhang (1998a) para la Plataforma de Yangtze define a la biozona de *Periodon* como pelágica, habitando el nivel más cercano a la superficie del mar. En Precordillera se verifica un comportamiento similar para este taxón, ya que el mismo se encuentra en todas las secciones, pero se observa una preferencia por áreas someras.

Fortey y Barnes (1977) describen la comunidad *Periodon* para el Miembro Olenidsletta de la Formación Valhallfonna en Spitsbergen. Aparentemente la composición de esta Comunidad es similar a la biofacies de la Zona de *Oepikodus intermedius* de la Precordillera, donde domina el género *Periodon* y *O. intermedius* reemplaza a *O. evae*. De acuerdo con estos autores el cambio de la Comunidad *Prioniodus* (= *Oepikodus, partim*) a la Comunidad *Periodon* se explicaría por una disminución en la profundidad de la cuenca y un aumento en el nivel de oxígeno.

La biofacies *Periodon-Texania* se definen para la parte inferior de la Formación Aguathuna del Grupo Cow Head en Terranova, como correspondiente al margen de plataforma (Pohler, 1994). Esta biofacies integra un conjunto de géneros comunes a la biofacies en discusión de la Formación San Juan; e.g. *Periodon*, *Protoprioniodus* y *Texania*. Pohler (1994) interpreta que el cambio faunístico que

ocurre hacia la parte superior de la capa 11 y que da lugar a la biofacies referida, probablemente responda a una regresión en la plataforma carbonática. Esta autora señala que durante el tiempo de depositación de esta unidad, *O. intermedius* formaría parte de la biofacies de plataforma o de talud, ausentándose en las comunidades de margen de plataforma. También destaca la desaparición de *Bergstroemognathus* y *Tropodus* como se verifica en la Precordillera (Lehnert, 1993, 1995 a).

En la sucesión del Ordovícico Medio de las secciones Dingxiang y Liushuting, la biofacies de *Periodon* ocupa la parte media y superior de la Formación Zitai. Wu *et al.* (2014) identifican el taxón predominante *Periodon* y asociado *Paroistodus*, *Minimodus* y *Costiconus*. Esta biofacies fue previamente establecida para el Floiano tardío. En la quebrada Los Sapitos, la biofacies de *Periodon* está dominada por el género *Periodon* y en menor proporción por *Oepikodus*, *Bergstroemognathus* y *Rossodus*. Esta biofacies se presenta en los estratos de la Formación San Juan y Formación Gualcamayo, en las muestras LS1, LS2, LS4, LS5, LS6 y LS7. Con su mayor desarrollo en los niveles de la muestra LS6, compuestos por *wackestone* con cianobacterias, característicos de zona restringida, con poca circulación de agua. *Periodon* se caracteriza por presentarse en cualquier tipo de ambiente.

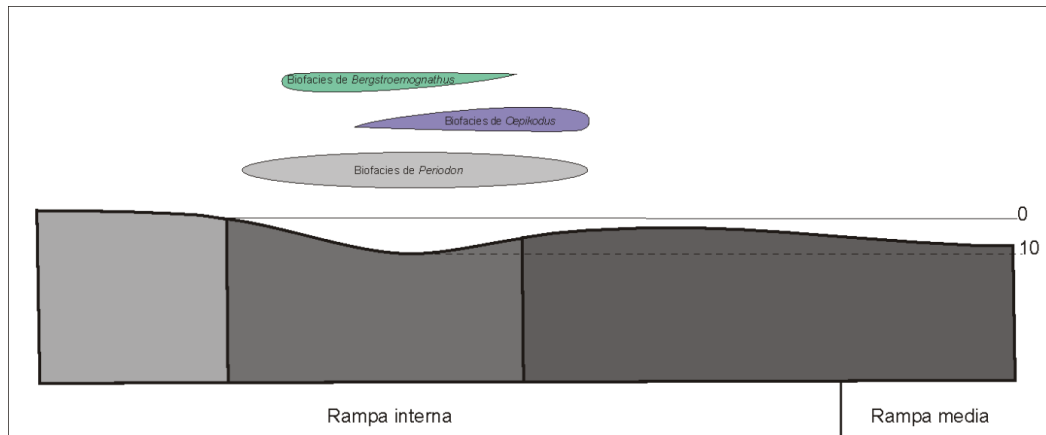


Figura 101: Distribución de las biofacies en la quebrada Los Sapitos

V. 8. 4. 2. Biofacies de conodontes para el Ordovícico Medio

V. 8. 4. 2. 1. Biofacies de *Periodon*

En la quebrada El Tropiezo, la biofacies de *Periodon* está dominada por el género *Periodon* y en menor proporción por *Erraticodon* y *Protopanderodus*. Esta biofacies se presenta en los estratos superiores de la Formación San Juan en las muestras G1, G2, G2-3, G3, G3-4 y G4. Con mayor desarrollo en la muestra G3, cuya litología dominante de *wackestone-packstone* lajosos caracterizan ambientes de rampa interna-media, indicando pequeñas fluctuaciones del nivel del mar.

V. 8. 4. 2. 2. Biofacies de *Erraticodon*

En la quebrada El Tropiezo, la biofacies de *Erraticodon*, está dominada por el género *Erraticodon*, y en menor proporción por *Periodon* y *Protopanderodus*. Esta biofacies se presenta en los estratos superiores de la Formación San Juan en las muestras G3-4 y G4. La especie más abundante registrada es *E. hexianensis*. La litología dominante es de *grainstone-packstone* bioclásticos. Las valvas de braquiópodos, trilobites y artejos de crinoideos se presentan fragmentados, indicando la alta energía que se produjo en el medio, removilizando estos fósiles.

El género *Erraticodon* se caracteriza por desarrollarse en medios de alta energía, aguas someras y cálidas (Fig. 102).

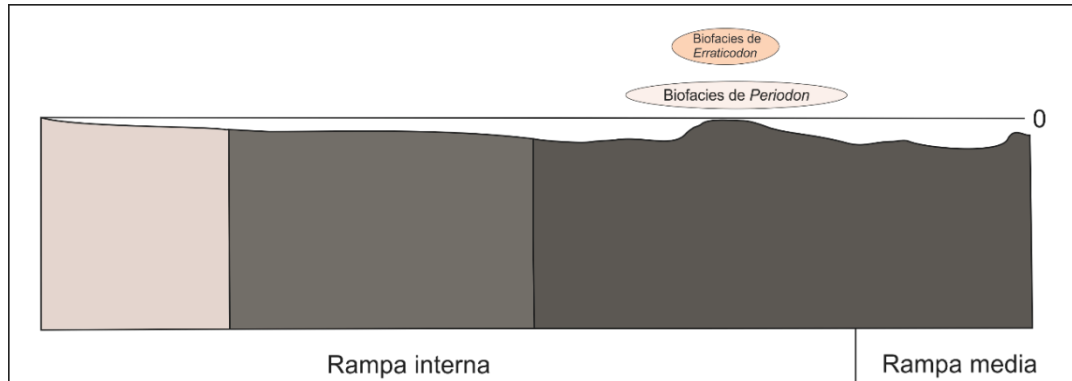


Figura 102: Distribución de las biofacies en quebrada El Tropiezo

V. 9. Provincialismo de conodontes

Una Provincia faunística es una región paleobiogeográfica que comprende un área demarcada por barreras con pocos organismos capaces de migrar a través de ella. En términos cuantitativos una Provincia debería poseer más del 75% de endemismo (Kauffman, 1973).

Las comunidades de conodontes comenzaron a diferenciarse unas de otras a partir del Ordovícico Inferior (Miller, 1984), asociándose en determinadas áreas geográficas. Los primeros autores en destacar el marcado provincialismo que exhiben las faunas de conodontes durante el Ordovícico en función de la temperatura, fueron Sweet *et al.* (1959) quienes distinguieron dos grandes regiones faunísticas: el Dominio del *Midcontinent* Norteamericano, caracterizado por taxones de aguas cálidas y el Dominio Nordatlántico con formas adaptadas a aguas frías. Trabajos posteriores (Bergström y Sweet, 1966; Lindström, 1970; Bergström, 1971;

Barnes *et al.*, 1973; Fortey y Barnes, 1977; Dzik, 1983; Ethington y Repetski, 1984; Sweet y Bergström, 1984; Bagnoli y Stouge, 1991, 1997; Pyle y Barnes, 2002; entre otros) confirmaron la existencia de estas dos grandes unidades paleobiogeográficas, también conocidas como “Región Faunística Pacífica” (PFR) y “Región Faunística Atlántica” (RFA) (Lindström, 1976; Ferretti y Serpagli, 1998) o “Dominio faunístico cálido” (DFC) y “Dominio faunístico frío” (DFF) (Miller, 1984)

Según este modelo el Dominio del *Midcontinent* (DM=DFC=RFP) corresponde a regiones de bajas latitudes, cálidas y templadas, e incluye las Provincias *Red River* y *Ohio Valley* (en Norteamérica), Siberiana, Australiana y del norte de China, mientras que el Dominio Nordatlántico (DN=DFF=RFA) representa zonas de altas latitudes, es decir frías, diferenciándose tres provincias: Báltica, Británica y Mediterránea.

Zhen y Percival (2003) llevaron a cabo una revisión del modelo paleobiogeográfico tradicional. Según este modelo, los grandes dominios de conodontes (Dominio del *Midcontinent* y Dominio Noratlántico) representan ecoregiones o ecosistemas, diferenciados por la profundidad y temperatura del agua. Por lo tanto el Dominio del *Midcontinent* podría considerarse equivalente a regiones de aguas someras (con profundidades inferiores a 200 m) localizadas en latitudes bajas y medias, con temperaturas por encima de los 10°C. La distribución del Dominio Noratlántico sería más compleja, incluyendo toda la Región de mar abierto y los Dominios Templado y Frío de la Región de aguas someras (Cox y Moore, 2000).

La fauna del Reino *Midcontinent* incluye las Provincias de Laurentia, Siberia, Kazajstán, China del Norte y Australia. El Reino Nord-Atlántico incluye las Provincias de Báltica, Apalaches, Avalonia, China del Sur, Mediterránea y Sudáfrica.

La faunas de conodontes de la Precordillera, fue previamente interpretada como una subprovincia templada a cálida de la Provincia Atlántica (Serpagli, 1974). Posteriormente, Bagnoli y Stouge (1991) reinterpretan las afinidades faunísticas considerando a la Precordillera como una Provincia de transición, con taxones característicos de distintas regiones. Las comunidades precordilleranas evolucionan desde una mayor afinidad con las faunas del Reino *Midcontinent* durante el Tremadociano (Lehnert *et al.*, 1996) hacia la adquisición de componentes típicos del Reino Nortatlántico en el Tremadociano tardío y Floiano-Dapingiano, hasta una definida identificación con este último dominio faunístico a partir del Darriwiliano, manteniendo una comunicación con las del Reino de *Midcontinent* en el Ordovícico Medio y Superior (Heredia y Mestre, 2007).

En el presente trabajo, se realizó un análisis de la conodontofauna para el Ordovícico Inferior (Floiano tardío) y Medio (Darriwiliano) correspondiente a los lapsos temporales de las secciones estudiadas al norte de la Precordillera. Se establecieron comparaciones con las Provincias de Báltica, Laurentia, Australia y China del Sur.

Zona de *Oepikodus intermedius*-Ordovícico Inferior (Floiano tardío)

Para la Zona de *O. intermedius* (Floiano tardío) han sido registrados 41 géneros de conodontes a nivel global (Figs. 103 y 105). En Precordillera, del total fueron identificados hasta el momento 29 géneros, conformando el 70% de la conodontofauna. La Provincia Baltoescandinava comparte con Precordillera 18

géneros, Australia 14, China del Sur 19 y la Provincia de Laurentia 19 géneros. Se desprende de esta comparación que se mantiene una afinidad similar con dichas provincias (Fig. 104).

El 93% de la fauna es pandémica, encontrándose en todas las provincias, solo el 7% es endémica de Precordillera.

Por otro lado, no solo los géneros son de características pandémicas, sino que la relación de especímenes también lo es; por ejemplo el género *Oepikodus* es Báltico, la gran cantidad de especímenes recuperados de los niveles, muestran que el ambiente era propicio para su desarrollo.

En las secciones de estudio se registraron 12 géneros del total registrados para Precordillera. Como se mencionó con anterioridad las características paleoambientales de las secciones al norte de la Precordillera, son diferentes a las de otras secciones de la misma, con características más restringidas en cuanto al ambiente.

Una Provincia faunística se define con un 75 % de endemismo. De este análisis se desprende que el mayor porcentaje de géneros son pandémicos y a su vez las especies presentan una alta cantidad de ejemplares. Por lo tanto para este lapso temporal la Precordillera tuvo un comportamiento de zona de mezcla, donde se encuentra fauna típica de Báltica, Laurentia y demás provincias, corroborando lo propuesto por Bagnoli y Stouge (1991), identificándola como una provincia de transición.

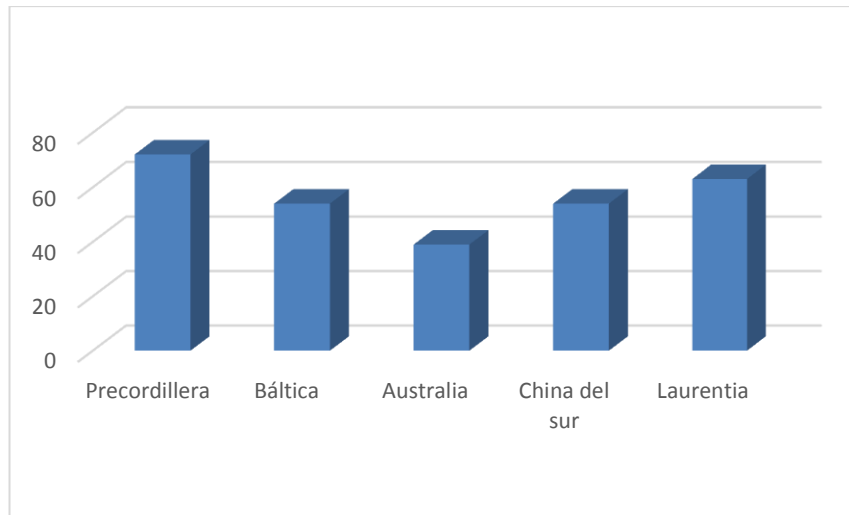


Figura 103: Porcentaje de afinidad de los géneros presentes en la Precordillera autor

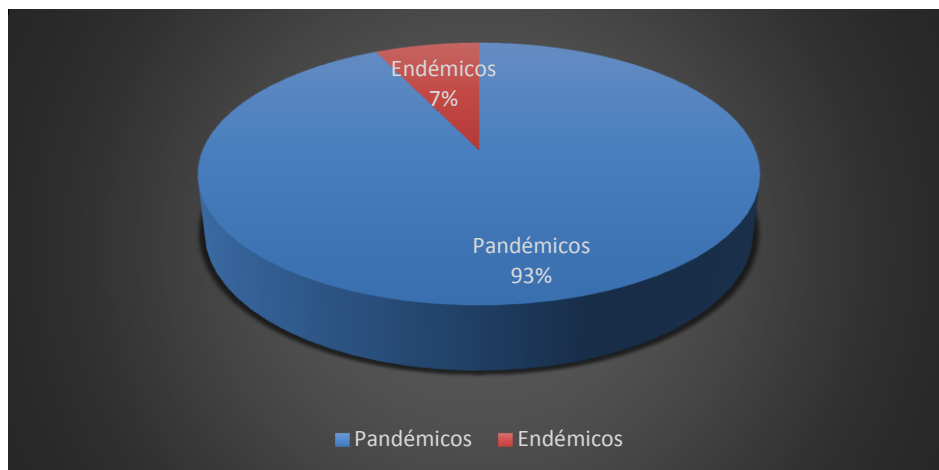


Figura 104: Distribución de los géneros de conodontes del Floiano tardío

Provincia	Zona de estudio	Otras secciones	Báltica	Australia	China del Sur	Laurentia
<i>Acodus</i>		x		x		
<i>Anodontus</i>						x
<i>Ansella</i>		x	x	x		x
<i>Baltoniodus</i>				x	x	
<i>Bergstroemognathus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Cornuodus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Cooperignathus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Diaphorodus</i>		x				
<i>Drepanodus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Drepanoistodus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Erraticodon</i>		x		x	x	
<i>Fahraeusodus</i>						x
<i>Gothodus</i>		x	x		x	
<i>Juanognathus</i>	x	x			x	x
<i>Jumudontus</i>		x	x	x	x	x
<i>Lissoepikodus</i>				x		
<i>Lundodus</i>			x		x	
<i>Microzarkodina</i>			x		x	x
<i>Oepikodus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Oistodus</i>	x	x	x	x		x
<i>Paltodus</i>						x
<i>Parapaltodus</i>		x	x			
<i>Parapanderodus</i>		x				x
<i>Paroistodus</i>		x	x			x
<i>Periodon</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Planusodus</i>						x
<i>Protopanderodus</i>	x	x	x		x	x
<i>Protoprioniodus</i>		x			x	x
<i>Reutterodus</i>	x	x			x	x
<i>Rhipidognathus</i>					x	
<i>Rossodus</i>	x	x				x
<i>Semiacontiodus</i>		x				
<i>Scandodus</i>			x			
<i>Scolopodus</i>		x	x	x	x	x
<i>Stolodus</i>	x	x	x		x	
<i>Stullodontus</i>						x
<i>Texania</i>		x				x
<i>Trapezognathus</i>		x	x		x	
<i>Triangulodus</i>	x	x			x	
<i>Tripodus</i>			x			x
<i>Tropodus</i>		x	x	x		

Figura 105: Distribución de los géneros en las Provincias de Precordillera, Báltica (Bagnoli y Stouge, 1997); Australia (Zhen *et al.*, 2003), China del sur (Li *et al.*, 2010) y Laurentia (Pyle y Barnes, 2002; Pyle *et al.*, 2003) para el Floiano tardío.

Zona de *Lenodus variabilis*-Ordovícico Medio (Darriwiliano)

Para la Zona de *L. variabilis* (Darriwiliano) han sido registrados 37 géneros de conodontes a nivel global (Figs. 106 y 107). En Precordillera, del total fueron identificados 27 géneros, conformando el 73% de la conodontofauna. La Provincia Baltoescandinavia comparte con Precordillera 23 géneros, China del Sur 18 y la Provincia de Laurentia 21 géneros.

De los 27 géneros de Precordillera, el 76% de la fauna es pandémica, encontrándose en todas las provincias, solo el 24% es endémica de Precordillera.

Como se mencionó con anterioridad, una Provincia faunística se define con un 75 % de endemismo. De este análisis se desprende que el mayor porcentaje de géneros son pandémicos. Por lo tanto para este lapso temporal la Precordillera tuvo un comportamiento de zona de mezcla, donde se encuentra fauna típica de Báltica, Laurentia y demás provincias, corroborando lo propuesto por Bagnoli y Stouge (1991), identificándola como una provincia de transición.

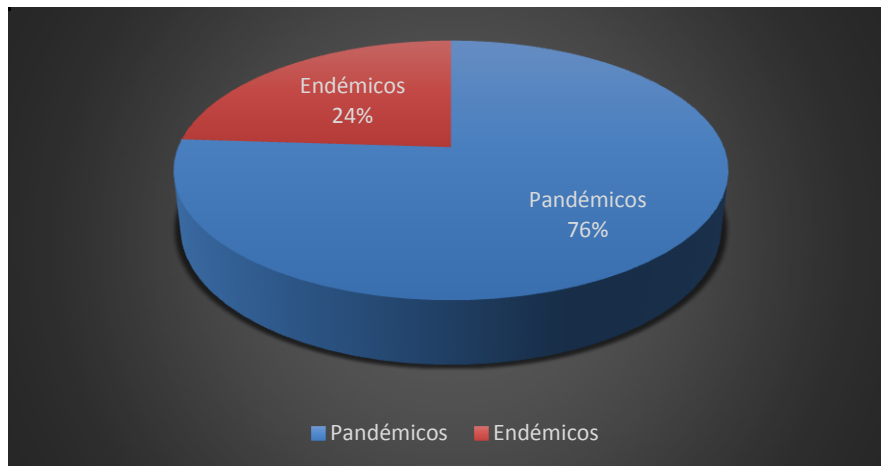


Figura 106: Distribución de los géneros de conodontes del Darriwiliano

CAPÍTULO VI: CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA

El techo de la Formación San Juan presenta un diacronismo en sentido Norte-Sur (Hünicken, 1985). Se ha desarrollado un gran número de hipótesis y teorías que permitirían explicar su origen, desde asociado a eventos eustáticos (Astini, 1993), tectónicos (Keller, 1999) y tectono-eustáticos (Astini, 1994, 1995, 1997, entre otros).

Los datos bioestratigráficos presentados en este trabajo permiten reconocer diferencias de las edades entre las secciones estudiadas, siendo el techo de la Formación San Juan más antiguo en la sección de Los Sapitos y Río de Los Piojos (Zona de *O. intermedius*) y más joven en la quebrada El Tropiezo (Zona de *L. variabilis*). Esto permite hacer una diferenciación entre las secciones en cuyo techo esta registrado el Ordovícico Inferior y en las que esta representado el Ordovícico Medio.

Para la correlación bioestratigráfica regional se seleccionaron aquellos perfiles donde se reconoce el pase entre las formaciones San Juan y Gualcamayo/Los Azules, como así también aquellas secciones en donde las biozonas de conodontes estudiadas han sido reconocidas.

VI.1. Ordovícico Inferior

En la sección de Salagasta (Mendoza), el pase entre las Formaciones San Juan y Gualcamayo está representado por niveles de *wackestone* y *grainstone* nodulares (Heredia *et al.*, 2009) donde se registró la Zona de *O. intermedius*. Ésta sección puede correlacionarse con Los Sapitos y Río de Los Piojos, donde pudo observarse el pase de dichas unidades y se registró la de Zona de *O. intermedius*. De la comparación de dichas secciones, se desprende que para una misma línea tiempo, los

depósitos del extremo norte de la Precordillera son más someros y restringidos que los del extremo sur de la misma (Fig. 108).

Además, se consideraron las secciones de Talacasto y Niquivil, las cuales ocupan la porción central de la Precordillera. Aunque el contacto con la Formación Gualcamayo no está presente por ser el techo de la Formación San Juan de carácter erosivo, la amplia distribución de la Zona de *O. intermedius*, permite una correlación de los depósitos. En estas secciones, predominan las calizas tipo *packstone* y *grainstone*, observándose el desarrollo de biohermos, característicos de ambientes someros, pero a diferencia de las calizas del extremo norte, éstas son originadas en ambientes de alta energía y circulación de las aguas.

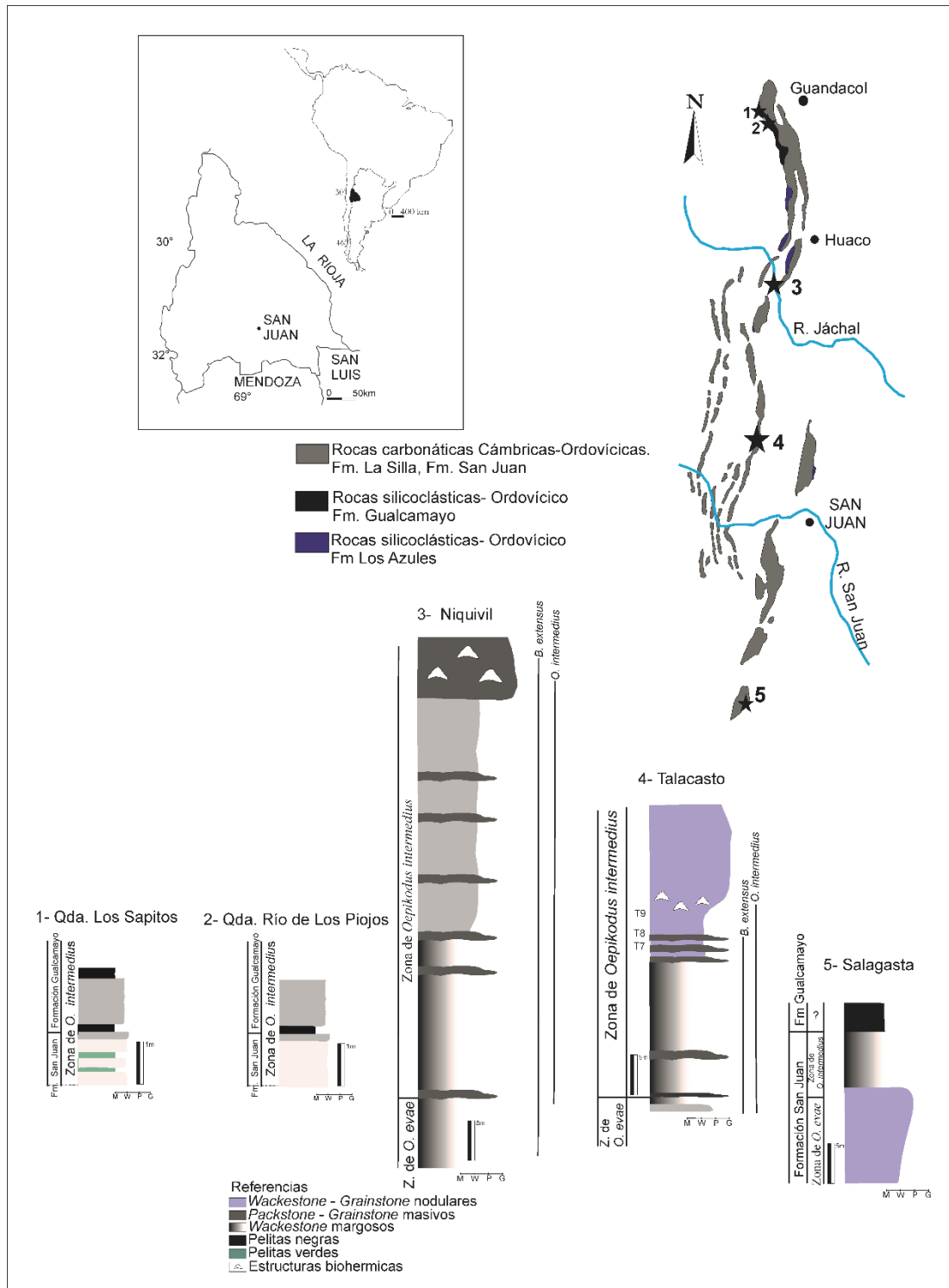


Figura 108: Correlación bioestratigráfica para el Ordovícico Inferior de la Precordillera

VI.2. Ordovícico Medio

Albanesi *et al.* (1999) asignaron al tope de la Formación San Juan en la sección de Los Saltitos de la Zona de *M. parva*, en función de la graptofuana asignable a la parte baja de Zona *U. austrodentatus* (Subzona de *A. zhejiangensis*).

Brussa y Flores (2007) reestudiaron la graptofauna de la sección de la Quebrada de Los Saltitos, reconociendo la Subzona de *U. sinicus*, parte superior de la Zona de *Undulograptus austrodentatus*.

Brussa y Astini (1998) presentan una asociación de graptolitos para la parte alta del Miembro inferior de la Formación Gualcamayo en la sección de Las Corriditas, reconociendo una asociación que permitiría sugerir la Subzona de *A. zhejiangensis*, parte inferior de la Zona de *U. austrodentatus*. El miembro medio de dicha formación, en la sección del río Gualcamayo, 1 km al sur de la sección de Las Corriditas, posee una rica graptofauna asignable a la Subzona de *U. sinicus*, parte superior de la Zona de *U. austrodentatus* (Brussa y Astini, 1998). Posteriormente, en la parte alta del miembro medio de la Formación Gualcamayo en la sección de Las Corriditas, Mápero Castro *et al.* (2003) presentan una graptofauna que permite definir las zonas de *U. dentatus*, *H. lentus* y *P. elegans*, estos niveles de la Formación Gualcamayo podrían ser correlacionables con el techo de la Formación San Ju

En la sección qda. Río Las Chacritas, Heredia (2012) y Mestre y Heredia (2013) registran para el techo de la Formación San Juan, la Zona de *E. pseudoplanus*. Esta biozona es reconocida para el cerro La Chilca (Mestre, 2012).

Se propone un cuadro de correlación bioestratigráfica con los antecedentes previos para la Precordillera y los datos presentados en este trabajo. Los datos bioestratigráficos se organizaron de sur a norte de la Precordillera (Fig. 109).

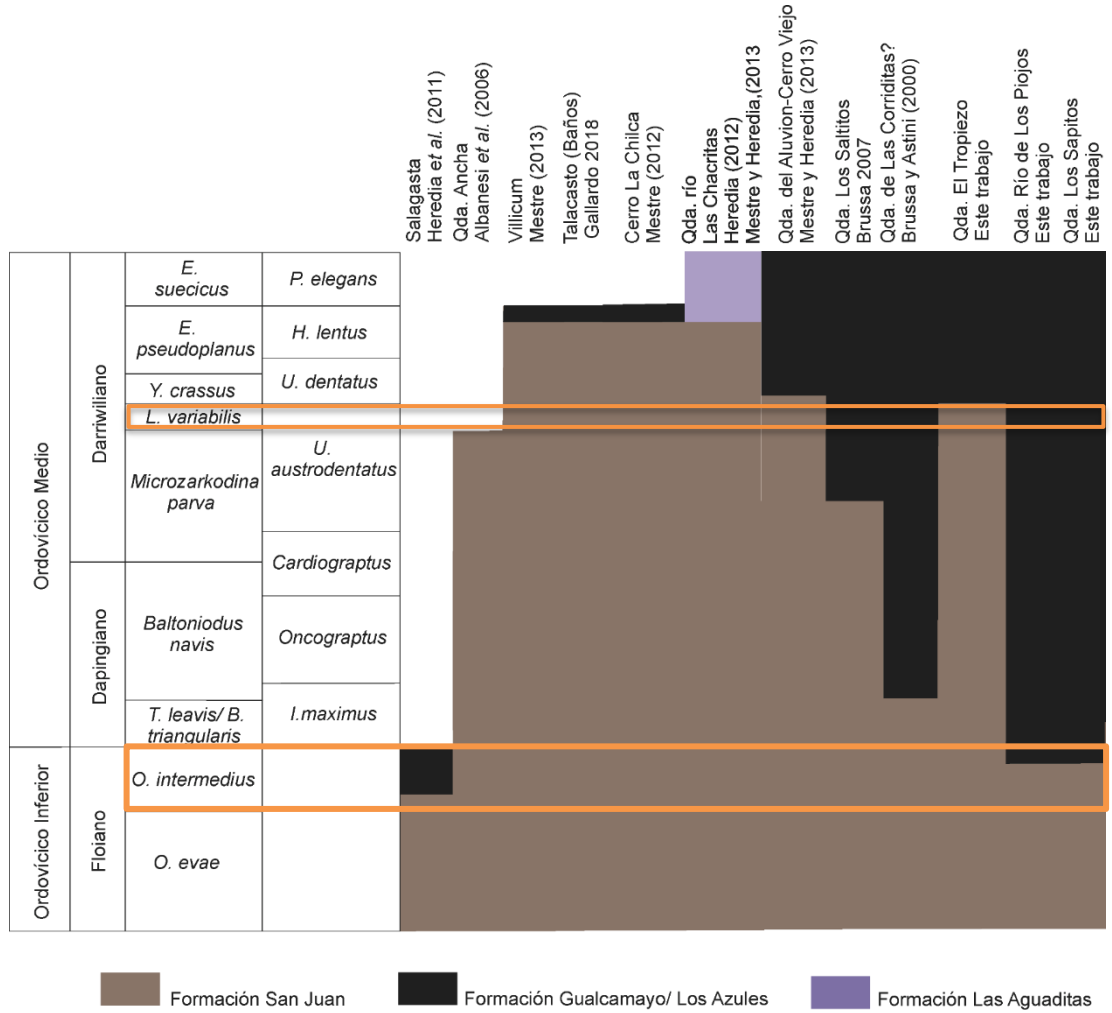


Fig. 109. Cuadro de correlación bioestratigráfica de las secciones estudiadas de Precordillera dispuestas de Sur a Norte para el Ordovícico Inferior y Medio, marcándose las Zonas de conodontes registradas en este trabajo.

CAPÍTULO VII: INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

El análisis de las características litológicas, sedimentológicas, de microfacies y el contenido macro y micropaleontológico de la sucesión ordovícica de las formaciones San Juan y Gualcamayo en las secciones estudiadas, permitió definir asociaciones de facies con el fin de inferir las condiciones paleoambientales desarrolladas en este sector de la cuenca, durante el Ordovícico Inferior (Floiano) y el Ordovícico Medio (Darriwiliano).

Se han propuesto diversos modelos tectonosedimentarios para explicar el cambio de facies de las unidades en estudio como cuencas de *rift* (Keller, 1999), cuencas de antepaís (Milana, 1992; Astini *et al.*, 1996), cuencas de retroarco (Loske, 1993), hasta cuencas “*pull-apart*” (Finney *et al.*, 2003, 2005 a). Por este motivo, a partir de los datos obtenidos de las secciones, se propone interpretar una evolución de la cuenca para el sector del norte de la Precordillera.

La configuración de la plataforma para los depósitos carbonáticos de la Formación San Juan fueron estudiados por Cañas (1995a), quien define tres asociaciones de facies para caracterizar diferentes ambientes depositacionales para dicha formación que van desde secuencias de plataforma “*shelf*” a rampa.

Una rampa carbonática es una superficie levemente inclinada (generalmente menos de 1°). Es esta la definición Las facies someras agitadas por el oleaje de la zona costera pasan a mar abierto, sin ruptura de pendiente marcada, a depósitos profundos de baja energía. Las facies están controladas principalmente por niveles de energía, variaciones en la topografía de la rampa y el material transportado por tormentas, olas y mareas.

Van Wagoner *et al.* (1990) señalan que la morfología de rampa es importante en los regímenes puramente silicoclásticos. La configuración de rampa carbonática es análoga a éstas con respecto a los aspectos hidrodinámicos y morfológicos (Tucker y Wright, 1990; Burchette y Wright, 1992).

Las características de facies en los niveles estudiados permitieron utilizar el término "rampa".

Numerosos estudios de carácter sedimentológico han sido realizados en las pelitas de la Formación Gualcamayo. Entre ellos, Astini (1992, 1994) quien las considera depositadas en ambientes de talud profundos anóxicos.

Berry y Wilde (1978) indicaron que las pelitas negras durante el Ordovícico fueron más abundantes que en los demás períodos del Fanerozoico, debido a la baja concentración de oxígeno en la atmósfera.

Berry (2010) propone que las pelitas negras se acumulan en ambientes hipóxicos a anóxicos con abundante materia orgánica donde la participación de oxígeno es baja, sugiriendo que las pelitas negras se forman en una variedad de configuraciones de plataforma marina que van desde las relativamente profundas a cuencas poco profundas.

Díaz (2001) establece que para la depositación de las pelitas negras son necesarios 2 factores primarios: 1- la descomposición de una cantidad relativamente grande de materia orgánica y 2- el aislamiento de las aguas a cierta profundidad por debajo de la superficie de modo que el oxígeno no sea reabastecido a estas aguas después de que el oxígeno disponible se ha consumido por la descomposición de la materia orgánica.

VII. 1. Ordovícico Inferior

VII. 1. 1. Sección quebrada de Los Sapitos: *Asociación de facies*

La sección qda. Los Sapitos está caracterizada por una sucesión carbonática intercalada con niveles silicoclásticos. A lo largo del perfil se reconocieron 4 litofacies y 5 microfacies carbonáticas. Del análisis de las mismas, se identificaron tres asociaciones de microfacies (*AF1-AF3*) que permitieron reconocer los paleoambientes desarrollados durante la sedimentación en la cuenca ordovícica. Cada asociación está representada por un conjunto de microfacies que reflejan las condiciones para esos niveles (Figs. 110 y 111).

Las biofacies de conodontes que caracterizan a esta sección son la biofacies de *Oepikodus*, *Bergstroemognathus* y *Periodon*. Las mismas son típicas para el Ordovícico Inferior.

La escasa macrofauna presente para estos niveles estaría vinculado a condiciones físicas y/o químicas que no permitieron el desarrollo de la misma, mientras que la fauna de conodontes sobre todo de los géneros *Oepikodus* y *Periodon* estarían en su auge permitiendo su amplio desarrollo.

VII. 1. 1. 1. *AF1. Asociación de facies 1*

Asociación de facies integrada por las litofacies L1-LS, L2-LS y L3-LS, y las microfacies M1-LS, M2-LS, M3-LS y M4-LS. Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna de energía baja a moderada por debajo del nivel de base de olas, influenciado por el ingreso de clástico fino a la cuenca, posiblemente desde zonas continentales a través de ríos alimentados por lluvias esporádicas. Dentro de esta asociación se observa un aumento de la energía del medio hacia el tope.

En la litofacies L1-LS y la microfacies M4-LS, la concentración de valvas de ostrácodos junto con la textura microesparítica estarían indicando una zona de mezcla de aguas meteóricas y marinas.

La parte media de esta asociación se vuelve muy bioclástica (M1 y M3). La presencia de algas calcáreas (*Halysis monoliformis*) permite suponer una zona fótica para estos niveles.

En toda la asociación la macrofauna no está presente, pero si los estados larvales de sus individuos, trilobites, gastrópodos, braquiópodos, ostrácodos, etc. Esto pone en evidencia que la alta somerización producida en estos depósitos no permitió el desarrollo y permanencia de los estados adultos y gerontes de los individuos conservándose si sus estadios iniciales. El ingreso de clástico también puede haber influido. Los bioclastos no se presentan fragmentados por lo que su transporte pudo haber sido bajo a nulo.

La microfauna presente en esta asociación está poco re TRABAJADA, las valvas de ostrácodos se encuentran preservadas; lo que manifiesta condiciones de baja energía y circulación moderadas, alejadas de la influencia de olas. La presencia de concentración de valvas de ostrácodos es indicativo de una zona de mezcla, considerando el tamaño de las valvas corresponderían a las etapas iniciales. Se conservan articuladas, indicando un rápido sepultamiento, luego de la muerte del organismo. Hacia el tope de la asociación predominan los intraclastos caracterizados por regímenes dominante de olas y mareas que continuamente re TRABAJAN el fondo (Flügel, 2010). La presencia de gran cantidad de matriz micrítica, intraclastos y bioclastos fragmentados indica un ambiente somero con energía de olas y mareas esporádicas, propio de una rampa interna

En estos niveles la conodontofauna muestra una tendencia a disminuir hacia el tope de la asociación. La removilización del sustrato evidenciada por el contenido de intraclastos, posiblemente provocó la migración de esta fauna.

VII. 1. 1. 2. AF2. Asociación de facies 2

Asociación de facies integrada por la litofacies L4-LS y la microfacies M1-LS. Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna de energía baja. Al igual que la asociación anterior la presencia de pelitas negras, estaría evidenciando un ingreso de clástico fino a la cuenca. El color de las mismas indica las condiciones reductoras del medio depositacional.

La macrofauna presente, principalmente nautiloideos, son de tamaños pequeños (3 cm aprox.) no presentando una dirección preferencial. La microfauna presente en esta asociación se observa poco re TRABAJADA, lo que manifiesta condiciones de baja energía y circulación moderadas, alejadas de la influencia de olas. La microfacies M1-LS se caracteriza por la abundante presencia de fango micrítico, el que aparece representado por niveles de *mudstone* que pasan a *wackestone*, indicando fluctuaciones cíclicas del nivel del mar.

VII. 1. 1. 3. AF3. Asociación de facies 3

Asociación de facies integrada por las litofacies L4-LS y las microfacies M1-LS y M5-LS. Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna de energía baja, con desarrollo de una zona deprimida que no permitió el ingreso de aguas marinas. La presencia de estructuras con cianobacterias, sugiere que el nivel de agua no supera los 2 m de profundidad, provocando así alto contenido de fango en suspensión. Las aguas permanecen quietas, dentro de una zona protegida y somera.

En estos niveles la conodontofauna alcanza su mayor porcentaje, principalmente el género *Periodon*, que se adapta a las condiciones de extrema somerización.

El *hardground* que se desarrolla al tope de la litofacies es producto de la cementación temprana del sustrato carbonático en momentos de baja tasa de sedimentación e interrupciones periódicas de la misma que producen la concentración de delgadas costras de óxidos.

La evolución de la cuenca para el sector de la quebrada Los Sapitos (Fig. 113) comienza con una depositación carbonática en una rampa homoclinal (*AF1*), con una leve inclinación, evidenciado por los niveles tabulares y por la ausencia de montículos carbonáticos, reconocidos en otros sectores de Precordillera para este lapso temporal (sector de Niquivil y Talacasto). Estos niveles están intercalados con pelitas verdes, producto de una depositación clástica, posiblemente transportados por ríos provenientes del área continental.

Un segundo episodio (*AF2*) involucra una leve subsidencia de la cuenca, que conlleva a depositar bancos de pelitas negras con condiciones reductoras (bajas en oxígeno). Los depósitos carbonáticos vinculados se corresponden con un paleoambiente muy somero con desarrollo de algas calcáreas, dentro de la zona fótica. Por este motivo la asociación de estas calizas con las pelitas permite suponer que fueron depositadas en condiciones de poca profundidad y circulación de las aguas. Por último la presencia de estructuras con cianobacterias (*AF3*), permite inferir condiciones con alta restricción de las aguas y ambientes muy someros y con un aporte continuo de clásticos finos hasta que los carbonatos se ahogan totalmente.

Unidad	Zona	Muestras	Litofacies	Microfacies	Asociación de facies	Paleoambiente	
Formación Gualcamayo	<i>Oepikodus intermedius</i>	LS7	L4-LS	<i>M1</i>	<i>AF3</i>	Rampa interna baja energía Zona protegida	
		LS6		<i>M5</i>			
		LS5		<i>M1</i>	<i>AF2</i>		Rampa interna baja energía ambiente hipóxico
		LS4		<i>M1</i>			
Formación San Juan		LS3	L3-LS	<i>M2</i>	<i>AF1</i>	Rampa interna baja a moderada energía con influencia de aporte de clástico fino	
		LS2	L2-LS	<i>M1</i>			
		LS1	L1-LS	<i>M3</i>			
		LS0		<i>M4</i>			

Figura 110: Asociaciones de facies de la qda. Los Sapitos

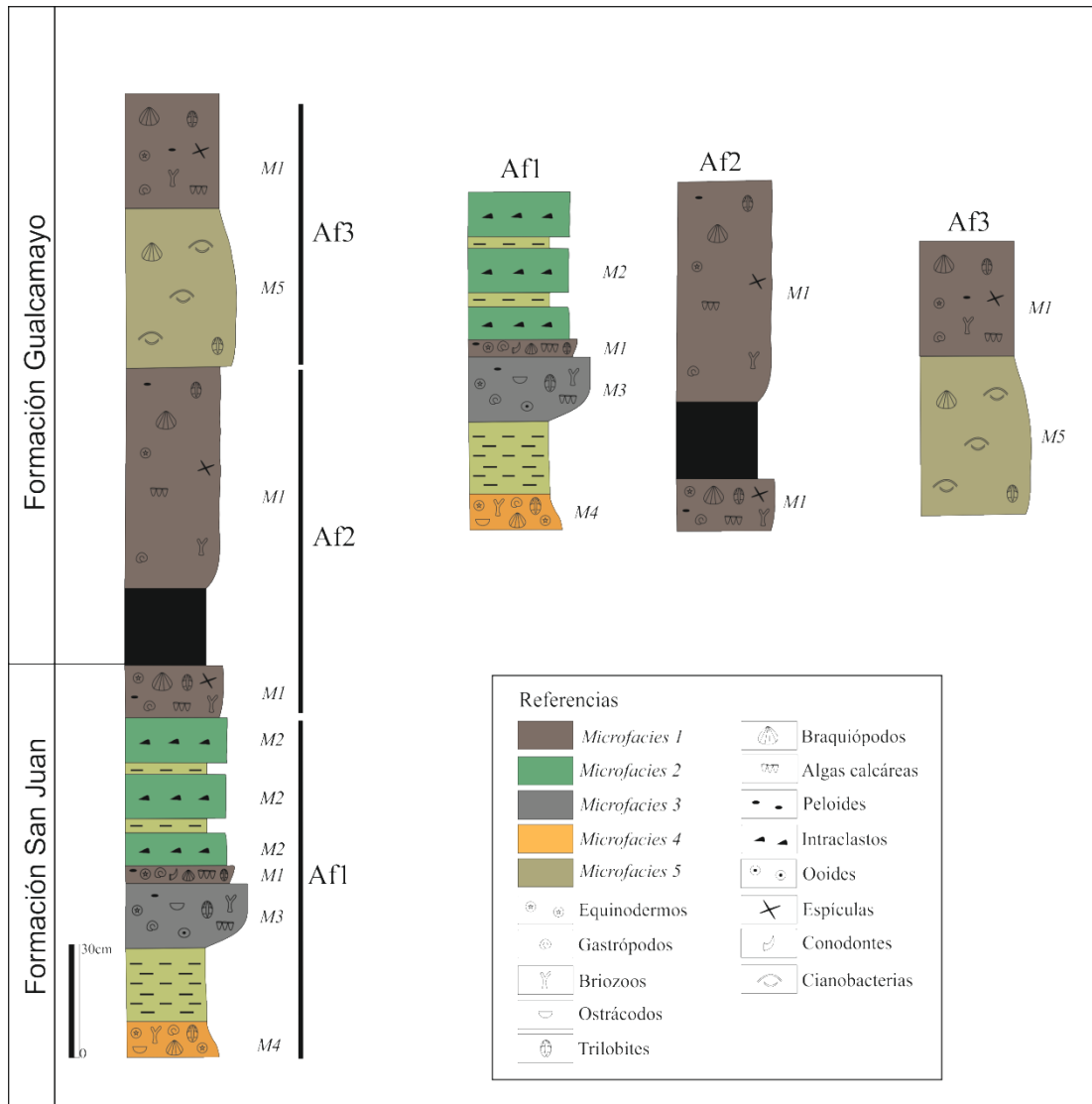


Figura 111: Asociación de facies de la sección qda. Los Sapitos

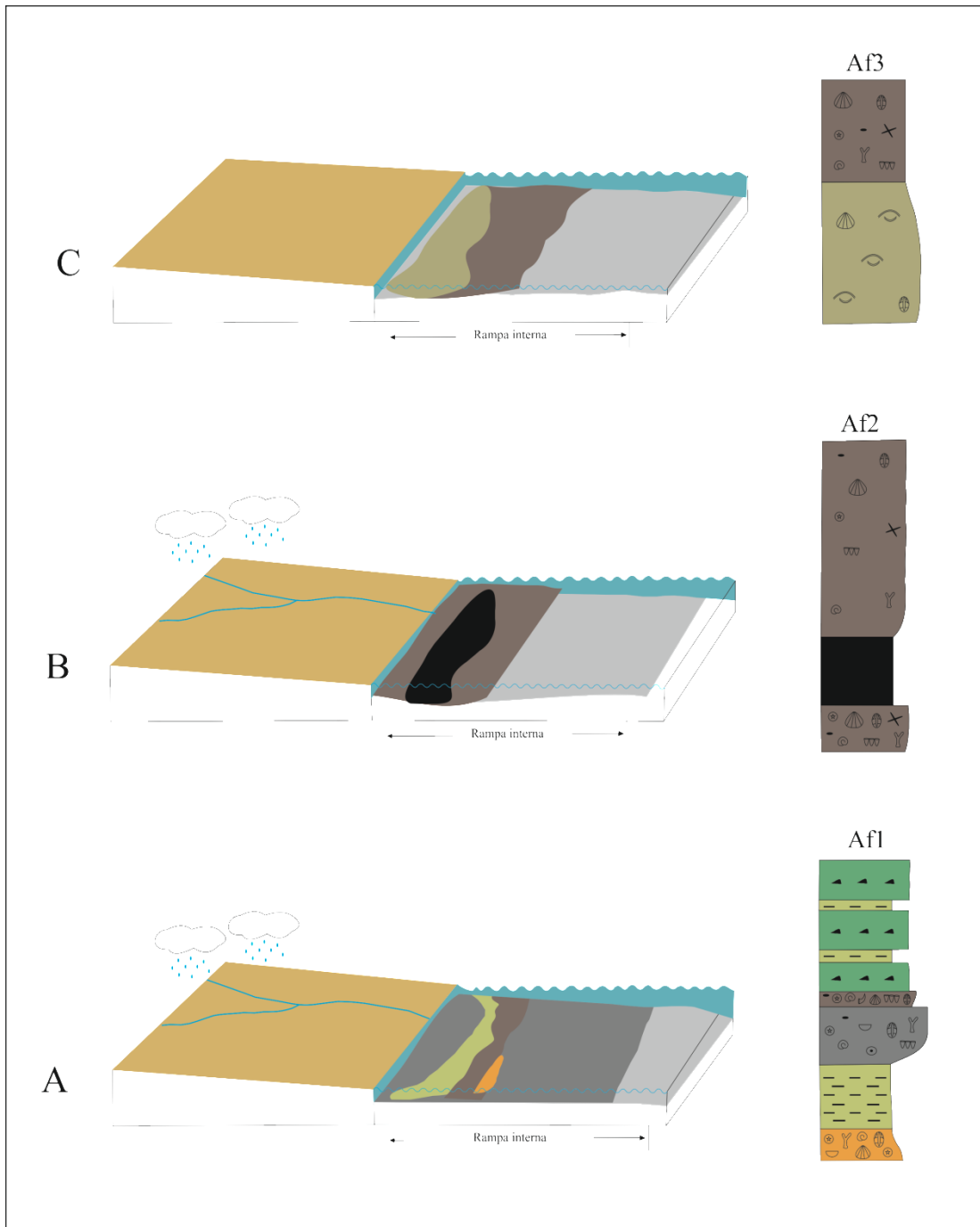


Figura 112. **A.** Asociación de facies 1. **B.** Asociación de facies 2. **C.** Asociación de facies 3. Se muestra el desarrollo de sus paleoambientes correspondientes.

VII. 1. 2. Sección quebrada de Río de Los Piojos: Asociación de microfacies

La sección qda. Río de Los Piojos está caracterizada por una sucesión netamente carbonática. A lo largo del perfil se reconocieron 4 litofacies y 3 microfacies carbonáticas. Del análisis de las mismas, se identificaron dos asociaciones de facies (*AF1-AF2*) que permitieron reconocer los paleoambientes desarrollados durante la sedimentación en la cuenca ordovícica. Cada asociación está representada por un conjunto de microfacies que reflejan las condiciones para esos niveles.

La escasa macrofauna presente para estos niveles estaría vinculado a condiciones físicas y/o químicas que no permitieron el desarrollo de la misma.

VII. 1. 2. 1. AF1. Asociación de facies 1

Asociación de facies integrada por las litofacies L1-RLP y L2-RLP y las microfacies M1-RLP, M2-RLP. Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna de baja a nula energía, por debajo del nivel de base de ola, sin acción del oleaje e influenciado por el ingreso de clástico fino a la cuenca, posiblemente desde zonas continentales a través de ríos alimentados por lluvias esporádicas. La gran cantidad de fango micrítico, infiere condiciones de aguas someras, con algas calcáreas y condiciones reductoras.

La presencia de costras ferruginosas indica períodos de interrupción en la sedimentación.

VII. 1. 2. 2. AF2. Asociación de facies 2

Asociación de facies integrada por las litofacies L3-RLP y L4-RLP y la microfacies M3-RLP.

Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna- media, de alta energía, producto del deslizamiento de material carbonático semiconsolidado, localmente transportado. La macrofauna posiblemente no se conservó, debido a la alta energía o a las condiciones reductoras del medio.

VII. 1. 3. Desarrollo de la cuenca ordovicica en el norte de la Precordillera

Los datos estratigráficos y el análisis detallado de las microfacies de las secciones Los Sapitos y Río de Los Piojos, permiten considerar que durante el Ordovícico Inferior la depositación de los niveles calcáreos fue en un ambiente de rampa mixta, posiblemente amplia y de pendiente muy suave, evidenciado por la presencia de carbonatos y material terrígeno.

Los fondos se encontraban bajo el nivel base de olas, aunque ocasionalmente se vieron afectados por el oleaje de tormentas, lo que produjo el lavado de parte del lodo carbonático. Las condiciones fueron relativamente aisladas con circulación de agua restringida a moderada.

El ingreso de clástico a la cuenca se produjo de manera temprana en los extremos de la misma, posiblemente influenciado por lluvias esporádicas, que arrastraban material fino y ahogaba la fábrica carbonática. Esto permite inferir la configuración de esta parte de la cuenca durante el Ordovícico Inferior con el desarrollo de depósitos en áreas muy someras, cercanas a la línea de costa y totalmente restringida, practicamente sin circulación de las aguas. No se identificaron bancos arrecifales u otros tipos de barreras que restringieran la circulación de agua hacia la línea de costa, como lo analizado en otras secciones de Precordillera para este mismo

lapso temporal. Lo que permite inferir condiciones de muy baja angularidad de la rampa y quizás tratándose de una bahía.

Unidad	Formación Gualcamayo						Paleoambiente	
Zona	<i>Oepikodus intermedius</i>							
Muestras	RLP0	RLP1	RLP2	RLP3	RLP4	RLP5	RLP6	
Litofacies	L1-RLP			L2-RLP			L3-RLP	L4-RLP
Microfacies	M2			M1			M3	
Asociación de facies	AF1						AF2	
	Rampa interna baja energía Zona protegida						Rampa interna-media, con desarrollo de pendiente	

Figura 113: Asociación de facies, qda. Río de Los Piojos

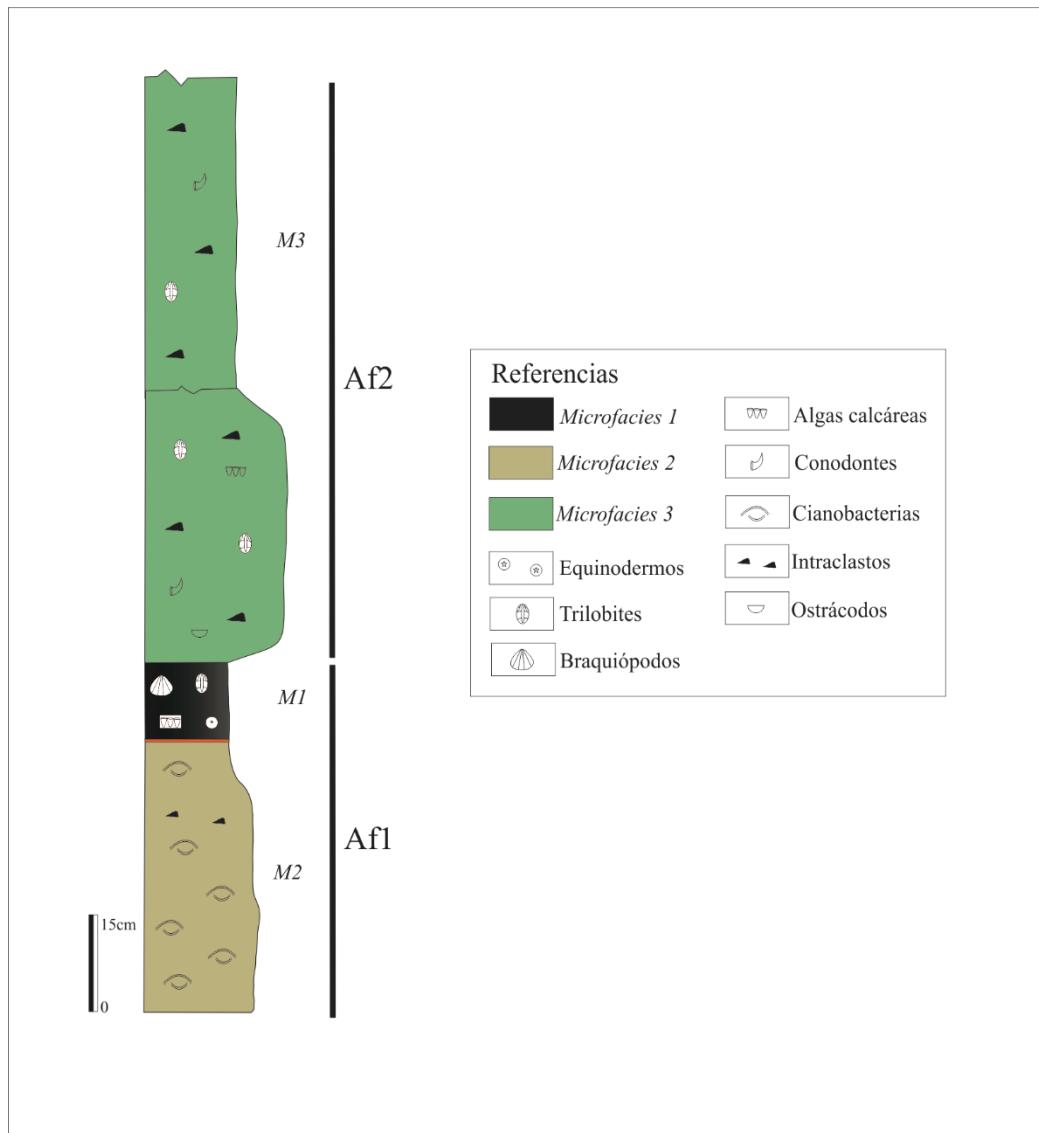


Figura 114: Asociación de facies, sección qda. Río de Los Piojos

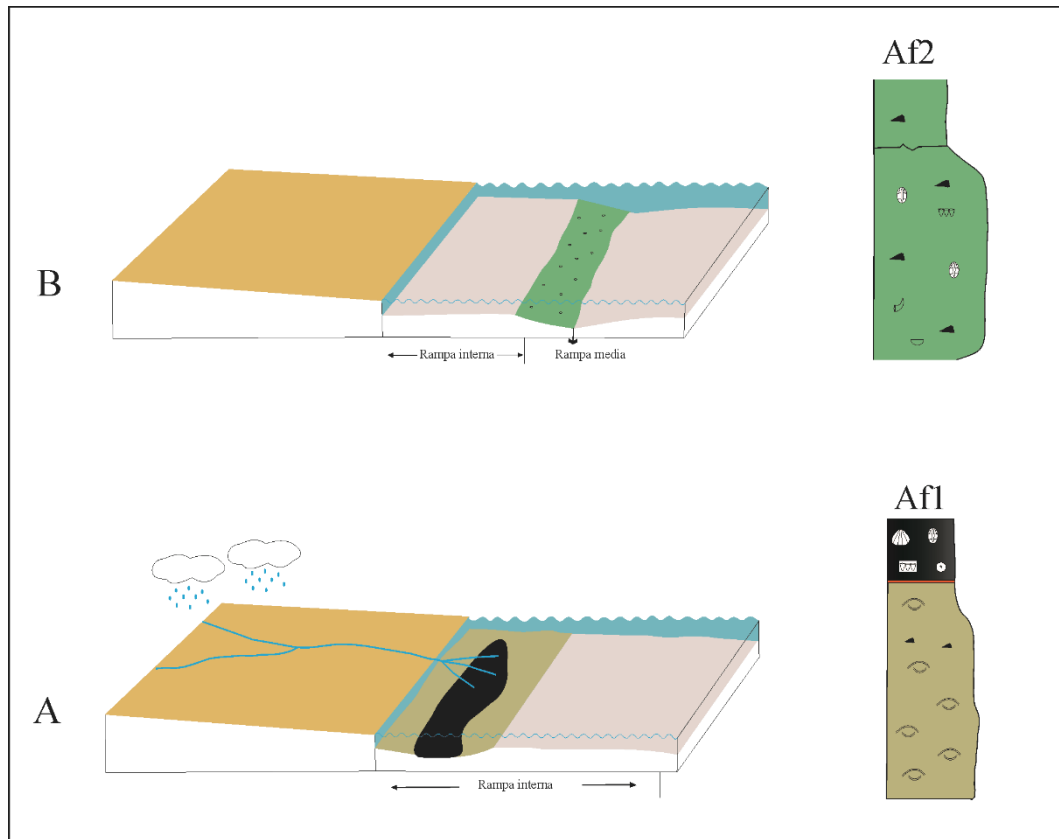


Figura 115: **A.** Asociación de facies 1. **B.** Asociación de facies 2. Se muestra el desarrollo de sus paleoambientes correspondientes.

VII. 2. Ordovícico Medio

VII. 2. 1. Sección quebrada El Tropiezo

La sección qda. El Tropiezo está caracterizada por una sucesión carbonática sucedida por niveles pelíticos. A lo largo del perfil se reconocieron 2 litofacies y 3 microfacies carbonáticas. Del análisis de las mismas, se identificaron dos asociaciones de facies (*AF1-AF2*) que permitieron reconocer los paleoambientes desarrollados en este sector durante la sedimentación en la cuenca ordovícica. Cada asociación está representada por un conjunto de microfacies que reflejan las condiciones para esos niveles (Figs. 116 y 117).

Las biofacies de conodontes que caracterizan a esta sección son la biofacies de *Erraticodon* y *Periodon*. Las mismas son típicas para el Ordovícico Medio.

VII. 2. 1. 1. AF1. Asociación de facies 1

Asociación de facies integrada por las litofacies L1-G y L2-G y las microfacies M2-G y M3-G.

Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna-media, indican alta energía, sujeto a la constante agitación de las olas y remoción del sedimento fino de la matriz (Beresi *et al.*, 2012).

Dentro de esta asociación los peloides son muy importantes a la base de la misma disminuyendo hacia el techo. Los bioclastos se presentan muy fragmentados especialmente las valvas de braquiópodos. La presencia de conchillas desarticuladas y mal seleccionadas indica áreas intermareales en zonas alejadas al área de rompientes donde fue absorbida la energía de las olas y estuvo afectada por corrientes de marea, que produjo orientación de los bioclastos de mayor tamaño.

VII. 2. 1. 2. AF2. Asociación de facies 2

Asociación de facies integrada por las litofacies L1-G y microfacies M1-G

Esta asociación caracteriza un paleoambiente de rampa interna-media, indican energía moderada.

Los bioclastos se presentan fragmentados en su mayoría, indicando condiciones de alta energía por acción del oleaje. Gran cantidad de nautiloideos en posición orientada. Los mismos indican aguas cálidas y claras.

Unidad	Zona	Muestras	Litofacies	Microfacies	Asociación de facies	Paleoambiente
Formación San Juan	<i>Lenodus variabilis</i>	G1	L1-G	M3	AF1	Rampa interna-media, alta energía
		G2				
		G 2-3				
		G3				
		G 3-4				
		G4	L2-G	M3	AF1	Rampa interna-media, alta energía
		M2				
		M3				
		M1				
		AF 2				
					Rampa interna, energía moderada a alta	

Figura 116: Asociación de facies, qda. El Tropiezo

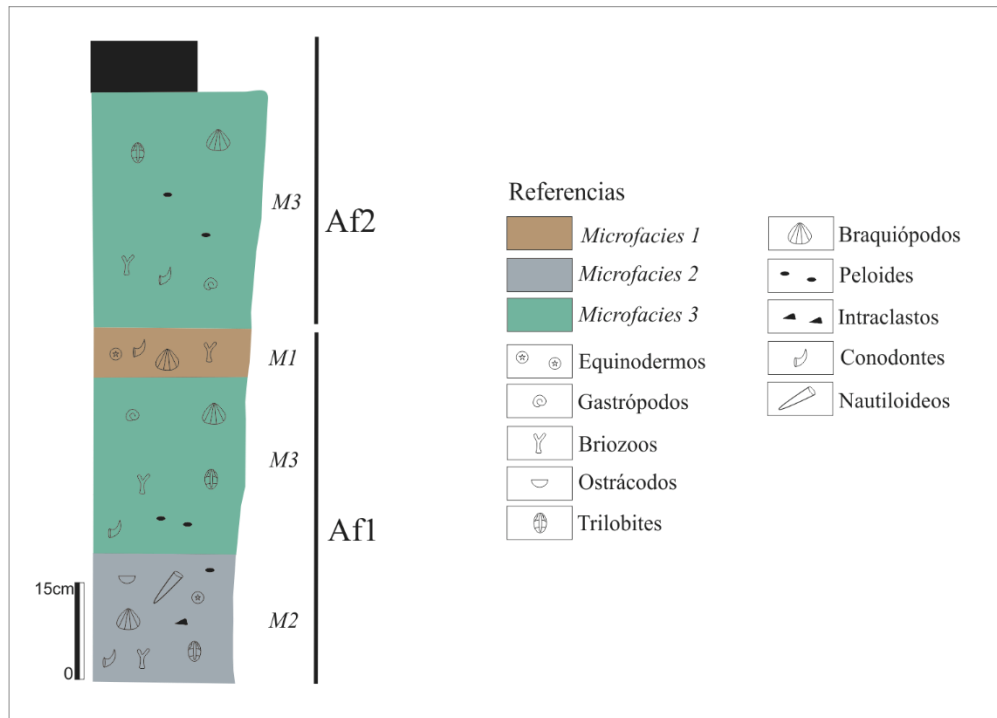


Figura 117: Asociación de facies, qda. El Tropiezo

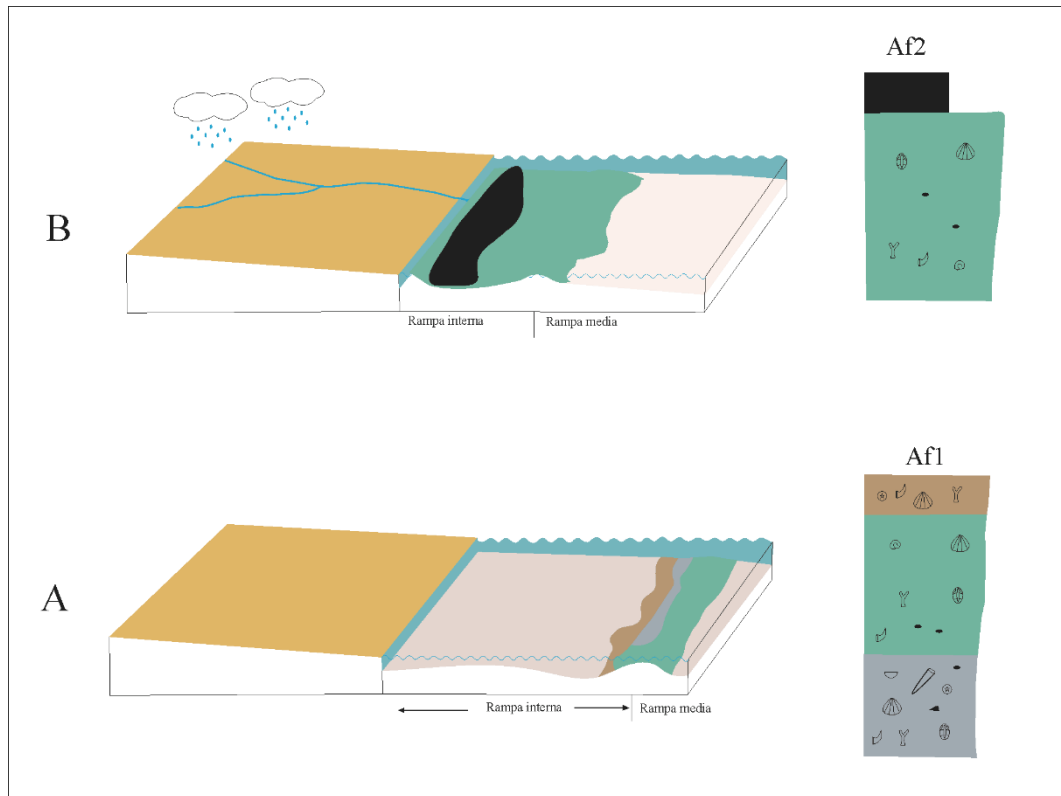


Figura 118: Asociaciones de facies de la qda. El Tropiezo **A.** Asociación de facies 1. **B.** Asociación de facies 2

CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES

VIII. 1. Conclusiones Estratigráficas y Sedimentológicas del pase de la Formación San Juan a la Fm Gualcamayo/Los Azules en la región de estudio, basadas en el estudio de tres secciones.

- A partir de un análisis detallado de los afloramientos del sector norte de la Precordillera, entre los ríos Guandacol y Gualcamayo se propone reconocer que hacia el norte de la quebrada Las Vacas, específicamente en las quebradas Río de Los Piojos y Los Sapitos, el techo de la Formación San Juan y la transición a la Formación Gualcamayo son de edad floiana.
- Por otro lado, hacia el sur de la quebrada Las Vacas, concretamente en las cercanías del Río Gualcamayo, el techo de la Formación San Juan es de edad darriwiliana temprana. Esto pone en evidencia que la diacronía de la relación entre la Formación San Juan y las unidades silicoclásticas más jóvenes que la cubren, ya propuesta por otros autores, se circunscribe exclusivamente al extremo norte de la Precordillera entre los ríos Guandacol y Gualcamayo.
- La Formación San Juan en la quebrada Los Sapitos incluye niveles de pelitas verdes por lo que debe considerarse como una unidad mixta. Este tipo de alternancia fue observada en otras secciones de Precordillera.
- En la sección quebrada Los Sapitos se describieron a lo largo del perfil cuatro litofacies *L1: Wackestone* masivos, *L2: Wackestone* lajosas, *L3: Mudstone* brechoso, *L4: Mudstone-Wackestone* nodulares. Del análisis y estudio de las superficies pulidas y láminas delgadas se describieron cinco microfacies; *M1: Mudstone-Wackestone* bioclástico, *M2: Mudstone-Wackestone* intraclástico,

M3: Wackestone-Packstone bioclástico, *M4: Microesparita* bioclástica, *M5: Wackestone* bioclástico con cianobacterias.

- En la sección quebrada Río de Los Piojos se describieron a lo largo del perfil cuatro litofacies *L1: Mudstone*, *L2: Wackestone-Mudstone* lajosas, *L3: Wackestone* masivos, *L4: Brecha* carbonática. El análisis de superficies pulidas y láminas delgadas permitió describir tres microfacies, *M1: Mudstone* bioclástico, *M2: Mudstone-Wackestone* con cianobacterias y *M3: Brecha* carbonática.
- En la sección quebrada El Tropiezo se describieron a lo largo del perfil dos litofacies para la Formación San Juan; *L1: Wackestone-Packstone* lajosos y *L2: Wackestone-Packstone* nodulares. El análisis de superficies pulidas y láminas delgadas permitió determinar tres microfacies, *M1: Wackestone-Packstone* bioclástico, *M2: Packstone peloidal* y *M3: Grainstone-Packstone* bioclástico.

VIII. 2. Conclusiones Bioestratigráficas

- La asociación de conodontes recuperada de los niveles carbonáticos en la sección quebrada Los Sapitos incluye: *Bergstroemognathus extensus*, *Cornuodus longibasis*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus forceps*, *Juanognathus variabilis*, *Oepikodus evae*, *Oepikodus intermedius*, *Periodon hankensis*, *Periodon macrodentatus*, *Protopanderodus elongatus*, *Protopanderodus leonardii*, *Protopanderodus rectus*, *Reutterodus andinus*, *Rossodus barnesi*, *Scolopodus krummi*, *Stolodus* sp. A, *Periodon* cf. *P. flabellum* y *Triangulodus* cf. *T. larapintinensis*. Esta asociación permite asignar para el

techo de la Formación San Juan y base de Formación Gualcamayo una edad floiana tardía indicando la Zona de *Oepikodus intermedius*.

- La asociación de conodontes recuperada de los niveles carbonáticos en la quebrada Río de Los Piojos incluye: *Cooperignathus aranda*, *Drepanodus arcuatus*, *Juanognathus variabilis*, *Oistodus striolatus*, *Protopanderodus calceatus*, *Rossodus barnesi*, *Scolopodus krummi* y *Periodon* cf. *P. flabellum*. Esta asociación permite asignar para el techo de Formación San Juan y base de Formación Gualcamayo una edad floiana tardía, indicando la Zonas de *O. intermedius*.
- En la sección quebrada El Tropiezo, las especies registradas corresponden a: *Ansella jemtlandica*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanodus robustus*, *Drepanoistodus bellburnensis*, *Erraticodon hexianensis*, *Juanognathus janussoni*, *Spinodus* cf. *spinatus*, *Periodon aculeatus*, *Protopanderodus calceatus*, *Rossodus barnesi*, *Pteracontiodus cryptodens*, *Oistodus lanceolatus*, *Oistodus striolatus*, *Scolopodus rex*, *Paroistodus originalis*, *Lenodus variabilis*, y *Microzarkodina hagetiana*. Esta asociación permite asignar al techo de la Formación San Juan una edad darriwiliana, indicando la Zona de *L. variabilis*.

VIII. 3. Correlación bioestratigráfica entre las secciones de Precordillera

- En base a la correlación bioestratigráfica entre las secciones quebrada Los Sapitos y quebrada Río de Los Piojos, con otras secciones previamente estudiadas tales como la sección de Niquivil y Talacasto, se considera que para el lapso de la Zona de *O. intermedius*, el ambiente para las secciones quebrada Los Sapitos y Río de Los Piojos, correspondería a un ambiente de

aguas calmas tipo *lagoon* y en Niquivil y Talacasto para la misma biozona, la depositación se produjo en ambientes más someros de mayor energía, constituido por un sistema de barras submareales.

- Se comparó la sección de la Formación San Juan del Río Gualcamayo, con los techos darriwilianos de otras secciones de la Precordillera Central. Se observó que la macrofauna de medianos y grandes fragmáconos de nautiloideos y de foraminíferos que caracterizan los techos de esta unidad indican que en este sector de la cuenca la somerización que involucra un *hardground* y es sucedida por la Formación Los Azules, es una biozona (*Lenodus variabilis*) más antigua comparada con las secciones que afloran en el Cerro Viejo y Villicúm (*Lenodus crassus*). Mientras los techos ubicados más al oeste en la Precordillera Central, secciones del Cerro La Chilca y río Las Chacritas y cuyo pase a las formaciones Los Azules/Las Aguaditas ocurren durante la parte más alta de la Zona de *L. pseudoplanus* ya mencionado por Mestre (2012).

VIII. 4. Grado CAI

- Se asignó un grado CAI 3-4 *temperatura* para los elementos conodontales recuperados de las secciones quebrada Los Sapitos, Río de Los Piojos y El Tropiezo. Este valor estaría relacionado con los intrusivos y soluciones hidrotermales que afectan la zona de estudio, entre los ríos Guandacol y Gualcamayo.

VIII. 5. Conclusiones Biofaciales

Sección Quebrada Los Sapitos

- El análisis de las biofacies de la sección quebrada Los Sapitos demuestra la abundancia del género *Periodon*, lo que permite determinar las biofacies de *Periodon*, *Oepikodus* y *Bergstroemognathus*.
- En general se ha observado un brusco aumento de población de conodontes en la muestra LS5. Este incremento sustancial en el número de ejemplares registrados en la muestra LS5 indicaría la implementación de condiciones favorables para el desarrollo de la población de la conodontofauna, propias de ambiente somero, dentro de la zona fótica, y caracterizada por la presencia de algas calcáreas.
- Otras conclusiones incluyen aspectos más ecológicos como que el género *Periodon* en el Floiano, tendría la capacidad de soportar fuertes procesos de somerización con restricción.
- Por otro lado se observa que en algunas muestras las especies *O. evae* y *O. intermedius* mantienen una relación estable indicando que competían por alimento, indicado porque ambas especies poseen una denticulación similar e idéntica en número de elementos. El aumento o disminución en los niveles donde aparecen, mantiene una distribución similar.
- Otra relación pero esta vez controlada por el ambiente es la de las especies *O. evae* y *B. extensus*. Es posible inferir que el comportamiento de estas especies debió ser por competencia por el nicho o bien controlada por factores físico-químicos.

Sección Quebrada El Tropiezo

- El análisis de las biofacies de la sección El Tropiezo permite determinar la abundancia del género *Periodon* y *Erraticodon*, determinando las biofacies de *Periodon*, *Erraticodon*.
- La especie *Periodon macrodentatus* es una constante a lo largo de todas las muestras, en aquellas que indican un medio de energía moderada cae bajo la predominancia de *Protopandeorus calceatus*.
- Por otro lado, cuando prevalece mayor energía *P. macrodentatus* aparece supereditada a *Erraticodon hexianensis* pues el género *Erraticodon* se caracteriza por preferir ambientes de alta energía hasta el Darriwiliano bajo.

VIII. 6. Conclusiones Paleoambientales

- Los caracteres sedimentarios, la distribución vertical de las microfacies y análisis de su contenido micropaleontológico del techo de la Formación San Juan permite inferir que representa un sistema sedimentario dentro de una rampa carbonática somera que existió durante el Ordovícico Inferior. Estos niveles exhiben caracteres típicos de facies indicativas de ambientes marinos someros cuyas profundidades no excedían los 20 metros y se encontraban protegidos de la influencia de aguas de mar abierto por algún tipo de barrera. Esta protección del ambiente dio como resultado el desarrollo de condiciones relativamente aisladas con circulación restringida o moderada del agua.
- La depositación carbonática tuvo episodios interrumpidos por influjo clástico con depositación de niveles de pelitas verdes. El cambio en las condiciones paleoambientales llevaron paulatinamente al ahogo de la fábrica carbonática

con un predominio de sedimentación clástica representada por la unidad suprayacente, la Formación Gualcamayo.

- Se propone para el momento del depósito de la Formación Gualcamayo el desarrollo de una clinofoma moderada (Río de Los Piojos), la que facilitó la formación de una brecha carbonática. El origen de esta clinofoma podría ser tectónico asociado a una rápida subsidencia en este sector de la cuenca lo que dio lugar a un mayor espacio de acomodación para la acumulación de facies pelíticas ricas en materia orgánica. Estas pelitas negras con bajo tenor de oxígeno serían la respuesta a un mayor aporte de clásticos finos desde áreas continentales con clima húmedo.
- Los últimos metros de la Formación San Juan en el sector del río Gualcamayo exhibe fuertes coincidencias litológicas con los techos de otros sectores de la cuenca de Precordillera tal como el de Villicúm y del Cerro Viejo. Las calizas gruesas desarrollan hacia el tope un *hardground* de fuertes tonalidades naranjas con nautiloideos medianos y grandes sin orientación aparente, indicando un momento de somerización/exposición.

CAPÍTULO IX: BIBLIOGRAFÍA

A

- Aceñolaza, F. 1969.** Caracteres geológicos y estratigráficos del sector septentrional de la Precordillera riojana. Zona de Los Llantenes, cerro Las Damas. *IV Jornadas Geológicas Argentinas*. Actas 1:1-13.
- Aceñolaza, F. 1992.** El Sistema Ordovícico en Latinoamérica. En: Gutiérrez-Marco, J., Saavedra, J. y Rábano, I. (eds.). *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura: 85-118.
- Aceñolaza, F. y Baldis, B. 1987.** The Ordovician System of South America Correlation Chart and Explanatory Notes *IUGS* 22, 64.
- Aceñolaza, F. y Beresi, M. 2002.** Ordovician nautiloids of Argentina. En: Aceñolaza, F. (ed.), Aspects of the Ordovician System in Argentina, *Serie Correlación Geológica* 16: 107–120.
- Aceñolaza, F. y Toselli, A. 1988.** El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. *V Congreso Geológico Chileno*.
- Aceñolaza, F. y Toselli, A. 2007.** Evolución del borde Gondwánico de Argentina del Paleozoico Cuyania ¿Un fragmento Gondwánico o un alóctono Lauréntico? En: Díaz-Martínez y Rábano I. (eds.) *IV European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America*. Cuadernos del Museo Geominero n° 8. Instituto Geológico y Minero de España.
- Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. 1999.** Proterozoic – Lower Paleozoic Terrane evolution in Western South America. Geodinámica Andina. *Fourth ISAG*. Resúmenes Expandidos, 6-7.
- Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. 2002.** Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America – a discusión. *Tectonophysics* 354: 121-137.
- Aceñolaza, F., Heredia, S. y Carlorosi, J. 2008.** La “*Sepulturas Limestones*” (Harrington in Harrington y Leanza, 1957) en su área tipo, fósiles y edad, provincia de Jujuy, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 20 (2): 23–34.
- Aguado, C. 1978.** Observaciones geológicas en el sector nororiental de la Precordillera Sanjuanina. Estudio del aluvión aurífero de la quebrada Varela, Gualcamayo, San Juan. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito).
- Aguilera, R. 1986.** Intrusividad en el sector comprendido entre las quebradas Las Vacas y Varela, curso inferior del río Gualcamayo, departamento Jáchal, provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias, Exactas, Físicas y Naturales, UNSJ (inédito).
- Albanesi, G. 1991.** La conodontofauna y graptolitos asociados de las formaciones San Juan y Gualcamayo en el cerro Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. Trabajo final en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba: 1-162 (inédito).
- Albanesi, G. 1998.** Taxonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias* 12, 99-253.

- Albanesi, G. y Ortega, G. 2002.** Advances on Conodont-Graptolite Biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En: Aceñolaza, F. (ed.). Aspects of Ordovician System in Argentina. *Serie Correlación Geológica* 16: 143-166.
- Albanesi, G. y Ortega, G. 2016.** Conodont and Graptolite Biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En: Montenari, M. (ed.), *Stratigraphy & Timescales* 61–121.
- Albanesi, G., Hünicken, M. y Ortega, G. 1995.** Review of Ordovician conodont-graptolite biostratigraphy of the Argentine Precordillera. En: Cooper, J, Droser, M. y Finney, S. (eds.). *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System, Las Vegas*, SEPM, Fullerton: 31-36.
- Albanesi G., Ortega, G. y Hünicken, M. 1998.** High resolution conodont-graptolite biostratigraphy controlling the diachronous boundary between the San Juan and Gualcamayo formations (Arenig-Llanvirn) in the Argentine Precordillera. ECOS VII (*Seventh International Conodont Symposium Held in Europe*), Bologna-Modena, Italia. Abstracts: 2-4.
- Albanesi, G., Ortega, G., Barnes, C. y Hünicken, M. 1999.** Conodont-graptolite biostratigraphy of the Gualcamayo Formation (Middle Ordovician) in the Gualcamayo-Guandacol rivers area, Argentina Precordillera. En Kraft P. y Fatka O. (eds.). *QuoVadis Ordovician?* Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System, Prague, *Acta Univesitatis Carolinae – Geologica* 43 (1/2): 45-48.
- Albanesi, G., Carrera, M., Cañas, F. y Saltzman, M. 2003.** The Niquivil Section, Precordillera of San Juan, Argentina, Proposed GSSP for the Lower/Middle Ordovician boundary. En Albanesi, G., Beresi, M. y Peralta, S. (eds.), *Ordovician from the Andes*, Proceedings of the 9th International Symposium on the Ordovician System, San Juan, Argentina: *Serie Correlación Geológica* 17: 33-40.
- Albanesi, G. Carrera, M., Cañas, F. y Saltzman, M. 2006.** A proposed Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Middle Ordovician Series: The Niquivil section, Precordillera of San Juan, Argentina. *Episodes* 29 (1): 1 – 15.
- Aldridge, R. 1987.** Palaeobiology of conodontes. Ellis Horwood Limited. Chichester: 1-180.
- Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, D, Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B. 1990.** Foreland shortening and cristal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Amos, A. 1954.** Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (1): 5-38.
- An, T. 1987.** The Lower Paleozoic conodonts of South China. Peking University Publication House. 1-238.
- An, T. y Ding, L. 1985.** Ordovician conodont biostratigraphy in Hexian, Anhui Province. *Geological Review* 31(1): 11–20.
- An, T. y Zheng, Z. 1990.** The conodonts of the marginal areas around the Ordos Basin, north China. Science Press: 1-101.
- An, T., Du, G. y Gao, Q. 1985.** Ordovician conodonts from Hubei, China, *Geological Publications House*, Beijing: 1-64.

- Astini, R. 1986.** Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol, norte de la Precordillera y sus implicaciones en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 68 p (inédito).
- Astini, R. 1991.** Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba: 851 p (inédita)
- Astini, R. 1992.** Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 315–427.
- Astini, R. 1993.** Depositional sequences and sea-level fluctuations in the Ordovician system of the Argentinian Precordillera.
- Astini, R. 1994a.** Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (Alloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 71-84.
- Astini, R. 1994b.** Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y Cordón de Perico- Potrerillo) Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 55-70.
- Astini, R. 1994c.** Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico Inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. *Reunión Argentina de Sedimentología Actas* 5, 107-112.
- Astini, R. 1995.** Geologic meaning of Arenig-Llanvirn diachronous black shales (Gualcamayo Alloformation) in the Argentine Precordillera, tectonic or eustatic?. En: Cooper, J., Droser, M. y Finney, S. (eds.). *Ordovician Odyssey: Short Paper for the Seventh international Symposium on the Ordovician System*, Las Vegas. SEPM, Fullerton 77: 217-220.
- Astini, R. 2003.** The Ordovician Proto-Andean basins. En: Benedetto, J.L. (ed.). *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y tecnología, Universidad Nacional de Córdoba: 1-74.
- Astini, R. y Brussa, E. 1997.** Dos nuevas localidades fosilíferas en el Conglomerado de Las Vacas (Caradociano) en la Precordillera Argentina: Importancia cronoestratigráfica. Reunión de Comunicaciones Paleontológicas. *Ameghiniana* 43: 231.
- Astini, R., Benedetto, J. y Carrera, M. 1986.** La fauna de trilobites de la Formación Las Plantas (Ordovícico tardío) Precordillera de La Rioja, Argentina. *IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas* 1: 81-88.
- Astini, R., Benedetto, J., y Vaccari, N. 1995.** The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107: 253–273
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, E. y Cañas, F. 1996.** La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *XIII Congreso Geológico Argentino* 5: 293-324.
- Austin, R. 1987.** Conodonts Investigative Techniques and Applications. British Micropalaeontological Society Series. 422pp.

Austin, R. y Higgins, A. 1985. Stratigraphical Index of Conodonts (British Micropalaeontological Society Series. Ellis Horwood.

B

Bagnoli, G. y Stouge, S. 1991. Paleogeographic distribution of Arenigian (Lower Ordovician) conodonts. *Anais Academia Brasileira de Ciencias* 63 (2): 171-183.

Bagnoli, G. y Stouge, S. 1997. Lower Ordovician (Bilingenian–Kunda) conodont zonation and provinces based on sections from Horns Udde, north Öland, Sweden. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 35: 109–163.

Baldis, B y Beresi, M. 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. *Anais do II Congreso Latinoamericano de Paleontología* 2: 11-16.

Baldis, B. y Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas: 47-66.

Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires, Actas 4: 399-445.

Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1984. The Argentina Precordillera as a key to Andean structure. *Episodes*, 7 (3): 14-19.

Baldis, B., Peralta, S. y Villegas, R. 1989. Esquematisaciones sobre una posible transcurencia del terreno Precordillera como fragmento continental procedente de áreas pampeano-bonaerenses. *Serie Correlación Geológica* 5: 81-100.

Baldo, E., Fanning, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C. y Galindo, C. 2003. U-Pb SHRIMP dating of thuyolite volcanism in the Famatinian belt and K-bentonites in the Precordillera. En: Albanesi, G., Beresi, M. y Peralta, S. (eds.). Ordovician form de Andes. *Serie Correlación Geológica* 17: 185-189.

Baraldo 1976. Geología del sector nororiental de la Precordillera Sanjuanina. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inérito).

Barnes, C. 1976. Conodont Paleoecology. *Geological Association of Canada Special Paper* 15, pp.324.

Barnes, C. y Poplawski, M. 1973. Lower and Middle Ordovician conodonts from the Mystic Formation, Quebec, Canada. *Journal of Paleontology* 47 (84): 760-790.

Barnes, C. y Fåhræus, L. 1975. Provinces, communities, and the proposed nektobenthic habit of Ordovician conodontophorids. *Lethaia* 8: 133-149.

Barnes, C., Rexroad, C. y Miller, J. 1973. Lower Paleozoic conodont provincialism. In Rhodes. F.H.T (ed.) Conodont Paleozoology. *Geological Society of America*. Special Paper. 141: 157-190.

Bassler, R. 1925. Classification and stratigraphic use of conodonts. *Geological Society of America* 36: 218-220.

Bateson, W. 1886. The ancestry of the Chordata. The Quarterly. *Journal of Microscopical Science* 26: 535–571.

- Benedetto, J. 1993.** La hipótesis de aloctonía de la Precordillera Argentina: un test estratigráfico y biogeográfico. XII Congreso Geológico Argentino Actas 3: 375-384.
- Benedetto, J. 1998.** Early Paleozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.). The Proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society of London*. Special Publication 142: 57-83.
- Benedetto, J. 1999.** Late Ordovician brachiopods from the Trapiche Formation, Argentine Precordillera (San Juan and La Rioja provinces). *Ameghiniana* 36 (3): 323-337.
- Benedetto, J. 2003.** *Brachiopods*. En: Benedetto J.L. (ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 187-272.
- Benedetto, J. y Herrera, Z. 1987.** Primer hallazgo de braquiópodos y trilobites en la Formación Trapiche (Ordovícico tardío) Precordillera argentina. *X Congreso Geológico Argentino Actas 3*: 73-76.
- Benedetto, J., Herrera, Z. y Ortega, G. 1991.** Bioestratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del Cerro Potrerillo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (1-2): 60-68.
- Benedetto, J.L., Aceñolaza, G., Albanesi, G., Alfaro, M., Brussa, E., Buatois, L., Carrera, M., Cech, N., Esteban, S., Heredia, S., Mángano, M., Ortega, G., Ottone, E., Rubinstein, C., Salas, M., Sánchez, T., Toro, B., Tortello, F., Vaccari, N. y Waisfeld, B. 2007.** Los fósiles del Proterozoico Superior y Paleozoico Inferior de Argentina. Publicación Especial 11. Edición del 50 Aniversario de *Ameghiniana* 9-32.
- Beresi, M. 1986.** Paleocología y biofacies de la Formación San Juan al sur del paralelo de 30° sur, Precordillera de San Juan. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Juan, 400 pp. (inédita).
- Beresi, M. 1988.** Sincronismo, diacronismo y cronología de la depositación calcárea en la Precordillera argentina, en base a biozonas de conodontes. *V Congreso Geológico Chileno*, Santiago, t. II. c28-c36.
- Beresi, M. y Bordonaro, O. 1984.** La Formación San Juan en la Quebrada de Las Lajas, Sierra Chica de Zonda, Provincia de San Juan. *IX Congreso Geológico Argentino Actas* 1:95-107.
- Beresi, M. y Heredia, S. 1993.** Sedimentación y subsidencia de la plataforma carbonática para la Zona de *Oepikodus evae* (conodonta), Ordovícico Inferior de la Precordillera argentina. Actas II Reunión Internacional del proyecto 270, IGCP. Bolivia.
- Beresi, M., Bordonaro, O., Toro, E. y Heredia, S. 1987.** Paleocología y paleoambiente de la Formación San Juan (Ordovícico Inferior) en la Quebrada de Las Lajas, Sierra Chica de Zonda, Precordillera de San Juan, Argentina. *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología Mem.* 1: 17-25.
- Beresi, M., Cabaleri, N., Buitrón Sánchez, B., Rodríguez, M., Heredia, S. y Tortello, M. 2012.** Microfacies, biota y paleoambientes sedimentarios del Ordovícico temprano-medio del Cerro Salazar, Sonora Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 330 – 345.

- Bergström, S. 1971.** Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and Eastern North America. En: Sweet, C. y Bergström, S. (eds.). Symposium on conodont biostratigraphy. *Geological Society of America Memory* 127: 83-157.
- Bergström, S. 1981.** Family Polyplacognathidae. En: Robison, R. (ed.). Treatise on invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 2 Conodonta, W129-W131 Geological Society of America, Boulder and the University of Kansas, Lawrence.
- Bergström, S. 1988.** On Pander's Ordovician conodonts: distribution and significance of the *Prioniodus elegans* fauna in Baltoscandia. *Senckenbergiana Lethaia* 69 (3/4): 217- 251.
- Bergström, S. 1990.** Biostratigraphic and biogeographic significance of Middle and Upper Ordovician conodonts in the Girvan succession. South-west Scotland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 118: 1-43.
- Bergström, S y Sweet, W. 1966.** Conodonts from the Lexington Limestone (Middle Ordovician) of Kentucky and its lateral equivalents in Ohio and Indiana. *Bulletin of American Paleontology* 50 (229): 271-441.
- Bergström, S y Cooper, R. 1973.** *Didymograptus bifidus* and the trans-atlantic correlation of the Lower Ordovician, *Lethaia* 6 (4): 313-339.
- Bergström, S. y Löfgren, A. 2009.** The base of the global Dapingian Stage (Ordovician) in Baltoscandia: conodonts, graptolites and unconformities. *Earth and Environmental Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 99: 189-212.
- Berry, W. y Wilde, P. 1978.** Progressive Ventilation of the ocean-an explanation for the distribution of Lower Paleozoic black shales. *American Journal of Science*, Vol. 278, p. 257-275.
- Berry, W. 2010.** Black Shales: An Ordovician perspective. *The Geological of America Special Paper* 466.
- Bodenbender, G. 1896.** Devono y Gondwana en la República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 15 (2-3): 201-252.
- Bodenbender, G. 1902.** Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 17 (2): 203-261.
- Bodenbender, G. 1911.** Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 19 (1): 2-211.
- Bordonaro, O. 1989.** Southamerican trilobites provincialism during the Early Paleozoic. 28th *International Geological Congress* 1, 173.
- Borrello, A. 1971.** The Cambrian of South America. En Holland, C. *The Cambrian of the World*. 1 385-436.
- Borrello, A. y García, P. 1951.** Sobre la presencia de *Nematograptus gracilis* (Hall) en el Ordovícico de norte de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* VI, 3: 187-193.
- Bracaccini, O. 1946.** Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanina-Mendocina. *Bol.Inf.Petrol.* 258 y 260 a 265.

- Bracaccini, O. 1964.** Geología estructural de la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares. Contrato 1103, Inc., 14.
- Branson, E. y Mehl, M. 1944.** Conodonts. En: Shimer H. y Shrock R. (eds.) *Index fossils of North America*, Wiley. New York, 235-246.
- Brown J. 1943.** Suggested use of the word microfacies. *Economic Geology* 38:325.
- Brussa, E., Toro, B. y Benedetto, J. 2003.** Biostratigraphy. En Benedetto J. L. (ed.) *Ordovician Fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología. Universidad Nacional de Córdoba, 75-90.
- Burchette, T. y Wright, P. 1992.** Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79: 3-57.
- Burnett, R. 1988.** Polygonal ornament in the conodont Siphonodella: an internal record. *Lethaia* 21: 411-415
- Burnett, R. y Hall, J. 1992.** Significance of Ultrastructural features in etched conodontes. *Journal of Paleontology* 66 (2): 266- 276.
- Burrett, C., Stait, B. y Laurie, J. 1983.** Trilobites and microfossils from the Middle Ordovician of surprise Bay, southern Tasmania, Australia. *Memoirs of the association of Australasian Palaeontologists* 1: 177-193.

C

- Caballé, M., Cuerda, A. y Alfaro, M. 2002.** El Ordovícico siliciclástico de la región de Guandacol. Relaciones entre sedimentación, tectónica y graptofaunas. *XV Congreso Geológico Argentino*.
- Cañas, F. 1986.** Análisis de las facies carbonáticas de la Formación Los Sapos (Cámbrico?-Tremadociano) en la quebrada del río Guandacol, La Rioja. *Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. Asociación Geológica Argentina Serie A2, 2: 271-276.*
- Cañas, F. 1995.** Estratigrafía y evolución paleambiental de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico tardío y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba: 1-216 (inédita).
- Cañas, F. y Keller, M. 1993.** Arrecifes y montículos arrecifales en la Formación San Juan (Precordillera Sanjuanina, Argentina): Los arrecifes más antiguos de Sudamérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*.
- Cañas, F. y Carrera, M. 1993.** Early Ordovician microbial-sponge-receptaculitid bioherms of Precordillera, Western Argentina. *Facies* 29: 169-178.
- Carlorosi, J. 2012.** Bioestratigrafía y taxonomía de conodontes de la "Formación Sepulturas" (Ordovícico), Cordillera Oriental de Jujuy. Tesis Doctoral de la Universidad Nacional de Tucumán, 310 p. (inédito).
- Carlorosi, J. y Heredia, S. 2013.** The conodont *Trapezognathus diprion* (Lindström) in the Acoite Formation, Eastern Cordillera, northwestern Argentina. In: Albanesi, G.L., Ortega, G. (Eds.), *Conodonts from the Andes, Proceedings of the 3rd International Conodont Symposium*, Paleontological Note PE APA, Mendoza, Argentina, pp. 1-4.

- Carlorosi, J., Heredia, S. y Aceñolaza, G. 2013.** Middle Ordovician (early Dapingian) conodonts in the Central Andean Basin of NW Argentina. *Alcheringa* 37: 1–13.
- Carrera, M. 1994.** An Ordovician sponge fauna from San Juan Formation, Precodillera basin, Western Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 191 (2): 201-220.
- Carrera, M. 1996.** Nuevos poríferos de la Formación San Juan (Ordovícico), Precordillera Argentina. *Ameghiniana* 33 (3): 335-342.
- Castro, C. 1990.** Geología de un sector del distrito minero Gualcamayo, provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito).
- Cawood, P. 1976.** Cambro-Ordovician strata, northern New South Wales. *Search* 7:317–318.
- Chamberlain, C.K. y Clark, D.L. 1973.** Trace fossils and conodonts as evidence for deepwater deposits in the Oquirrh Basin of Central Utah. *Journal of Paleontology* 47: 663-682.
- Chen, Y. y Ji, Z. 1987.** Middle and Upper Ordovician strata and conodont fauna in Western Hunan. *Bulletin of the Comprehensive Geological Brigade. Chinese Academy of Geological Sciences* 6: 139-152.
- Cingolani, C., Morel, E. y Zúñiga, A. 1992.** El Carbonífero Superior en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla (Portezuelo del Conejo) provincias de San Juan y La Rioja. *Ameghiniana* 29 (4): 381-382.
- Clark, D. 1972.** Conodont paleoecology. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, 4: 312.
- Clark, D. 1984.** Conodont biofacies and provincialism. Geological Society of America Special paper, 196: 1-340.
- Cooper, B. 1981.** Early Ordovician conodontes from Horn Valley Siltstone, Central Australia, *Palaeontology* 24 (1): 147-183.
- Cox, C. y Moore, P. 2000.** Biogeography: an Ecological and Evolutionary Approach. 6th edn. Blackwell Science, Oxford, 298 p.
- Cuerda, A. 1973.** Reseña del Ordovícico Argentino. *Ameghiniana* 10: 272-312.
- Cuerda, A. 1986.** Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. 4º *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Mendoza) *Actas* 1: 113-118.
- Cuerda, A y Furque, M. 1975.** Nuevos datos sobre la paleogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera. *I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* 1: 49-58.
- Cuerda, A. y Alfaro, M. 1986.** Las graptofaunas de la Formación Gualcamayo en su localidad tipo, Precordillera de La Rioja. *IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* 1: 31-43.
- Cuerda, A., Caballe, M. y Alfaro, M., 2004.** Bioestratigrafía de la Formación Las Vacas (Ordovícico–Precordillera Argentina) basada en graptofaunas. Relaciones con el diastrofismo guandacólico. *Ameghiniana* 41: 25–44.
- Cuvillier, J., 1952.** La notion de "microfacies" et ses applications, Convegno Naz Metanos Petrolio. Att. V. 1, pp. 149-153, iIlust.
- Criado Roque, P. 1972.** Bloque de San Rafael. En: Leanza, A. (ed.) Geología Regional Argentina, *Academia Nacional de Ciencias*, 283-295.

D

- Dalla Salda, L., Varela, R., y Cingolani, C. 1993.** Sobre la Colisión de Laurentia – Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. *XII Congreso Geológico Argentino Actas 3*: 358-366.
- Dalziel, I. 1997.** Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonic: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America* 109, 16-42.
- Della Costa, G y Albanesi, G. 2016.** Bioestratigrafía de conodontes floianos y dapingianos (Ordovícico Inferior-Medio) de la Formación San Juan en la localidad de Peña Sombría, Precordillera de La Rioja. *XI Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina*.
- Della Costa, G., Albanesi, G. y Ortega, G. 2016.** El establecimiento de los límites cronoestratigráficos del Ordovícico Medio en la Precordillera Argentina. En: Libro de Resúmenes del *IX Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Lima, Perú, p. 43.
- De la Puente S. y Rubinstein, C. 2013.** New palynological data from the Upper Ordovician of the Precordillera Basin, Argentina *Stratigraphy* 10 (4): 229–248.
- Díaz, R. 2001.** Overview of hypoxia around the World: *Journal of Environmental Quality*, V. 30, p. 275-281.
- Ding Liansheng, Min–Juan Chen, Jian–Hua Zhang, Hai–Hong Cao, and Dexian Bao. 1993.** Cambrian to Ordovician conodonts. En: Wang C. (ed.) *Conodonts of Lower Yangtze Valley—An Indexes to biostratigraphy and organic metamorphic maturity*, 155–214.
- Druce, E.C. 1973.** Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. En: Rhodes F. (ed.) *Conodont paleozoology*. Geological Society of America, Special Paper 141: 191-237.
- Dunham, R.J. 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 1: 108-121.
- Dzik, J. 1976.** Remarks on the evolution of Ordovician conodonts. *Acta Palaeontologica Polonica* 21 (4): 395-455.
- Dzik, J. 1978.** Conodont biostratigraphy and paleogeographical relations of the Ordovician Mójca Limestone (Holy Cross Mts, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica* 23: 51–72.
- Dzik, J. 1983.** Relationships between Ordovician Baltic and North American Midcontinent conodont faunas. *Fossils and Strata* 15: 59-86.
- Dzik, J. 1991.** Evolution of oral apparatuses in the conodont chordates. *Acta Palaeontologica Polonica* 36: 265–323.
- Dzik, J. 1994.** Range-based biostratigraphy and evolutionary geochronology. *Palaeopelagos Special Publication* 1: 121-128.

E

- Embry, A. y Klovan, J. 1971.** Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau* 61: 672-686.
- Epstein, A., Epstein, J. y Harris, L. 1977.** Conodont Alteration - An Index to Organic Metamorphism. *United State Geological Survey Professional Paper* 995: 1-27.
- Ethington, R. y Clark, D. 1982.** Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ibex area, western Millard County, Utah. *Brigham Young University, Geological Studies* 28 (2): 1-160.
- Ethington, R. y Repetski, J. 1984.** Paleobiogeographic distribution of Early Ordovician conodonts in central and western United States. En: Clark, D. (ed.). *Conodont Biofacies and Provincialism. Geological Society of America Special Paper* 196: 89-101.

F

- Fåhraeus, L. y Roy, K. 1993.** Conodonts from the Cambro- Ordovician Cooks Brook and Middle Arm Point Formations, Bay of Islands, western Newfoundland. *Geologica et Palaeontologica* 27: 1-53.
- Feltes, N. y Albanesi G. 2013.** The *Periodon* and *Paroistodus* conodont biofacies in the lower member of the Las Aguaditas Formation (Middle Ordovician), Central Precordillera, Argentina. *Conodonts From the Andes-Publicación Especial* 13: 17-23.
- Feltes, N., Albanesi G. y Bergström S. 2016.** Conodont biostratigraphy and global correlation of the middle Darriwilian-lower Sandbian (Ordovician) Las Aguaditas Formation, Precordillera of San Juan, Argentina. *Andean Geology* 43 (1): 60-85.
- Feruglio, E. 1946.** Sistema orográfico de la Argentina- Geografía de la República Argentina. GAEA. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 4: 220-225.
- Ferretti, A., y E. Serpagli 1998.** Late Ordovician conodont faunas from southern Sardinia, Italy: biostratigraphic and paleogeographic implications, *Soc. Pal. Italiana. Boll.* 37(2-3): 215-236.
- Fielding, E. y Jordan, T. 1988.** Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina and comparison with ancient Rocky Mountains deformation. *Geological Society of America Memoir* 171: 143-163.
- Finney, S.C. 2007.** The paraautochthonous Gondwanan origin of the Cuyania (Greater Precordillera) terrane of Argentina. A re-evaluation of evidence used for support an allochthonous Laurentian origin. *Geologica Acta* 5 (2): 127-158.
- Finney, S.C., Gleason, J.D., Gehrels, G.G., Peralta, S.H. y Aceñolaza, G. 2003.** Early Gondwana connection for the Argentina Precordillera Terrane. *Earth and Planetary Sciences Letters* 205: 349-359.
- Finney, S., Peralta, S., Gehrels, G., y Marsaglia, K., 2005.** The Early Paleozoic history of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from Middle Cambrian sandstones. *Geologica Acta* 3 (4): 339-354.
- Flügel, E. 2004.** *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application.* Springer-Verlag, 976 pp.

- Flügel, E. 2010.** Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. 2nd Edition. Springer-Verlag. Berlín-Heidelberg, pp 984.
- Folk, R. 1959.** Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 43:1–38.
- Folk, R. 1962.** Spectral subdivision of limestone type. *American Association Petrology Geology, Memoir* 1: 62-84.
- Folk, R. 1965.** Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In Pray, L. and Murray, R. (eds). Dolomitization and limestone diagenesis a symposium Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, 14-48.
- Fortey, R. y Barnes, C. 1977.** Early Ordovician conodont and trilobite communities of Spitsbergen: Influence on biogeography, *Alcheringa* 1: 297-309.
- Furque, G. 1963:** Descripción geológica de la hoja 17 b Guadacol Provincia de Rioja- San Juan. *Dir. Nac. Geol. Min.* 92:5- 104.
- Furque, G. 1972.** Los movimientos caledónicos en Argentina. *Revista Museo de a Plata* 8 (Geól) 129-136.
- Furque, G. 1979.** Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal, Provincia de San Juan. *Boletín Servicio Geológico Nacional* 164: 1-85.
- Furque, G. y Cuerda, A. 1979.** Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. *II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias* 1: 455-522.
- Furque, G. y Cuerda, A. 1984.** Estilos tectónicos de la Precordillera. *IX Congreso Geológico Argentino* 2: 368-380.

G

- Galindo, C.; Casquet, C., Rapela, C.; Pankhurst, R., Baldo, J. y Saavedra, J. 2004.** Sr, C, O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and Coger Paleozoic carbonate sequences from Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonics implications. *Precambrian Research*, 131: 1041-1056.
- Gao D., Lin C., Yang H., Zuo F., Cai Z., Zhang L., Liu J. y Li H. 2014.** Microfacies and depositional environments of the Late Ordovician Lianglitage Formation at the Tazhong Uplift in the Tarim Basin of Northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences* 83 1–12.
- Geitgey, J.E. y Carr, T.R. 1987.** Temperature as a factor affecting conodont diversity and distribution: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 241-255. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Gianni, R. 1978.** Observaciones geológicas en el sector nororiental de la Precordillera, comprendido por los ríos Guadacol y Gualcamayo, Provincia de San Juan y La Rioja- el aluvión aurífero de la quebrada El Rodado. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito).

Graves, R. y Ellison, S. 1941. Ordovician conodonts of the Marathon Basin, Texas. University of Missouri, School of Mines and Metallurgy, Bulletin 14. pp. 1–26.

H

Hadding, A. R. 1913. Undre dicellograptusskiffern i Skane jamte nagra därmed ekvivalenta bildningar. *Lunds Universitets Arsskrift N. F. Avd. 2*, 9 (15): 1-90.

Harrington, H. y Leanza, F. 1943. Paleontología del Paleozoico inferior de la Argentina: I Faunas del Cámbrico medio de San Juan. *Revista del Museo de La Plata 2*, Sec. Paleontología, 207.

Harrington, H. y Leanza, F. 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. University of Kansas Special Publication. University of Kansas Press, Lawrence 1: 1-276.

Heim, A. 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 7* (1):11-70.

Heredia, S. 1995. Conodontes Cámbricos y Ordovícicos en los bloques alóctonos del conglomerado basal de la Formación Empozada, Ordovícico Medio-Superior, San Isidro, Precordillera de Mendoza, Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias 60* (3-4): 235-247.

Heredia, S. 1996. El Ordovícico del Arroyo Ponón Trehúe, sur de la provincia de Mendoza. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas*, 1:601-605.

Heredia y Mestre 2007. Conodont Provincialism in the Upper Ordovician of the Cuyania Terrane (Argentina) 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America, 189 – 193.

Heredia, S. y Mestre, A. 2011. Middle Darriwilian Conodont Biostratigraphy in the Argentine Precordillera. En: Gutiérrez Marco, J.C. Rábano I. y García Bellido D. (eds.), *Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero 14*: 229–234.

Heredia, S. y Mestre, A. 2013. El conodonte darriwiliano *Lenodus variabilis* (Sergeeva) en la Precordillera Central de San Juan, Argentina. *Serie Correlación Geológica 29* (1): 81-92.

Heredia, S. y Rosales, C. 2006. Biofacies de Conodontes de la Formación Ponón Trehúe y la importancia bioestratigráfica como sección tipo para el límite del Ordovícico Medio-Ordovícico Superior de Cuyania (Argentina) *Serie Correlación Geológica 21*: 7-16.

Heredia, S., Peralta, S. y Beresi, M. 2005. Darriwilian Conodont Biostratigraphy of the Las Chacritas Formation, Central Precordillera (San Juan Province, Argentina). *Geologica Acta: Ordovician revisited. 3* (4): 385-394.

Heredia, S., Beresi, M., Mestre, A. y Rodríguez, M. C. 2009. El Ordovícico en la Sierra de La Higuera (Mendoza): conodontes y microfacies. *Serie Correlación Geológica 24*: 65-76

Heredia S., Beresi M., Mestre A. y Rodríguez C. 2010. El Ordovícico en la Sierra de La Higuera (Mendoza): conodontes y microfacies. *Serie Correlación Geológica 24*: 65-76.

Heredia, S., Beresi, M. y Mestre, A. 2011. La estratigrafía del Ordovícico Medio del río Las Chacritas, Precordillera Central de San Juan. *Serie Correlación Geológica 27*: 18–26.

Heredia, S. Carlorosi, J., Mestre, A. y Soria, T. 2013. Stratigraphical distribution of the Ordovician conodont *Erraticodon Dzik* in Argentina. *Journal of South American Earth Sciences 45*: 224-234.

- Herrera, Z. y Benedetto, J. 1991.** Early Ordovician brachiopod faunas from the Precordillera basin, Western Argentina: biostratigraphy and paleobiogeographical affinities. En: MacKinnon, D., Lee, D. y Campbell, J. (eds), *Brachiopods* 283-301.
- Hinde, G. 1879.** On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Genesee-Shale division of the Devonian, in Canada and the United States. *Geological Society of London, Quarterly Journal* 35: 351-369.
- Høeg O. 1932.** Ordovician algae from the Trondheim area. In: Kiær J (ed) The Hovin Group in the Trondheim area, II, Paleontological part. Skr utgift Nor Vidensk Akad Oslo Matem-Naturv Kl, 1927, 63-96.
- Honjo, S. 1969.** Study of fine grained carbonate matrix: sedimentation and diagenesis of 'micrite' *Paleontological Society of Japan Special Paper* 14: 67-82.
- Huckriede, R. 1958.** Die Conodonten der Mediterranean Trias und ihr stratigraphischer Wert. *Paläontologische Zeitschrift* 32, 3, 141-175.
- Huddle, J. 1972.** Historical introduction to the problem of conodont taxonomy. *Geologica et Palaeontologica*, (SB) 1, 3-16.
- Huff, W.D., Bergström, S.M., Kolata, D.R., Cingolani, C., Krekeler, M.P. y Prokopenko, M. 2003.** Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera and their evolution to Laurentian volcanism. En: Albanesi, G., Beresi, M. y Peralta, S. (eds.). *Ordovician from the Andes. Serie Correlación Geológica* 17: 197-202.
- Hünicken, M. 1971.** Sobre el hallazgo de conodontes en las calizas de la Formación San Juan (Ordovícico Llanvirniano), Quebrada de Potrerillos, Sierra de Yanso, Dpto. Jáchal (Provincia de San Juan) *Ameghiniana* 8 (1): 37-51.
- Hünicken, M. 1982.** La Zona de *Oepikodus evae* (Conodonte, Arenigiano inferior) en la Formación San Juan, Quebrada de Talacasto. Departamento Ullúm, San Juan, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología*. Buenos Aires. Actas 1: 797-802.
- Hünicken, M. 1989.** Some paleogeographic aspects of South American conodonts and related forms. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 117: 29-49.
- Hünicken, M. y Ortega, G. 1987.** Lower Llanvirn-Lower Caradoc (Ordovician) conodonts and graptolites from the Argentine Central Precordillera. En: Austin R. (ed). *Conodontes: Investigative Techniques and Applications*. Ellis Horwood Limited, Chichester 7: 136-145.
- Hünicken, M. y Pensa, M. 1981.** Secuencia carbonática estromatolítica cambro-ordovícica (Fm. Los Sapitos) en la Qda. del río Guandacol, La Rioja, Precordillera Argentina. IGCP Project 44, Lower Paleozoic of S. America.
- Hünicken, M. y Sarmiento, G. 1980.** The Baltoscandian conodont *Prioniodus elegans* Pander (Lower Arenigian) from the San Juan Formation of the Precordillera, Guandacil River, La Rioja, República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 53 (3-4): 293-306.
- Hünicken, M. y Sarmiento, G. 1982.** La Zona Baltoescandinava de *Oepikodus evae* (Conodonte, Arenigiano inferior) en el perfil del río Guandacol, La Rioja, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología* Buenos Aires. Actas 1: 791-796.

Hünicken, M. y Sarmiento, G. 1985. *Oepikodus evae* (Lower Arenigian conodont) from Guandacol, La Rioja Province, Argentina.

Hünicken, M. y Sarmiento, G. 1987. Conodontes de la Zona de *Oepikodus evae* de la Formación San Juan en la quebrada del río Guandacol, La Rioja, Argentina, *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Santa Cruz de la Sierra, Memorias, II, 621-633.

J

Ji, Z. y Barnes, C. 1994. Lower Ordovician conodonts of the St. George Group, Port au Port Peninsula, western Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 11: 1-149.

Johnston, D. y Barnes, C. 1999. Early and Middle Ordovician (Arenig) conodonts from St. Pauls Inlet and Martin Point, Cow Head Group, western Newfoundland, Canada. 1. Biostratigraphy and paleoecology. *Geologica et Palaeontologica* 33: 21-70.

Johnston, D. y Barnes, C. 2000. Early and Middle Ordovician (Arenig) conodonts from St. Pauls Inlet and Martin Point, Cow Head Group, western Newfoundland, Canada. 2. Systematic paleontology. *Geologica et Palaeontologica* 34: 11-87.

K

Kauffman, E. 1973. Cretaceous Bivalvia. En: Hallam, A. (ed.). Atlas of paleobiogeography. Elsevier Publishing Company. Amsterdam: 353-383.

Kay, S., Orrell, S. y Abbruzzi, J. 1996. Circón and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and Laurentian origin for the basement of the Precordillera terrane in Argentina. *The Journal of Geology* 104: 637-648.

Keidel, J. 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significado para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín* 25: 239-368.

Keller, M., 1999. Argentine Precordillera: Sedimentary and Plate Tectonic History of a Laurentian Crustal Fragment in South America. Geological Society of America Special Paper, 341: 1-131.

Keller, M. y Bordonaro O. 1993. Arrecifes de estromatopóridos en el Ordovícico Inferior del oeste Argentino y sus implicaciones paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 165-169.

Keller, M., Bordonaro, O. y Cañas, F. 1993. Some plate tectonic aspects of Early Ordovician reefs, Western Argentine Precordillera. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de exploración de Hidrocarburos*, Actas 1: 235-240.

Kobayashi, T. 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of the Faculty of Sciences* 2 (5): 269-522.

Kovacs, S y Arkai, P. 1987. Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary and its relationship to carbonate texture, illite, crystallinity and vitrinite reflectance. En: Austin, R. (ed.) *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*. Ellis Horwood Limited, Chichester, 209-230.

- Kröger, B. 2004.** Large shell injuries in Middle Ordovician Orthocerida (Nautiloidea, Cephalopoda). *GFF* 126, 311–316.
- Kröger, B., Beresi, M., y Landing, E., 2007.** Early orthoceratoid cephalopods from the Argentine Precordillera (Lower–Middle Ordovician). *Journal of Paleontology* 81 (6): 1266–1283.

L

- Landing, E. 1976.** Early Ordovician (Arenigian) conodont and graptolite biostratigraphy of the Taconic allochthon, eastern New York. *Journal of Paleontology* 50: 614–646.
- Leanza, A. 1947.** El Cámbrico medio de Mendoza. *Revista del Museo de La Plata* 2, Sec. *Paleontología*, 223.
- Lehnert, O. 1993.** Bioestratigrafía de los conodontes arenigianos de la Formación San Juan en la localidad de Niquivil (Precordillera sanjuanina, Argentina) y su correlación intercontinental. *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 153–164.
- Lehnert, O. 1994.** A *Cordylodus proavus* fauna from West-Central Argentina (Los Sombreros F., Sierra del Tontal, San Juan Province) *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, H. 1 / 2 245-261.
- Lehnert, O. 1995.** Geodynamic processes in the Ordovician of the Argentine Precordillera: New biostratigraphic constraints. In: Cooper, J., Droser, M. y Finney, S. (Eds.), *Ordovician Odyssey*, 7th International Symposium on the Ordovician System. The Pacific section Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, Book 77: 75–79.
- Lehnert, O., Keller, M y Bordonaro, O. 1996.** Early Ordovician conodonts from the southern Cuyania Terrane (Mendoza Provincie, Argentina). Sixth European Conodont Symposium, Ecos VI, Warszawa, Abstracts:33.
- Lemos, V. 1981.** Conodontes ordovicianos da Formação San Juan, Precordillera, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan, República Argentina (Bioestratigrafía). *Anais II Congreso Latinoamericano de Paleontología, Porto Alegre* 1: 31-43.
- Leveratto, M. 1968.** Geología de la zona al oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2):129-157.
- Li, Z., Stouge, S., Chen, X., Wang, C., Wang, X. y Zeng, Q. 2010.** Precisely compartmentalized and correlated Lower Ordovician *Oepikodus evae* Zone of the Floian in the Huanghuachang Section, Yichang, Hubei Province. *Acta Palaeontologica Sinica* 49: 108– 24.
- Lindström, M. 1955.** Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 76: 517–604.
- Lindström, M. 1964.** *Conodonts*. Elsevier, Amsterdam, London y New York, 196 pp.
- Lindström, M. 1970.** A suprageneric taxonomy of the conodonts. *Lethaia* 3: 427–445.
- Lindström, M. 1971.** Lower Ordovician conodonts of Europe. In *Symposium on conodont biostratigraphy*, ed. W.C. Sweet y S.M. Bergström. *Geological Society of America, Memoir* 127: 21–61.

- Lindström, M. 1974.** The conodont apparatuses as a food gathering mechanism. *Paleontology*. 17: 729-744.
- Lindström, M. 1976.** Conodont Paleogeography of the Ordovician. In: Bassett, M. (ed.) The Ordovician System. Palaeontological Association Symposium Proceedings, Birmingham, University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff: 501-522.
- Lindström, M. 1977.** *Paltodus*, *P. deltifer*, *P. subaequalis*. En: Ziegler, W. (ed.), *Catalogue of conodonts* 1, 415-423: 427-428.
- Lindstrom, M. y Ziegler, W. 1972.** Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. Die Überfamilie Panderodontacea. *Geologica et Palaeontologica* 5: 9-33.
- Loske, W. 1993.** La Precordillera del Oeste Argentino: Una cuenca de Back Arc en el Paleozoico. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, Actas I: 5 – 13.
- Löfgren, A. 1978.** Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. *Fossils and Strata* 13: 1-129.
- Löfgren, A. 1985.** Early Ordovician conodont biozonation at Finngrundet, south Botnian Bay, Sweden. (Geology of the southern Bothnian Sea. Part III.). Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala. New Series, 10: 115-128.
- Lofgren, A. 1993.** Conodonts from the Lower Ordovician at Hunneberg, south-central Sweden: Geological Magazine, vol. 120, pp. 215-232.
- Löfgren, A. 1994.** Arenig (Lower Ordovician) conodonts and biozonation in the eastern Siljan District, central Sweden. *Journal of Paleontology* 68: 1350-1368.
- Löfgren, A. 1996.** Lower Ordovician conodontes, reworking, and biostratigraphy of the Orreholmen quarry, Västergötland, south-central Sweden, *GFF* 118 (3): 169-183.
- Löfgren, A. 2000.** Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Gillberga quarry, northern Öland, Sweden. *GFF* 122: 321-338.
- Löfgren, A. 2003.** Conodont faunas with *Lenodus variabilis* in the upper Arenigian to lower Llanvirnian of Sweden. *Acta Palaeontologica Polonica* 48 (3): 417-436.
- Löfgren, A. 2004.** The conodont fauna in the Middle Ordovician *Eoplacognathus pseudoplanus* Zone of Baltoscandia. Geological Magazine 141: 505-524.
- Löfgren, A. y Zhang, J. 2003.** Element association and morphology in some Middle Ordovician platform-equipped conodonts. *Journal of Paleontology* 77 (4): 721-737.
- Löfgren, A. y Tolmacheva, T. 2008.** Morphology, evolution and stratigraphic distribution in the Middle Ordovician conodont genus *Microzarkodina*. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 99: 27-48.
- Loydel, D. 2012.** Graptolite biozone correlation charts. *Geological Magazine* 149 (1): 124-132.

M

- Maletz, J., 2009.** Holmograptus spinosus and the middle Ordovician (Darriwilian) graptolite biostratigraphy at Les Mechins (Quebec, Canada). *Can. J. Earth Sci.* 46, 739-755.
- Maletz J, Mitchell C., Melchin M. y Dunlavey T. 2003.** Revision of the Castlemainian isograptid (graptolite) biostratigraphy in western Newfoundland. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 18: 55-60.
- Mango, M. y Albanesi, G. 2014.** Bioestratigrafía de conodontes de la Formación San Juan (Ordovícico Inferior-Medio) en el Cerro Viejo de Huaco, Precordillera, Argentina. *XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.*
- Máspero Castro, B., Ortega, G. y Albanesi, G. 2003.** Middle Ordovician graptolite faunas of the Gualcamayo Formation (Middle Member) in the Corridita creek Section, northern Precordillera Argentina. *VII Internacional Graptolite Conference and Field Meeting Subcommission on Silurian Stratigraphy. Proceedings. Serie Correlación Geológica* 18: 61-66.
- Mellgren J. y Eriksson M. 2010.** Untangling a Darriwilian (Middle Ordovician) palaeoecological event in Baltoscandia: conodont faunal changes across the ‘Täljsten’ interval. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100(04): 353-370
- Merrill, G., Bitter, P. y Grayson, R. 1990.** The generic concept in conodont paleontology Growth. Changes and Developments in the last two decades. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 118: 397-408.
- Mestre, A. 2008** Revisión bioestratigráfica del techo de Formación San Juan (Ordovícico Inferior), en la sección del Monumento a Buenaventura Luna, Precordillera Central, San Juan. *Acta Geológica Lilloana* 20 (2): 3–12.
- Mestre, A. 2010.** Estratigrafía y bioestratigrafía de conodontes de la “transición cuspidal” de la Formación San Juan al sur del paralelo S 30°, Precordillera de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. 330 págs.
- Mestre, A. 2011.** Brechas intraclásticas (tsunamitas?) en el tope de la Formación San Juan (Darriwiliano), Precordillera de San Juan, Argentina. *Microfacies y Conodontes. Serie Correlación Geológica* 27: 28-35.
- Mestre, A. 2012.** Bioestratigrafía de conodontes del techo de la Formación San Juan y el miembro inferior de la Formación Los Azules, Cerro La Chilca, Precordillera Central. *Ameghiniana* 49 (2): 185-197
- Mestre, A. 2013.** Middle Darriwilian conodont biostratigraphy of the Villicum Range, Eastern Precordillera, Argentina. *Publicacion Especial-Asociacion Paleontologica Argentina* 13: 69-72.
- Mestre, A. 2014.** Bioestratigrafía de conodontes del Darriwiliense medio (Ordovícico) en el borde oriental de la Sierra de Villicum (Precordillera Oriental, Argentina). *Boletín Geológico y Minero* 125 (1): 65-76.
- Mestre, A. y Heredia, S., 2009.** La Subzona de *Periodon gladysi* (Conodonta) en el Ordovícico Medio de Precordillera: su evaluación. *Serie Correlación Geológica* 25: 123-128.
- Mestre, A. y Heredia, S., 2012.** The Darriwilian species of the genus *Histiodela* (Conodonta) in the Argentina Precordillera. *Alcheringa* 36: 141-150.

- Mestre, A. y Heredia, S., 2013a.** Biostratigraphic significance of Darriwilian conodonts from Sierra de La Trampa (Central Precordillera, San Juan, Argentina). *Geosciences Journal* 17 (1): 43 – 53.
- Mestre, A. y Heredia, S. 2013b.** La Zona de *Yangtzeplacognathus crassus* (conodonta), Darriwiliano de la Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 50 (4): 407-417.
- Mestre, A. y Heredia, S. 2017.** New taxonomical insights on the conodont genus *Lenodus* (Lower Darriwilian) from the Precordillera, San Juan, Argentina Fourth International Conodont Symposium. ICOS IV Progress on conodont investigation. p. 49 - 54
- Milana, J.P., 1992.** Estratigrafía secuencial, cortejos sedimentarios y su relación con la evolución geotectónica de la cuenca paleozoica inferior de la Precordillera. *IV Reunión Argentina Sedimentología*, La Plata, actas, 2: 199-206.
- Miller, J. 1984.** Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism. In: Clark, D. (ed.). Conodont Biofacies and Provincialism. *Geological Society of America Special Paper* 196: 43-68.
- Mitchell, C., Brussa, E., Toro, B. y Astini, R. 1998.** Late graptolites from Empozada Formation, Argentine Precordillera, an outer shelf, cool water, peri-Gondwan assemblage?. *Temas Geológicos-Mineros ITGE* 23:224 – 226.
- Moore, R. 1962.** Treatise on Invertebrate Paleontology Part W. Miscellanea. Geological Society of America and University Kansas Press, Lawrence W1-W259.
- Morfil, A. 2017.** Estudio y análisis de los arrecifes y montículos carbonáticos de los tramos medios de la Formación San Juan, Sección de Niquivil, Precordillera Central, Provincia de San Juan. Tesis final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan. 70 pp (inédita).
- Munnecke A., Servais T. y Vachard D. 2001.** *Halysis* HOEG, 1932 - a problematic Cyanophyceae: new evidence from the Silurian of Gotland (Sweden) *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.* (1) 21-42.

N

- Nestell, G. Mestre, A. y Heredia, S. 2009.** First Ordovician Foraminifera from South America: a Darriwilian (Middle Ordovician) fauna from the San Juan Formation, Argentina. *Micropaleontology* 55: 329–344.
- Nestell, G., Heredia S., Mestre, A., Beresi M. y González, M. 2011.** The oldest Ordovician foraminifers (*Oepikodus evae* conodont Zone, Floian) from South America. *Geobios* 44: 601-608.
- Nicoll, R., Laurie, J. y Roche, M. 1993.** Revised stratigraphy of the Ordovician (Late Tremadoc-Arenig) Prices Creek Group and Devonian Poulton Formation. Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia. *Journal of Australian Geology and Geophysics* 14: 65- 76.
- Nicoll, R. y Ethington, R. 2004.** *Lissoepikodus nudus* gen. et sp. nov. and *Oepikodus cleftus* sp. nov., new septimembrate conodont taxa from the Early Ordovician of Australia and Nevada. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 245: 427–461.

- Nielsen, A. 2011.** A re-calibrated revised sea-level curve for the Ordovician of Baltoscandia. *Ordovician of the World* En: Gutiérrez-Marco J. C., Rábano I. y García-Bellido D. (eds): *Instituto Geológico y Minero de España*, 399-402.
- Nowlan, G. y Barnes, C. 1987.** Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from conodont colour alteration index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hotspot tracks and mineral and hydrocarbon exploration, *Geological Survey of Canada Bulletin* 367: 1-47.

O

- Orchard, M. y Forster, P.J. 1991.** Conodont colour and thermal maturity of the Late Triassic Kunga Oroup, Queen Charlotte Is-lands, British Columbia. *Geol. Surv. Can. Paper*, 90-10: 453-464.
- Ortega, G. 1986.** Graptofaunas y conodontes asociados de la Formación Gualcamayo en el sector norte de la Precordillera de La Rioja y San Juan. Informe Final Beca de perfeccionamiento, CONICET, 54pp. (inédito).
- Ortega, G. 1987.** Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 1-210 (inédita).
- Ortega, G. 1995.** Graptolite zones of the Los Azules Formation (Middle Ordovician) from Precordillera, western Argentina. 5 th International Palaeontological Association. *Graptolite News* Long Beach, California 8: 57-59.
- Ortega, G. y Cuerda, A. 1987.** El género *Isograptus* Moberg en la Formación Gualcamayo de la Precordillera. *Ameghiniana*, 159.
- Ortega, G. y Brussa, E. 1990.** La subzona de *Climacograptus bicornis* (Caradociano temprano) en la Formación Las Plantas en su localidad tipo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 27 (3-4): 281-288.
- Ortega, G. y Albanesi, G., 1999.** Graptolite biostratigraphy of the Gualcamayo Formation (Middle Ordovician) at Los Sapitos Creek section, Argentine Precordillera. En: Kraft, P. y Fatka, O. (eds.). Quo vadis Ordovician? *Actas Universtitatis Carolinae Geologica* 43: 49-52.
- Ortega, G. y Rickards, B. 2003.** A Darriwilian (Middle Ordovician) graptolite fauna of the Lower Member of the Los Azules Formation, Cerro Viejo, San Juan Precordillera, Argentina. *VII Internacional Graptolite Conference and Field Meeting Subcommission on Silurian Stratigraphy*. Proceedings. *Serie Correlación Geológica* 18: 87-92.
- Ortega, G., Cañas, F. y Hünicken, M.A. 1983.** Sobre la presencia de *Isograptus victoriae* Harris en la Formación Gualcamayo, Guandacol, La Rioja, Argentina. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, IX (1-4) 215-222.
- Ortega, G., Cañas, F. y Hünicken, M.A. 1985.** The occurrence of *Isograptus victoriae* Harris in the Gualcamayo Formation, Guandacol, La Rioja Province, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 56 (3-4): 127-133.

- Ortega, G., Brussa, E. y Astini, R. 1991.** Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica. Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 28 (1-2): 163-178.
- Ortega, G., Toro, B., y Brussa, E., 1993.** Las zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano) en el norte de la Precordillera (Provincias de La Rioja y San Juan), Argentina. *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 207-219.
- Ortega, G., Albanesi, G. y Hünicken, M. 1995.** Bioestratigrafía en base a conodontes y graptolitos de las Formaciones San Juan (techo) y Gualcamayo (Arenigiano-Llanvirniano) en el cerro Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 60 (3-4): 317-364.
- Ortega, G., Albanesi, G. y Frigerio, S. 2007.** Graptoliteconodont biostratigraphy and biofacies of the Middle Ordovician Cerro Viejo succession, San Juan, Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245: 245-264.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981.** La Provincia Geológica Precordillera Oriental. *VIII Congreso Geológico Argentino* 3: 59-74.
- Ottone, E., Albanesi, G., Ortega, G. y Holfeltz, G. 1999.** Palynomorphs, conodonts and associated graptolites from the Ordovician los Azules Formation, central Precordillera, Argentina. *Micropaleontology* 45 (3): 225-250.
- Ottone, E., Holfeltz, G., Albanesi, G. y Ortega, G. 2001.** Chitinozoans from the Ordovician Los Azules Formation, Central Precordillera, Argentina. *Micropaleontology* 47: 97-110.

P

- Pander, C. 1856.** *Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements*. St. Petersburg: Akademie der Wissenschaften.
- Peralta, S. y Finney, S. 2003.** The Upper Ordovician Graptolite Faunas of the Cuyania Terrane: Their Biostratigraphic and Paleogeographic Significance in the Western Margin of Gondwana. In: Aspects of the Ordovician System in Argentina.
- Pietzner, H., Vahl, J., Werner, H. y Ziegler, W. 1968.** Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. *Palaeontographica* 128: 115-152.
- Pohler, S. 1994.** Conodont biofacies of Lower to lower Middle Ordovician megaconglomerates, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 459: 1-71.
- Pohler, S. y Orchard, M. 1990.** Ordovician conodont biostratigraphy, western Canadian Cordillera, *Geological Survey of Canada Paper* 15: 1-37.
- Pohler, S., Barnes, C. y James, N. 1987.** Reconstructing a lost faunal realm: conodonts from megaconglomerates of the Ordovician Cow Head Group, western Newfoundland. En: Austin, R. (ed.). *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*. Ellis Horwood Limited. Chichester: 341-362.
- Poulsen, V. 1960.** Fossils from the late Middle Cambrian zone of Mendoza, Argentina. *Math. Fys. Medd. Don. Vid. Selks*, 31 (8).
- Purnell, M., Donoghue P. y Aldridge, R. 2000.** Orientation and anatomical notation in conodonts. *Journal of Paleontology* 74 (1): 113-122.

- Pyle, L. y Barnes, C. 2002.** Taxonomy, evolution and biostratigraphy of conodonts from the Kechika Formation, Skoki Formation and Road River Group (Upper Cambrian to Lower Silurian), northeastern British Columbia. Natl. Res. Counc. Can. Monogr. Ser.44461, 227 pp.
- Pyle, L., Barnes C. y Ji, Z. 2003.** Conodont fauna of the Outram, Skoki and Owen Creek formations (Lower to Middle Ordovician), Wilcox Pass, Alberta, Canada. *Journal of Paleontology* 77: 958-976.

R

- Ramacciotti, C., Baldo, E. y Casquet, C. 2015.** U–Pb SHRIMP detrital zircon ages from the Neoproterozoic Difunta Correa Metasedimentary Sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina): Provenance and paleogeographic implications *Precambrian Research*, 270: 39-49.
- Ramos, V.A. 1988a.** The birth of Southern South America. *American Scientist*, 77 (5): 444-450.
- Ramos, V.A. 1988b.** Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic a collisional history of southern South America. *Episodes* 11 (3): 168-174.
- Ramos, V. 1995.** Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia hoy* 6 (32):24-29.
- Rao, R. 1988.** Los conodontes ordovícicos de la Formación San Juan (Arenigiano) en el cerro Bola, sierra Chica de Zonda, Provincia de San Juan, República Argentina. *IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*. Mendoza. Actas 3: 209-212.
- Rapela, C, Pankhurst, R., Casquet,C., Baldo,E., Saavedra,J. y Galindo,C. 1998.** Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26 (8): 707-710.
- Rapela, C., Pankhurst, Casquet, C., Fanning, C., Galindo,C. y Baldo, E. 2005.** Datación U-Pb SRIMP de circones detríticos en paraanfobolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta* 38: 227-230.
- Rasmussen, J. 1991.** Conodont stratigraphy of the Lower Ordovician Huk Formation at Slemmestad, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 71: 265–88.
- Rasmussen, J. 2001.** Conodont biostratigraphy and taxonomy of the Ordovician shelf margin deposits in the Scandinavian Caledonides. *Fossils and Strata* 48: 1–179.
- Rasmussen, J. y Stouge, S. 1995.** Late Arenig-early Llanvirn conodont biofacies across the Iapetus Ocean. En: Cooper, J., Droser, M. y Finney, S. (eds.) *Ordovician Odyssey*. Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System Society for Sedimentary Geology, Pacific Section, Book 77: 443- 447.
- Raven, J. y Pluijm, B. 1986.** Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index *Geological Magazine* 123:673-681.
- Rejebian, V. Harris, A. y Huebner, J. 1987.** Conodont color and textural variation: an index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Bulletin of the Geological Society of America* 99: 471–479.
- Ross, R., Hintze, L., Ethington, R., Miller, J., Taylor, M. y Repetski, J. 1997.** The Ibxian. Lowermost Series in the North American Ordovician (with a section on Echinoderm Biostratigraphy

by James Sprinkle and Thomas E. Guensburg). US. Geological Survey, Professional Paper 1579. pp. 1-50

S

- Saint Clair, D.W. 1935.** The use of acetic acid to obtain insoluble residues. *Journal of Sedimentary Petrology* 5: 146-149.
- Salas, M.J., 2002a.** Ostrácodos binodícopas del Ordovícico de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 39:41-58.
- Salas, M.J., 2002b.** Ostrácodos podocopas del Ordovícico de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 39:129-149.
- Sarmiento, G. 1985.** La Biozona de *Amorphognathus variabilis-Eoplacognathus suecicus* (Conodonta). Llanvirniano Inferior, en el flanco oriental de la Sierra de Villicum. *Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. San Juan.* Actas 119-123.
- Sarmiento, G. 1987.** Bioestratigrafía y conodontes de la Formación San Juan. Ordovícico aflorante en el flanco oriental de la sierra de Villicum, Provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 1-336 (inérita).
- Sarmiento, G. 1990.** Conodontos ordovícicos de Argentina. *Treballs del Museu de Geologia*, Barcelona 1: 135-161.
- Sarmiento, G. 1991.** Conodontos de la Zona de suecicus (Llanvirniano inferior) en la sierra de Villicum. Precordillera de San Juan, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 23 (3): 113-132.
- Sarmiento, G. y García López, S. 1993.** Síntesis sobre las faunas de conodontes del Paleozoico Inferior de Ibero-América y de la Península Ibérica (1958-1992). *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 191-205.
- Sarmiento, G.N. y García-López, S. 1996.** El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: Limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 9 (1-2): 112-123.
- Savage, N., Lindorfer, M. y McMillen, D. 1990.** Amino acids from Ordovician conodonts. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 118: 267-275.
- Schallreuter, R. 1996.** Ordovizische Ostracoden Argentinien II. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg 79: 139-169.
- Seddon, G. y Sweet, W. 1971.** An ecologic model for conodonts. *Journal of Paleontology* 45 (5): 869-880.
- Sergeeva, S. 1963.** Conodonts from the Lower Ordovician of the Leningrad region. *Paleontologicheskii Zhurnal, Akademiya Nauk SSSR* 2: 93-108.
- Serpagli E., 1974.** Lower Ordovician conodonts from Precordillera Argentina. Estratto dal *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 13 (1-2).

- Serra, F., Albanesi, G. y Bergström, S. 2013.** Middle Darriwilian conodont biostratigraphy of the Las Chacritas Formation, central Precodrillera of San Juan, Argentina. In: Albanesi, G.L., Ortega, G. (Eds.), *Conodonts from the Andes, 3_ International Conodont Symposium*, Asoc. Paleontol. Argent., Special Publ., 13, pp. 109-115.
- Serra, F., Albanesi, G., Ortega, G. y Bergström, S. 2015.** Biostratigraphy and palaeoecology of Middle-Late Ordovician conodont and graptolite faunas of the Las Chacritas River section, Precordillera of San Juan, Argentina. *Geological Magazine*, First View: 1-17.
- Serra, F., Feltes, N., Henderson, M. y Albanesi, G. 2016.** Darriwilian (Middle Ordovician) conodont biofacies from the Central Precordillera of Argentina Marine. *Micropaleontology* 130: 15–28
- Smith, M. 1991.** Early Ordovician conodonts of East and North Greenland Meddelelser om Grønland, *Geoscience* 26: 1-81.
- Soria, T., Heredia, S., Mestre, A. y Rodríguez, C. 2013.** Conodontes floianos de la Formación San Juan en la quebrada de Talacasto, Precordillera de San Juan. *Serie de Correlación Geológica* 29 (1): 93-106.
- Soria, T., Beresi, M., Mestre, A. Heredia, S., y Rodríguez, C. 2017.** En prensa Microfacies carbonáticas de la Formación San Juan, Ordovícico (zonas de conodontos *Oepikodus evae* y *Oepikodus intermedius*), Niquivil, Precordillera Central, Provincia de San Juan (Argentina)
- Stait, K., y Druce, E. 1993.** Conodonts from the Lower Ordovician Coolibah Formation, Georgina Basin, central Australia. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics* 13: 293–322.
- Stappenbeck, R. 1910.** La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación. *Sección Geología, Mineralogía y Minería* 4 (3): 1-187.
- Stelzner, A. 1873.** Comunicaciones al professor H. B. Geinitz. Neves Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, Jahrgorng. Traducido por R. kittl. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 45:115-150.
- Stelzner, A. 1876.** Geologie del Argentinischen Republik. En: Napp, R, Die argentinischen Republik, 71.
- Stone, J., 1987.** Review of investigative techniques used in the study of conodonts. En: Austin, R., (ed.). *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*, Ellis Horwood Limited, Chichester: 17-34.
- Stouge, S., 1984.** Conodonts of the Middle Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland. *Fossils and Strata* 16: 1–145.
- Stouge, S., 2012.** Middle Ordovician (late Dapingian–Darriwilian) conodonts from the Cow Head Group and Lower Head Formation, western Newfoundland, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 49: 59–90.
- Stouge, S. y Bagnoli, G. 1988.** Early Ordovician conodonts from Cow Head Peninsula, western Newfoundland. *Palaeontographica Italica* 75: 89–179.
- Stouge, S. y Bagnoli, G. 1990.** Lower Ordovician (Volkhovian- Kundan) conodonts from Hagudden, northern Öland, Sweden. *Palaeontographia Italica* 77: 1–54.
- Stouge, S. y Bagnoli, G. 1998.** The suprageneric classification of some Ordovician prioniodontic conodonts. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana* 37 (2-3): 145-158.

- Stouge, S., Du, P. y Zhao, Z. 2011.** Middle Ordovician (Darriwilian) global conodont zonation based on the Dawangou and Saergan formations of the western Tarim region, Xinjiang Province, China. En: Gutierrez-Marco, R., García-Bellido, G. (eds.). *Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológica y Minero de España*, 14: 581–586.
- Suess, E. 1909.** *Das Antlitz der Erde* (versión francesa). Tomo III, 1-335.
- Sweet, W. 1981.** Morphology and composition of elements Macromorphology of elements and apparatuses. En: Robinson R. (ed.). *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W. Miscellanea, Supplement 2. Conodonta*. The Geological Society of America & the University of Kansas, Boulder and Lawrence, W5-W20.
- Sweet, W.C. 1988.** *The Conodonta: Morphology, taxonomy, paleoecology and evolutionary history of a long-extinct animal phylum*. Clarendon Press, Oxford, New.
- Sweet, W. y Bergström, S. 1972.** Multielement taxonomy and Ordovician conodonts. *Geologica et Palaeontologica* SB1:29–42.
- Sweet, W. y Bergström, S. 1984.** Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. En: Clark, D. (ed.). *Conodont biofacies and provincialism. Geological Society of America Special Paper*, 196: 69-87.
- Sweet, W., Turco, A., Warner, E. y Wilkie, L. 1959.** The American Upper Ordovician Standard Eden Conodonts from the Cincinnati region of Ohio and Kentucky, *Journal of Paleontology* 33: 1029-1068.

T

- Tello, G. 1987.** Geología del sector oriental del cerro Blanco; Lavallo, provincia de La Rioja. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito).
- Thomas, W. y Astini, R. 1999.** Simple-shear conjugate rift margins of the Argentine Precordillera and the Ouachita embayment of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin* 111: 1069–1079.
- Thomas, W. y Astini, R. 2003,** Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review: *Journal of South American Earth Sciences* 16: 67–79.
- Tipnis, R., Chatterton, B. y Ludvigsen, R. 1978.** Ordovician conodont Biostratigraphy of the Southern District of Mackenzie, Canada. En: Stelck, C y Chatterton, B. (eds.). *Western and Arctic Canadian Biostratigraphy Geological Association of Canada Special Paper* 18: 39-91.
- Tucker, M. y Wright, V. 1990.** *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 pp.

U

- Ulrich, E. y Bassler, R. 1926.** A classification of the toothlike fossils conodontes with descriptions of American Devonian and Mississippian species. *U.S. National Museum Proceedings* 68 (12): 1-63.
- Uyeno, T. y Barnes, C. 1970.** Conodonts from the Levis Formation (Zone D1) (Middle Ordovician). Lévis Quebec. *Geological Survey of Canada Bulletin* 187: 99-123.

V

- Van Wagoner, J., Mitchum, R., Campion, K. y Rahmanian, V. 1990.** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series, 7; Tulsa/Oklahoma.
- van Wamel, W. 1974.** Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of north-western Öland, south-eastern Sweden. *Utrecht Micropalaeontological Bulletins* 10: 1–125.
- Viira, V. 1974.** Konodonty Ordovika Pribaltiki [Ordovician conodonts of the East Baltic]. Eesti NSV Teaduste Akadeemia, *Geologia Instituudi* 1-142.
- Viira, V. 2011.** Lower and Middle Ordovician conodontes from the subsurface of SE Estonia and adjacent Russia. *Estonian Journal of Earth Sciences* 60: 1-21.
- Villega, E. 1982.** Geología del cerro La Cal (Mendoza). Trabajo de licenciatura, Universidad Nacional de Rio Cuarto (inédito).
- Voldman, G., Albanesi, G. 2005.** Paleotermometría del Sistema Ordovícico de la Precordillera argentina sobre la base del índice de alteración del color de conodontes. *XVI Congreso Geológico Argentino* 1: 3-8.
- Voldman, G., Albanesi, G. y Do Campo, M. 2008.** Conodont palaeothermometry of contact metamorphism in Middle Ordovician rocks from the Precordillera of western Argentina. *Geological Magazine* 145 (3): 1-14.
- Voldman, G., Albanesi, G. y Ramos, V. 2009.** Ordovician metamorphic event in the carbonate platform of the Argentine Precordillera: implications for the geotectonic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Geology* 37: 311-314.
- Voldman, G., Albanesi, G. y Ramos, V. 2010.** Conodont geothermometry of the lower Paleozoic from the Precordillera (Cuyania terrane), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 278 – 288.

W

- Walliser, O. 1964.** Conodonten des Silurs. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes Bodenforschung* 41: 1-106.
- Wang, C. 1993.** Conodonts of Lower Yangtze Valley – An Indexes to Biostratigraphy and Organic Metamorphic Maturity 326 pp. Science Press, Beijing.
- Wang, Z. y Bergström, S. 1995.** Castlemainian (Late Yushmanian) to Darriwilian (Zhejiangian) conodont faunas. En: Chen, X y Bergström, S. (eds.). The base of the Austrodentatus Zone as a level for global subdivision of the Ordovician System, Palaeoworld. Nanjing University Press, 5, 86-91.
- Wang, Z. y Bergström, S. 1999.** Conodonts across the base of the Darriwilian Stage in South China. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 16 (4): 325–350.
- Wang X., Chen X., Li Z. y Wang C. 2003.** The Huanghuachang section, potential as global stratotype for the base of Middle Ordovician Series.

- Wang, X., Stouge, S., Erdtmann, B., Chen, X., Li, Z., Wang, C., Zeng, Q., Zhou, Z. y Cheng, H. 2005.** A proposed GSSP for the base of the Middle Ordovician Series: the Huanghuachang section, Yichang, China. *Episodes* 28: 105–117.
- Wang, X., Stouge, S., Chen, X., Li, Z., Wang, C., Finney, S., Zeng, Q., Chen, H. y Erdtmann, E. 2009.** The global stratotype section and point for the base of the Middle Ordovician series and the third stage (Dapingian). *Episodes* 32: 96–113.
- Webers, G. 1966.** The Middle and Upper Ordovician conodont faunas of Minnesota. *Minnesota Geological Survey Special Publication Series* 4: 1-123.
- Wilson, J.B. 1979.** Biogenic carbonate sediments on the Scottish continental shelf and on the Rockfall Bank. *Marine Geology* 33: 85-93.
- Wu, R., Percival, I. y Zhan, R. 2010.** Biodiversification of Early to Middle Ordovician conodonts: a case study from the Zitai Formation of Anhui Province, East China. *Alcheringa* 34: 75–86.
- Wu, R., Stouge, S., Percival, I. y Zhan, R. 2014.** Early–Middle Ordovician conodont biofacies on the Yangtze Platform margin, South China: Applications to palaeoenvironment and sea-level changes. *Journal of Asian Earth Sciences* 96: 194- 204.

Y

- Youngquist, W. e Iglesias, S. 1951.** Ordovician conodonts from South America. *Journal of Paleontology* 25: 408.

Z

- Zambrano, J., Sanchez, A. y Hernandez, M. 1996.** Aspectos estratigráficos y estructurales del sector Gualcamayo-Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan – Argentina), relacionados con la exploración minera metalífera. *XIII Congreso Geológico Argentino*.
- Zhang, J. 1998 a.** Conodonts from the Guniutan Formation (Llanvirnian) in Hubei and Hunan Provinces, south-central China. *Stockholm Contributions in Geology* 46:1-161.
- Zhang, J. 1998 b.** Four evolutionary lineage of the Middle Ordovician conodont family Polyplacognathidae. *Meddelanden från Stockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi* N:r 298, Paper 5.
- Zhang, S., Tarrant, G. y Barnes, C. 2011.** Upper Ordovician conodont biostratigraphy and age of the Collingwood Member, southern Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 48: 1497–1522.
- Zhen, Y. y Percival, I. 2003.** Ordovician conodont biogeography—reconsidered. *Lethaia* 36: 357–369.
- Zhen, Y., Percival, I. y Webby, B. 2003.** Early Ordovician Conodonts from Far Western New South Wales, Australia. *Records of the Australian Museum* 55: 169–220.
- Zhen, Y., Percival, I., Löfgren, A. y Liu, J. 2007.** Drepanoistodontid conodonts from the Early Ordovician Honghuayuan Formation of Guizhou, South China. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 24: 125–148.

- Zeng, Q., Ni, S., Xu, G., Zhou, T., Wang, X., Li, Z., LAI, C., y Xiang, L. 1983.** Subdivision and correlation on the Ordovician in the eastern Yangtze Gorges, China. Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese *Academy of Geological Sciences* 6: 21–56.
- Ziegler, W. 1973.** *Catalogue of Conodonts*. I: 1–504. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche
- Ziegler, W. 1975.** *Catalogue of Conodonts*. II: 1–403. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche.
- Ziegler, W. 1977.** *Catalogue of Conodonts*. III: 1–574. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche.
- Ziegler, W. 1981.** *Catalogue of Conodonts*. IV: 1–445. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche
- Ziegler, W., Lindström, M. y McTavish, R. 1971.** Monochloroacetic acid and conodonts: A warning. *Nature*, 230: 584-585.

Anexos. Tablas

Conodontes	<i>Muestras quebrada Los Sapitos</i>								TOTAL
	LS0	LS1	LS2	LS3	LS4	LS5	LS6	LS7	
<i>Bergstroemognathus extensus</i>	-	18	19	2	34	26	11	19	129
<i>Cornuodus longibasis</i>	3	-	-	-	-	4	-	4	11
<i>Drepanodus arcuatus</i>	-	-	6	-	4	11	1	2	24
<i>Drepanoistodus forceps</i>	-	1	-	-	-	3	1	1	6
<i>Juanognathus variabilis</i>	-	4	2	-	9	9	9	4	37
<i>Oepikodus evae</i>	-	1	9	-	14	246	2	-	272
<i>Oepikodus intermedius</i>	-	-	3	-	14	68	1	6	92
<i>Periodon cf. P. flabellum</i>	8	30	72	1	80	253	247	135	826
<i>Protopanderodus elongatus</i>	-	3	4	-	3	5	4	3	22
<i>Protopanderodus leonardii</i>	2	6	8	-	6	9	14	20	65
<i>Protopanderodus rectus</i>	-	5	9	-	8	6	12	12	52
<i>Reutterodus andinus</i>	-	-	-	-	1	-	-	1	2
<i>Rossodus barnesi</i>	-	19	18	1	11	6	10	7	72
<i>Scolopodus krummi</i>	-	-	2	-	2	-	-	2	6
<i>Stolodus sp. A</i>	-	-	-	-	-	2	1	-	3
<i>Triangulodus cf. T. larapintinensis</i>	-	-	-	-	3	2	6	5	16
SUBTOTAL	13	87	152	5	189	650	318	221	1635

Tabla 1: Conodontes recuperados de las formaciones San Juan y Gualcamayo en la Sección Los Sapitos

Conodontes	<i>Muestras quebrada El Tropezio</i>						TOTAL
	G1	G2	G2-3	G3	G3-4	G4	
<i>Ansella jentlandica</i>	1	-	1	2	-	-	4
<i>Drepanodus arcuatus</i>	6	-	-	7	-	-	13
<i>Drepanodus robustus</i>	-	-	2	4	3	13	22
<i>Drepanoistodus bellburnensis</i>	-	-	6	2	6	14	28
<i>Erraticodon hexianensis</i>	-	-	-	4	102	131	237
<i>Juanognathus jaanossoni</i>	13	18	-	4	-	2	37
<i>Lenodus variabilis</i>	-	-	-	4	-	-	4
<i>Microzarkodina hagetiana</i>	-	-	-	1	-	-	1
<i>Oistodus lanceolatus</i>	-	2	-	-	-	-	2
<i>Oistodus striolatus</i>	-	6	-	-	2	-	8
<i>Paroistodus originalis</i>	-	-	-	-	-	2	2
<i>Periodon aculeatus</i>	11	23	102	168	87	103	494
<i>Protopanderodus calceatus</i>	1	6	60	103	38	53	261
<i>Pteracontiodus cryptodens</i>	1	-	-	1	-	-	2
<i>Rossodus barnesi</i>	21	15	2	-	-	5	43
<i>Scolopodus rex</i>	1	10	-	-	-	-	11
<i>Spinodus sp. cf. spinatus</i>	1	-	-	11	4	7	23
SUBTOTAL	56	80	177	311	244	335	1203

Tabla 2: Conodontes recuperados de la Formación San Juan en la quebrada El Tropezio

Conodontes	<i>Muestras quebrada río de Los Piojos</i>				TOTAL
	RLP0	RLP4	RLP5	RLP6	
<i>Cooperignathus aranda</i>	-	2	-	-	2
<i>Drepanodus arcuatus</i>	-	-	-	3	3
<i>Juanognathus variabilis</i>	-	-	-	1	1
<i>Oistodus striolatus</i>	-	-	1	-	1
<i>Periodon cf. P. flabellum</i>	3	39	9	18	69
<i>Protopanderodus calceatus</i>	-	-	1	-	1
<i>Rossodus barnesi</i>	-	1	1	1	3
<i>Scolopodus krummi</i>	-	1	2	-	3
SUBTOTAL	3	43	14	23	83

Tabla 3: Conodontes recuperados de las formaciones San Juan y Gualcamayo

Anexos. Números de Repositorio

Conodontes	<i>Muestras quebrada Río de Los Piojos</i>			
	RLP0	RLP4	RLP5	RLP6
<i>Cooperignathus aranda</i>		6138 (1-2)		
<i>Drepanodus arcuatus</i>				6146 (1-3)
<i>Juanognathus variabilis</i>				6147 (1)
<i>Oistodus striolatus</i>			6140 (1)	
<i>Periodon aff. flabellum</i>	6134 (1-3)	6135 (1-39)	6139 (1-9)	6144 (1-18)
<i>Protopanderodus calceatus</i>			6143 (1)	
<i>Rossodus barnesi</i>		6136 (1)	6141 (1)	6145 (1)
<i>Scolopodus krummi</i>		6137 (1)	6142 (1-2)	

Tabla 4: Numeros de repositorio de los conodontes de la sección Río de Los Piojos

Conodontes	Muestras quebrada Los Sapitos							
	LS0	LS1	LS2	LS3	LS4	LS5	LS6	LS7
<i>Bergstroemognathus extensus</i>		6004 (1-18)	6015 (1-19)	6026 (1-2)	6027 (1-34)	6042 (1-26)	6056 (1-11)	6072 (1-19)
<i>Cornuodus longibasis</i>	6002 (1-3)					6050 (1-4)		6080 (1-4)
<i>Drepanodus arcuatus</i>			6018 (1-6)		6038 (1-4)	6052 (1-11)	6065 (1)	6078 (1-2)
<i>Drepanoistodus forceps</i>		6011 (1)				6051 (1-3)	6064 (1)	6076 (1)
<i>Juanognathus variabilis</i>		6005 (1-4)	6019 (1-2)		6036 (1-9)	6044 (1-9)	6054 (1-9)	6075 (1-4)
<i>Oepikodus evae</i>		6010 (1)	6013 (1-9)		6028 (1-14)	6040(1-246)	6058 (1-2)	
<i>Oepikodus intermedius</i>			6014 (1-3)		6029 (1-14)	6041 (1-68)	6059 (1)	6077 (1-6)
<i>Periodon cf. P. flabellum</i>	6000 (1-8)	6009 (1-30)	6012 (1-72)	6025 (1)	6030 (1-80)	6043(1-253)	6063(1-247)	6067(1-135)
<i>Periodon sp.</i>							6148 (1-20)	
<i>Protopanderodus elongatus</i>		6007 (1-3)	6022 (1-4)		6034 (1-3)	6053 (1-5)	6060 (1-4)	6069 (1-3)
<i>Protopanderodus leonardii</i>	6001 (1-2)	6006 (1-6)	6020 (1-8)		6033 (1-6)	6048 (1-9)	6061 (1-14)	6071 (1-20)
<i>Protopanderodus rectus</i>		6008 (1-5)	6021 (1-9)	6024 (1)	6032 (1-8)	6049 (1-6)	6062 (1-12)	6070 (1-12)
<i>Reutterodus andinus</i>					6039 (1)			6079 (1)
<i>Rossodus barnesi</i>		6003 (1-19)	6017 (1-18)	6023(1)	6031 (1-11)	6045 (1-6)	6057 (1-10)	6073 (1-7)
<i>Scolopodus krummi</i>			6016 (1-2)		6035 (1-2)			6068 (1-2)
<i>Stolodus sp. A</i>						6046 (1-2)	6066 (1)	
<i>Triangulodus cf. T. larapintinesis</i>					6037 (1-3)	6047 (1-2)	6055 (1-6)	6074 (1-5)

Tabla 5: Numeros de repositorio de conodontes de la sección Los Sapitos

Conodontes	Muestras quebrada El Tropiezo						
	G1	G2	G2-3	G3	G3-4	G4	
<i>Ansella jentlandica</i>	6088 (1)		6102 (1)	6112 (1-2)			
<i>Drepanodus arcuatus</i>	6082 (1-6)			6108 (1-7)			
<i>Drepanodus robustus</i>			6103 (1-2)	6114 (1-4)	6121 (1-3)	6131 (1-13)	
<i>Drepanoistodus bellburnensis</i>			6099 (1-6)	6113 (1-2)	6119 (1-6)	6125 (1-14)	
<i>Erraticodon hexianensis</i>				6109 (1-4)	6116 (1-102)	6128 (1-131)	
<i>Juanognathus jaanossoni</i>	6084 (1-13)	6092 (1-18)		6107 81-4)		6130 (1-2)	
<i>Lenodus variabilis</i>				6115 (1-4)			
<i>Microzarkodina hagetiana</i>				6110 (1)			
<i>Oistodus lanceolatus</i>		6095 81-2)					
<i>Oistodus striolatus</i>		6093 (1-6)			6122 (1-2)		
<i>Paroistodus originalis</i>						6133 (1-2)	
<i>Periodon aculeatus</i>	6085 (1-11)	6091 (1-23)	6097 (1-102)	6104 (1-168)	6117 (1-87)	6129 (1-103)	
<i>Protopanderodus calceatus</i>	6086 (1)	6094 (1-6)	6098 (1-60)	6106 (1-103)	6118 (1-38)	6126 (1-53)	
<i>Pteracontiodus cryptodens</i>	6087 (1)			6111 81)			
<i>Rossodus barnesi</i>	6081 (1-21)	6090 (1-15)	6100 (1-2)			6127 (1-5)	
<i>Scolopodus rex</i>	6089 (1)	6096 (1-10)					
<i>Spinodus sp. cf spinatus</i>	6083 (1)			6105 (1-11)	6120 (1-4)	6124 (1-7)	

Tabla 6: Números de repositorio de conodontes de la sección El Tropiezo