



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANÁLISIS TAFONÓMICO DEL MIEMBRO
INFERIOR DE LA FORMACIÓN SANTIAGO,
CARBONÍFERO DEL MUNICIPIO DE NOCHIXTLÁN,
OAXACA, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

BIÓLOGO

P R E S E N T A:

RODRIGO BREÑA OCHOA



**DIRECTOR DE TESIS:
DRA. SARA ALICIA QUIROZ BARROSO
2015**

Ciudad Universitaria, D. F.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno

Breña
Ochoa
Rodrigo
55 15 13 65
Facultad de Ciencias
Biología
305589745

2. Datos de la tutora

Dra.
Sara Alicia
Quiroz
Barroso

3. Datos del sinodal 1

Dr.
Francisco Javier
Vega
Vera

4. Datos del sinodal 2

Dr.
Juan Francisco
Sánchez
Beristain

5. Datos del sinodal 3

Dra.
Silvia Elizabeth
Rivera
Olmos

6. Datos del sinodal 4

Dra.
Ma. Catalina
Gómez
Espinosa

7. Datos del trabajo escrito

Análisis tafonómico del miembro inferior
de la formación Santiago,
Carbonífero del Municipio de Nochixtlán,
Oaxaca, México
73 pp + 10 láminas
2015

AGRADECIMIENTOS FORMALES

A la Dra. Sara Alicia Quiroz Barroso por la sugerencia del tema de tesis, su dirección durante el desarrollo de la misma, su apoyo incondicional en el campo y en el laboratorio, así como su paciencia con mi aproximación tan singular al trabajo de investigación y con las gratas sorpresas intercaladas con la elaboración de las actividades académicas.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) a través del Proyecto PAPIIT IN215013, mediante el cual se obtuvieron los recursos para realizar el trabajo de campo, para la asistencia a un congreso nacional en donde se presentó el trabajo preliminar y para una beca durante un semestre.

Al Dr. Francisco Sour Tovar por su apoyo en el trabajo de campo y en la logística para la realización satisfactoria de las salidas al campo, para la asistencia al congreso y para la obtención de la beca otorgada por el proyecto PAPIIT.

A los sinodales, Dres. Francisco Javier Vega Vera (Presidente), Juan Francisco Sánchez Beristain (Secretario), Silvia Elizabeth Rivera Olmos (Suplente) y Ma. Catalina Gómez Espinosa (Suplente), por la revisión cuidadosa de la tesis y por todas sus sugerencias que ayudaron a mejorarla.

A las autoridades de Santiago Ixtaltepec porque han facilitado el trabajo de campo.

A la Dra. Mayumy Amparo Cabrera Ramírez del Laboratorio de Petrología, Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, UNAM, por su gran ayuda en el estudio petrográfico.

A la M. en C. Leonora Martín Medrano por el corte de las muestras de roca y por el montaje de las láminas delgadas requeridas para la tinción de Dickson.

Al Dr. J. Francisco Sánchez Beristain por su guía en la identificación preliminar de las esponjas y por su asesoría en la aplicación e interpretación de la técnica de Dickson.

Al M. en C. Daniel Navarro Santillán por su apoyo en el trabajo de campo y en la elaboración de los *peels*.

Al Biól. Héctor Hernández Campos por el trabajo fotográfico de los *peels*.

A la Dra. Susan Kidwell y sus colaboradores, ya que la lectura de sus artículos científicos me ha dado bases teóricas fundamentales para elaborar mi trabajo de tesis.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

Para las distintas personas que interactuaron conmigo durante mi infancia, principalmente a los profesores del Colegio Columbia, como fueron los profesores Luis Castellanos y Ramón Ramos, quienes me ayudaron a vislumbrar varias opciones para construir un camino entre las brumas del porvenir.

A Daniel Amaury Menchaca González, por su apoyo silencioso a lo largo de varios años de vida escolar.

Para los distintos estudiantes y profesores de la Universidad que han compartido su vida conmigo, especialmente a los estudiantes del Taller de Paleontología de Invertebrados: Gabriela, Natalia, Lucía, Omar, César y Sergio, por sus diversas muestras de apoyo moral y compañerismo, así como a todos los estudiantes y profesores del Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias, porque sus diferentes maneras de ser han enriquecido mi vida.

Al Biól. Sergio González Mora por su auxilio en el campo pero sobre todo por sus sugerencias y recomendaciones en la elaboración del texto, la organización de las ideas y el robustecimiento de mi pensamiento acerca de la vida en general.

A la Biól. Ma. Isabel Hernández Ocaña por su apoyo moral, su ayuda en la recolecta del material en el campo y sus observaciones acerca del enfoque de la Tafonomía necesario para la culminación del trabajo.

A la M.en C. Karla Castillo Espinoza por sus sugerencias sobre bibliografía e investigación de los temas de Tafonomía, auxilio en el trabajo de campo y consejos en el desarrollo de la vida profesional.

Al Dr. Pedro García Barrera por sus sugerencias sobre el método de investigar los temas concernientes al texto y sus consejos sobre los trámites.

Para toda mi familia grande y pequeña, lejana o cercana a mis vivencias, pero sobre todo:

A Víctor (Terminator Tezcatlipoca) por los incontables manantiales de imaginación que han abierto en mi mente todas aquellas historias que me ha regalado.

A mi tío Rúbén y su familia, quienes han abierto su casa y corazón de manera que han estimulado mi entusiasmo por la divulgación.

A pesar de la dificultad de resumir todos estos años, quiero compartir esta imagen a manera de homenaje para aquellas almas que me han acompañado desde el momento en que vi la luz por primera vez:

A mi Mamá Emma (Mariposa Grande de corazón y voluntad) por todo el esfuerzo y la esperanza transmitidos. Has sido la montaña que me ha sostenido.

A mi Papá Leonardo (Leónidas Papaloapan de los Peces ángel) por los continuos cuestionamientos sobre mi manera de pensamiento y por las pláticas de sobremesa. Has sido el viento que me ha impulsado.

A mi Hermana Alejandra (Alondra de los Felinos Fosforescentes) por el claroscuro de la existencia. Has sido la varita mágica que transformándose en faro o en gnomon (varilla de medición en la Antigua Grecia) me ha guiado.

Dedicatoria y Pensamientos

En memoria de mis antepasados, principalmente a mi abuelita Emma, mi abuelita Emelia y mi tía abuela Silvia por todas las historias y el cariño que han legado a mi familia.

En recuerdo y consideración para aquellos seres que han acompañado y enriquecido mi existencia, en especial a mi tía Matilde, quien alentaba la calidez en época invernal y al príncipe ruso canino que dejó una huella y copos de pelo en mi memoria.

A manera de saludo para las generaciones venideras, espero que este trabajo sea un granito de arena en las playas del conocimiento.

“Primero pregúntate: ¿Qué he hecho para mi educación? y, al adelantar gradualmente, ¿Qué he hecho para mi patria? hasta que llegue el momento en que puedas tener la inmensa dicha de pensar que has contribuido de alguna manera al progreso y al bien de la humanidad”
Palabras de Luis Pasteur dirigidas a la juventud en 1895.

NOTA PARA EL LECTOR

Amable lector, pido una disculpa por cualquier dato equivocado que pueda presentarse en el siguiente trabajo. Cualquier tarea humana está expuesta al desvarío y la inexactitud. Lo anterior, más que una justificación, es una expresión de buena voluntad para que cualquier equivocación hallada en el texto sea considerada en primer lugar como resultado de mis limitaciones como estudiante y en segundo lugar, por las restricciones que los investigadores anteriores a este esfuerzo, han hallado en sus labores. También es cierto que el conocimiento humano tropieza y gatea al principio para luego caminar con mayor seguridad a medida que se diversifican los esfuerzos para develar los misterios de la naturaleza. Además, he escuchado la expresión popular que menciona la importancia de los errores ya que se les ha considerado como buenas lecciones en la vida. Por lo tanto, exhorto a los futuros investigadores que se aproximen de manera serena a sus dudas, puesto que son las chispas que contribuyen a la continua labor del esclarecimiento de las ideas.

Atentamente,
Rodrigo Breña Ochoa.
A 05 de noviembre de 2015.

ÍNDICE

RESUMEN.....	p. 1
1.-INTRODUCCIÓN.....	p. 2
2.- HIPÓTESIS.....	p. 3
3.- OBJETIVOS.....	p. 3
3.1 General.....	p. 3
3.2 Particulares.....	p. 4
4.- ANTECEDENTES TEÓRICOS: EL TRABAJO TAFONÓMICO.....	p. 4
4.1 Contexto histórico.....	p. 4
4.2 Etapas del proceso tafonómico.....	p. 7
4.3 Herramientas teóricas auxiliares.....	p. 9
5.- MARCO GEOLÓGICO.....	p. 11
5.1 Ubicación del área de estudio.....	p. 11
5.2 Antecedentes generales del área.....	p. 13
5.3 Estratigrafía del área de estudio.....	p. 13
5.3.1 <i>Estratigrafía general</i>	p. 13
5.3.1.1 <i>Basamento Precámbrico</i>	p. 15
5.3.1.2 <i>Paleozoico Inferior</i>	p. 15
5.3.1.3 <i>Paleozoico Superior</i>	p. 15
5.3.1.4 <i>Mesozoico</i>	p. 17
5.3.2 La formación Santiago	p. 17
5.3.2.1 <i>El miembro inferior</i>	p. 17
5.3.2.2 <i>El miembro superior</i>	p. 19
5.4 Paleogeografía de la zona de estudio.....	p. 20
6. METODOLOGÍA.....	p. 22
6.1 Trabajo de campo.....	p. 22
6.2 Trabajo de laboratorio.....	p. 23
6.3 Definiciones de caracteres utilizados en este estudio.....	p. 25
6.3.1 <i>Composición taxonómica</i>	p. 25

6.3.2	<i>Caracteres bioestratinómicos del registro fósil</i>	p. 26
6.3.3	<i>Caracteres litológicos</i>	p. 27
7.-	RESULTADOS	p. 28
7.1	Caracteres de la caliza del miembro inferior	p. 28
7.2	Caracteres de la arenisca del miembro inferior	p. 40
7.3	Resultados de la prueba de tinción de Dickson	p. 45
7.3.1	<i>Observación en láminas delgadas de la caliza después de la tinción</i>	p. 45
7.3.2	<i>Observación en láminas delgadas del contacto entre la caliza y arenisca</i>	p. 48
8.-	DISCUSIÓN	p. 48
8.1	Consideraciones tafonómicas del miembro calcáreo de la formación Santiago	p. 48
8.1.1	<i>Estado de conservación del material fósil en la caliza</i>	p. 48
8.2	Consideraciones ambientales	p. 50
8.2.1	<i>A partir de la litología</i>	p. 50
8.2.2	<i>A partir de los datos bioestratinómicos</i>	p. 50
8.2.3	<i>A partir de las características paleoecológicas de las asociaciones estudiadas</i>	p. 52
8.3	Contenido fósil de la formación Santiago comparado con algunos modelos tafonómicos	p. 55
8.3.1	<i>Origen y naturaleza de las concentraciones de Kidwell et al. (1986)</i>	
8.3.2	<i>Tipo de asociaciones de Craig y Hallam (1963)</i>	p. 56
8.3.3	<i>Indicios de energía del medio (Brett y Baird, 1986)</i>	p. 56
8.3.4	<i>Estudio de tafofacies en otras localidades paleozoicas (Brett y Speyer, 1990; Speyer y Brett, 1991)</i>	p. 56
8.4	Reconstrucción ambiental	p. 58
8.5	Paleoambientes y paleogeografía	p. 62
9.-	CONCLUSIONES	p. 63
	Referencias Bibliográficas	p. 65
	LÁMINAS	p. 74

RESUMEN

La formación Santiago aflora en el Municipio de Nochixtlán, Oaxaca. El miembro inferior consiste en una caliza de color gris claro con braquiópodos, corales, esponjas y posibles briozoarios, que cambia a una arenisca amarillenta con intercalaciones delgadas de lutita limolítica y marga con fósiles de corales, briozoarios, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, rostroconquios y crinoideos del Osageano (Misisípico Temprano). El presente estudio se realizó en la sección tipo Arroyo de las Pulgas, en donde aflora un conglomerado fino en la base de esta formación. Las primeras asociaciones de fósiles se presentan en la caliza, en la que se reconocieron seis unidades con fósiles. Por encima de la caliza se encuentra la arenisca, en la que se estudiaron los seis primeros niveles fosilíferos de la unidad basal. El análisis microscópico y de tinción indican que en la caliza existe una alta proporción de calcita estable, baja proporción de calcita ferrosa y escasa dolomita, como consecuencia de procesos diagenéticos y de intemperismo, conservándose la configuración de los restos esqueléticos, pero perdiéndose el detalle de la microestructura en algunos restos orgánicos, como resultado de la recristalización. Los rasgos bioestratinómicos que caracterizan a cada una de las unidades estudiadas en la facies calcárea del miembro inferior, indican que el origen de las concentraciones es principalmente sedimentológico, y en menor proporción biogénico ó mixto (biogénico-sedimentológico), lo cual establece una fluctuación entre la energía ambiental y los hábitos de vida de los organismos como principales promotores de concentraciones. En las unidades con concentraciones de origen mixto, se presentan asociaciones fósiles que constituyeron cúmulos biológicos, típicos de principios del Carbonífero. La facies arenosa presenta conjuntos fósiles, que en dos de los niveles representan concentraciones de origen mixto (biogénico-sedimentológico) y constituyen un palimpsesto tafonómico. Las concentraciones son en su mayoría autóctonas y parautóctonas y la mezcla temporal es variable, desde algunos años, hasta aquellas condensadas ambientalmente, que indican periodos prolongados de miles de años. El paleoambiente representado por el registro estudiado, indica el desarrollo de pequeños parches arrecifales y áreas más protegidas, que se desarrollaron en un mar epicontinental.

1.- INTRODUCCIÓN

La Tafonomía es una disciplina que estudia los procesos de conservación de los restos orgánicos y la información que de ellos queda disponible al transformarse en fósiles. Uno de los principales intereses de este campo de estudio radica en el reconocimiento de la influencia de la conservación del registro fósil sobre el sesgo en la información, que permita una interpretación y reconstrucción más fidedigna de las condiciones ambientales en donde vivieron y/o fueron depositados los restos de los organismos estudiados. Con el estudio tafonómico, es posible distinguir la historia del origen del material conservado en el depósito, ya sea que se trate de un conjunto fósil de organismos que formaron parte de una misma comunidad, de material transportado, o de material retrabajado a través del tiempo y del espacio.

En el Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias se ha desarrollado un proyecto con miras a la comprensión de los invertebrados del Paleozoico en México. En concordancia con esta meta, se ha profundizado en el estudio de los afloramientos al noroeste del estado de Oaxaca en donde se encuentra, entre otros yacimientos del Paleozoico, la formación Santiago.

La formación Santiago es una unidad informal por tener homonimia con rocas del Jurásico Medio del estado de Hidalgo (SGM, 2009), que aflora en el área de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca. Presenta dos miembros: el miembro inferior es calcáreo y consiste en una caliza de color gris claro con abundantes braquiópodos y corales, que cambia a una arenisca amarillenta de estratificación fina con intercalaciones de lutita limolítica y marga con abundantes moldes de braquiópodos, rostroconquios, bivalvos, tallos de crinoideos e impresiones de briozoarios y corales; por su contenido fósil se le asigna una edad del Osageano, que corresponde al Misisípico Temprano (Pantoja-Alor, 1970; Quiroz-Barroso *et al.*, 2000; Navarro-Santillán *et al.*, 2002). El Osageano es una unidad reconocida para Norteamérica (USGS, 2014), que equivale al Tournasiano tardío-Viseano temprano (ICS, 2015). El miembro superior es lutítico y hasta hace poco tiempo fue considerado escasamente fosilífero, sin embargo en los últimos años se inició el estudio de varios afloramientos de este miembro en el cerro Inutoto y en sus alrededores, en donde se presenta una sucesión de rocas similar a la de la sección tipo del Arroyo de Las Pulgas. En estos últimos estudios se encontró una diversidad amplia, que consta de diferentes especies

de conuláridos, braquiópodos, gasterópodos, bivalvos, nautiloideos, amonoideos, crinoideos y otros invertebrados marinos, muchos de ellos preservados dentro de concreciones; los estudios de esta fauna indican una edad del Merameciano = Viseano medio, correspondiente al Misisípico Medio (Castillo–Espinoza, 2008, 2013; Escalante–Ruiz, 2011; Villanueva-Olea *et al.*, 2011; Escalante-Ruiz *et al.*, 2014).

Los estudios realizados en el área han contribuido a la continua ampliación del listado faunístico y a la discusión sobre la información autoecológica, paleobiogeográfica y estratigráfica aportada por cada uno de los grupos. Sin embargo, resulta necesario realizar un estudio tafonómico en el miembro inferior de la formación Santiago, que ayude a conocer el estado de conservación de los fósiles de la caliza basal y la posibilidad de realizar estudios taxonómicos de ellos, así como comprender el significado paleoecológico y ambiental de las asociaciones presentes, tanto en la caliza como en la arenisca calcárea suprayacente.

2.- HIPÓTESIS

Debido a que el estudio tafonómico del miembro inferior de la formación Santiago permite comprender las características de los conjuntos fósiles en cuanto a su origen y alteración, se podrá entender su significado espacio-temporal y paleoecológico para verificar la validez del modelo previamente considerado sobre una relación con un entorno arrecifal o periarrecifal de baja energía. Con ello se contribuirá a la interpretación paleoambiental y se establecerá un marco conceptual para la interpretación de estudios taxonómicos posteriores y la relevancia de los mismos para el análisis de la fauna del Paleozoico de México.

3.-OBJETIVOS

3.1.- General

Conocer el origen y la naturaleza de las asociaciones fósiles presentes en el miembro inferior de la formación Santiago y sus implicaciones en la interpretación paleoecológica y paleoambiental.

3.2.- Particulares

1. Revisar el estado de conservación de los fósiles de la caliza basal.
2. Caracterizar tafonómicamente los diferentes niveles del miembro calcáreo de la formación Santiago.
3. Reconocer los cambios en diversidad y abundancia de los taxones presentes en cada uno de los paquetes de roca establecidos previamente.
4. Distinguir el conjunto de factores involucrados en la generación de los cambios espaciales y temporales registrados.
5. Proponer un modelo que refleje los cambios en las condiciones ambientales y ecológicas a través del tiempo, durante la formación del miembro inferior de la formación Santiago.

4.- ANTECEDENTES TEÓRICOS: EL TRABAJO TAFONÓMICO

4.1.- Contexto histórico

A diferencia de los estudios de la diversidad biológica actual, donde los límites de estudio están asociados con la posibilidad de conocer directamente al organismo estudiado o las herramientas disponibles al investigador, la Paleontología se ha enfrentado con el sesgo provocado por la conservación de las estructuras orgánicas. Por esta cuestión, en cualquier estudio paleontológico, la aplicación de la Tafonomía resulta esencial debido a los datos y las explicaciones que aporta para la comprensión de los cambios experimentados por cualquier estructura orgánica cuando se separa de un sistema vivo (ej. por mudas o por muerte) y se incorpora al ambiente de depósito como una partícula adicional. Además, brinda el conocimiento sobre las condiciones de depósito de los restos fósiles para discernir las causas de muerte y elaborar un esquema general sobre los factores ambientales contemporáneos a la vida del organismo en cuestión (Behrensmeier y Kidwell, 1985).

Desde la época del Renacimiento, estudiosos de la Naturaleza como Leonardo da Vinci han realizado interpretaciones sobre la relación de los fósiles con su entorno pasado y su repercusión en el presente. Entre el siglo XVII y el siglo XIX con los trabajos de Steno, Hooke, Cuvier y Gressly, entre otros, se plantean los primeros métodos y conceptos más básicos de lo que será considerado posteriormente como la Tafonomía (*in* Martin, 1999).

Los objetivos y preguntas semejantes a los planteamientos tafonómicos actuales surgen con el conjunto de investigaciones desarrolladas por una pléyade de estudiosos alemanes activos entre el final del siglo XIX y la segunda década del siglo XX, como son Walther y Wiegelt, quienes enfocan su trabajo para la reconstrucción ambiental (*in* Behrensmeyer y Kidwell, 1985; Cadée, 1991; Martin, 1999). A partir de sus observaciones de descomposición orgánica en ambientes actuales, los investigadores alemanes proceden a la interpretación de las evidencias mostradas por las acumulaciones de fósiles. Las localidades estudiadas se encuentran en Estados Unidos de América, Italia y Alemania; un caso relevante es el trabajo sobre la historia sedimentológica, desde la necrólisis hasta el sepultamiento final, del ganado arrastrado durante inundaciones en Norteamérica (Wiegelt, 1927), sin embargo, el sistema político prevaleciente en Alemania entre las dos guerras mundiales, evita una difusión de dichos trabajos.

Solamente después de la Segunda Guerra Mundial, con la definición formal de la Tafonomía como el estudio del paso de los restos biológicos de la biósfera a la litósfera, establecida por el investigador ruso Ivan Efremov, se produce el reconocimiento de los estudios de conservación dentro de una disciplina propia en lugares fuera de Europa (Martin, 1999). Además, se trata del primer esfuerzo integrador sobre las líneas de investigación de esta disciplina, ya que trata temas en torno al sesgo espacial y/o temporal a distintos niveles, desde la necrólisis hasta el descubrimiento e interpretación por parte del investigador. Como se distingue del enunciado anterior, Efremov (1940) le confiere una relevancia central a las restricciones de información en cualquier enfoque de tipo tafonómico, con un énfasis particular en la pérdida de información (Martin, 1999).

La influencia de Efremov se extiende por todo el mundo. En el caso particular de los Estados Unidos de América, la disciplina es considerada como un método preliminar para cualquier estudio paleoecológico, como queda demostrado en los trabajos sobre vertebrados del Pérmico temprano en Texas (Olson, 1952), de los invertebrados marinos

del Pleistoceno en aguas someras cercanas a la costa de California (Johnson, 1957, 1960, 1962), y de las comparaciones de ostras entre el Oligoceno y el Holoceno en la costa actual de California (Lawrence, 1968). De esta manera, se pasa por alto su aplicación en la bioestratigrafía y los problemas evolutivos, ya que cuando se abordan estos temas se consideran fuera del análisis tafonómico.

En la década de 1970-1980, se produce una expansión de las investigaciones desarrolladas por la Tafonomía a través del equipo de Seilacher en la Universidad de Tübingen, Alemania, a partir de su interés en los yacimientos que tienen una gran calidad y/o cantidad de conservación de los restos biológicos, conocidos con su nombre alemán *Fossil-Lagerstätten* (Seilacher, 1970; 1976). La meta reside en la comprensión de los procesos generales de conservación a través del análisis de los casos extraños. Con la difusión de estas investigaciones alrededor del mundo, se crea una nueva tendencia donde resalta el enfoque paleoecológico como parte integral del análisis tafonómico. Por ejemplo, se destaca la diferencia de conservación entre una cuenca de río, canales cerrados y deltas, lo cual permite la distinción, tanto de la procedencia del registro fósil, como de diferentes posibilidades sobre la calidad de conservación en dicho registro (Behrensmeyer y Hook, 1992, *in* Martin, 1999). Por medio de esta información, se discierne la historia del origen del material conservado y las condiciones ambientales imperantes en el sitio de depósito original: ya sea que se trate de un conjunto fósil formado por restos orgánicos de una misma comunidad, o conformado por material transportado (a través del tiempo y/o del espacio), lo cual ha conducido a la elaboración de distintas clasificaciones según la prioridad del estudio (Johnson, 1960; Kidwell *et al.*, 1986; Fürsich y Oschmann, 1993).

A lo largo de la historia de esta disciplina, uno de los principales intereses ha sido la estimación precisa de la abundancia relativa de las especies para su manejo en las reconstrucciones ambientales (Behrensmeyer y Kidwell, 1985; Behrensmeyer *et al.*, 2000). Martin (1999) considera que hacia el último cuarto del siglo XX, las técnicas aplicadas en la paleontología de invertebrados para la solución de esta cuestión, suscitaron una comprensión más completa sobre las diferencias de conservación según el ambiente, los efectos de la mezcla de distintas comunidades de diferentes momentos en un mismo sitio (tiempo promedio de Walker y Bambach, 1971) y las dificultades para la obtención de datos de abundancia para una representación fidedigna de la comunidad original.

Sin embargo, todo este conjunto de conocimientos tiene una desventaja: se producen múltiples investigaciones alrededor del tema de la conservación, sin la utilización de una terminología ni de una metodología común. Por ello, a fines del siglo XX, en un esfuerzo integrador, se modifica la definición de la Tafonomía: ahora se le adjudica el estudio de los procesos de conservación y la manera de alteración de dichos procesos en la información disponible al investigador sobre el registro fósil (Behrensmeyer y Kidwell, 1985). De esta manera, se resaltan las contribuciones de la Tafonomía para la comprensión del registro fósil. Por ejemplo, las causas de la amplia diferencia entre los censos de seres vivos y aquellos correspondiente a los conjuntos de muerte: en las comunidades vivas, los organismos de cuerpo suave constituyen las principales poblaciones, mientras que en las asociaciones fósiles, los organismos de partes duras se encuentran con mayores porcentajes de representación (Allison y Bottjer, 2011). Esta cuestión de relación entre biósfera y litósfera queda reflejada en el concepto de retroalimentación tafonómica (Kidwell y Jablonski, 1983). Desde entonces, se reconoce la relevancia de la Tafonomía como una disciplina con un enfoque poblacional, brindando un balance entre la información perdida y la información conservada.

Con el surgimiento de la Tafonomía como una entidad separada –de fuerte matiz interdisciplinario-, se adquieren posibles explicaciones de las características del registro fósil en términos ecológicos y evolutivos. Además, se ha comenzado de manera paulatina la evaluación sobre los sesgos involucrados en los cambios de la diversidad a lo largo de la historia de la Tierra, donde intervienen las extinciones y el cambio climático (Martin, 1999). Debido a la amplitud de líneas de investigación en curso, se han aplicado definiciones universales sobre la Tafonomía donde se incluyen los efectos de la sedimentación, la litificación y la conservación de las rocas (Allison y Bottjer, 2011).

De acuerdo a lo anterior, el investigador es el que determina si su estudio tiene una perspectiva tafonómica geológica y/o biológica (Behrensmeyer y Kidwell, 1985). En este trabajo se consideran ambas perspectivas.

4.2.- Etapas del proceso tafonómico

La incorporación de los restos orgánicos (bioclastos) a la litósfera abarca varios eventos que ocurren en dos etapas principales (Figura 1):

Bioestratinomía. Esta primera etapa abarca desde la muerte o muda de algún organismo, hasta el depósito del resto biológico en un ambiente sedimentario específico. En este intervalo, de duración muy variable ya que se pueden producir varios eventos de enterramiento en la interfase entre fluidos y sustrato **Zona Tafonómica Activa ó TAZ** (Davies *et al.*, 1989), se producen varios eventos de desintegración física como es el caso de la desarticulación, la fragmentación y la selección producto del transporte. También influye la comunidad viva circundante al resto biológico como es el caso de la bioturbación y de los sucesos fisicoquímicos clasificados dentro de la corrosión: corrosión y abrasión (Kidwell *et al.*, 1986; Brett y Baird, 1986; Raup y Stanley, 1978; Speyer y Brett, 1991).

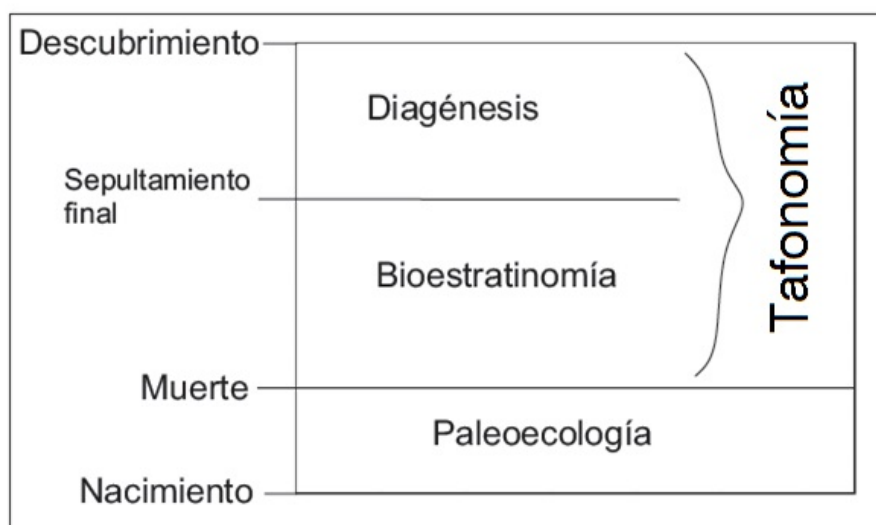


Figura 1. Diferentes etapas del proceso tafonómico y su límite con la Paleoecología (Modificado de Lawrence, 1968, *in* Raup y Stanley, 1978).

Diagénesis. Comienza cuando el resto biológico se deposita finalmente y queda sepultado por aporte de sedimentos. Entonces, los restos son afectados por una amplia gama de procesos que causan la litificación del sedimento suelto (Prothero y Schwab, 2004), como la presión entre los sedimentos, el cambio de temperatura y la infiltración de líquidos. En ambientes donde el agua subterránea posee gran cantidad de minerales, el sedimento del subsuelo se litifica con facilidad: para la formación de la roca caliza se produce una diagénesis temprana, generalmente en ambientes cercanos a la superficie; por el contrario, en varios casos de formación de rocas siliciclásticas se requiere gran cantidad de presión y temperatura (Prothero y Schwab, 2004). En ocasiones, se puede producir la disolución de

los sedimentos. Todos estos procesos determinan el tipo de conservación de los restos incluidos.

Cada una de estas etapas se han estudiado con una metodología propia, por lo que se han llegado a considerar como disciplinas dentro del análisis tafonómico (ej. Raup y Stanley, 1978; Fernández-López y Fernández-Jalvo, 2002).

4.3.- Herramientas teóricas auxiliares

Una facies es un conjunto de rasgos específicos presentes en los estratos, que dependen de las condiciones del ambiente de depósito. Con base en sus características litológicas se reconocen litofacies, (ejs. litofacies lutítica, litofacies evaporítica), mientras que su contenido biológico representa biofacies (ej.: banco de ostras) (Prothero y Schwab, 2004). En este sentido, una tafofacies se refiere al conjunto de rocas con características tafonómicas específicas (Speyer y Brett, 1986), una síntesis de las dos anteriores. Por lo tanto, las tafofacies son una herramienta teórica para distinguir las características del enterramiento experimentado por el conjunto fósil encontrado en un yacimiento (Brett y Baird, 1986). En ocasiones, se requiere de un enfoque más detallado de las condiciones de conservación del registro fósil. Con tal fin, se opta por una revisión de la calidad de los restos fósiles en el tiempo transcurrido, lo cual se conoce como **grados tafonómicos** (Brandt, 1989). También resulta crucial la concepción de Craig y Hallam (1963) *in* Raup y Stanley (1978) sobre la conservación de una asociación de vida (biocenosis); ó su alteración por influencia del transporte, creando asociaciones de muerte (tanatocenosis) con diferente grado de mezcla de elementos provenientes de diversas edades y ambientes (yacimiento indígena, exótico o remaniè). De aquí se derivan los conceptos para la distinción de los yacimientos con un registro fósil propio del ambiente de depósito, y aquellos yacimientos caracterizados por la mezcla ambiental de los fósiles, producto del transporte (autoctonía, parautoctonía y aloctonía), utilizados posteriormente por Kidwell *et al.* (1986).

Aunque se han realizado grandes avances con la revisión de ejemplares de conservación estructural detallada para fines de una descripción taxonómica más robusta, también se requiere la comprensión de los procesos y condiciones causantes de las variaciones en la conservación del registro fósil (Aigner, 1985), principalmente la

interacción entre la sedimentación y acumulación de partes duras (Kidwell, 1986). Por lo tanto, se ha desarrollado una nueva disciplina –llamada Actuotafonomía–, dedicada a la comparación de los procesos actuales de la descomposición orgánica con respecto a las características de conservación del registro fósil.

Por otra parte, es importante mencionar la relevancia de la aportación de los estudios mineralógicos para la interpretación de las condiciones ambientales de épocas pasadas. De principal ayuda en este trabajo, resulta el conocimiento sobre los componentes de las rocas carbonatadas, cuya formación implica la litificación de sedimentos ricos en carbonatos, donde influye crucialmente la precipitación química dentro de una solución acuosa. De acuerdo a la clasificación de Folk (1959), estas rocas presentan aloquímicos, que son materiales externos como los fósiles; y ortoquímicos, que es el nombre dado al material depositado en el sitio, es decir, son autóctonos de cierto tipo de ambiente de depósito como la calcita microcristalina o micrita y la esparita: la micrita se caracteriza por un tamaño semejante a la arcilla (1-5 μm de diámetro) y un color oscuro, mientras que la esparita destaca por su mayor tamaño (alrededor de 10 μm de diámetro) y una tonalidad transparente. La esparita también puede formarse de manera secundaria, por recristalización durante la diagénesis. Además una guía visual principal es la división mineralógica realizada por Dunham en 1962, donde se toma en consideración las diferencias de proporción entre los ortoquímicos, los aloquímicos y el tamaño de grano, con el objetivo del reconocimiento sobre las diferencias en el origen primario y secundario de la esparita. De esta manera, se genera una graduación entre tipos de rocas de acuerdo a la cantidad de energía, la distancia con respecto a la costa y la profundidad de dicho ambiente: el *mudstone* con gran proporción de lodo, el *wackestone* caracterizado por una pequeña porción de granos grandes o fósiles y grandes cantidades de lodo, el *packstone* destacado por la variabilidad de su génesis entre la presencia inicial de granos abundantes y la intercalación posterior de lodo o el caso inverso, y el *grainstone* con abundancia de granos grandes o fósiles como soporte principal de la roca. El *boundstone* es una roca formada por la conservación de organismos acumulados *in situ*.

En el análisis tafonómico es importante distinguir que las comunidades vivas pueden ser afectadas en diferentes lapsos de tiempo: de acuerdo con Speyer y Brett (1991) están los procesos de trasfondo caracterizados por su larga duración y que están asociados

con una sedimentación constante, mientras que otros son procesos episódicos de enterramiento, los cuales están asociados con fenómenos naturales del clima como tormentas, deslaves o inundaciones. Este tipo de consideraciones ha llevado al concepto de **tiempo promedio** (Walker y Bambach, 1971) para referirse a la combinación de restos fósiles de distintas edades en una misma capa (Carroll, 2001); conforme mayor sea el intervalo de tiempo entre los fósiles mezclados, aumenta la probabilidad de una mezcla de ambientes en dicha capa. Este resultado se produce por las diferencias en las tasas de acumulación entre los restos fósiles (bioclastos) y los sedimentos: en general, varias generaciones de seres vivos (por consiguiente formación de nuevos fósiles) corresponden a un ciclo de acumulación de sedimentos. Las características de las asociaciones de fósiles permiten la distinción del tiempo transcurrido entre la muerte de cada uno de sus integrantes y la conformación del conjunto fósil, lo cual da origen a una clasificación del tipo de mezcla temporal en la formación de los conjuntos fósiles, que puede ser instantánea (*census*), de días a años (dentro del hábitat), de miles a millones de años (ambiental) o de millones a miles de millones de años (bioestratigráfica).

5. MARCO GEOLÓGICO.

5.1.- Ubicación del área de estudio

Las rocas utilizadas para este estudio afloran en lomeríos de los alrededores del poblado de Santiago Ixtaltepec, en el Municipio Asunción Nochixtlán, dentro del estado de Oaxaca, a 23 km al noreste de la cabecera municipal. Para llegar a los diferentes afloramientos se sigue un camino de terracería que conecta varios pueblos agrícolas dedicados principalmente al cultivo de maíz. La sección que se estudió en este trabajo se ubica en las coordenadas 17° 33' N y 97° 07' W, en donde se encuentra una pendiente en el terreno cortada recientemente por un camino que lleva a Santiago Ixtaltepec (Figura 2).

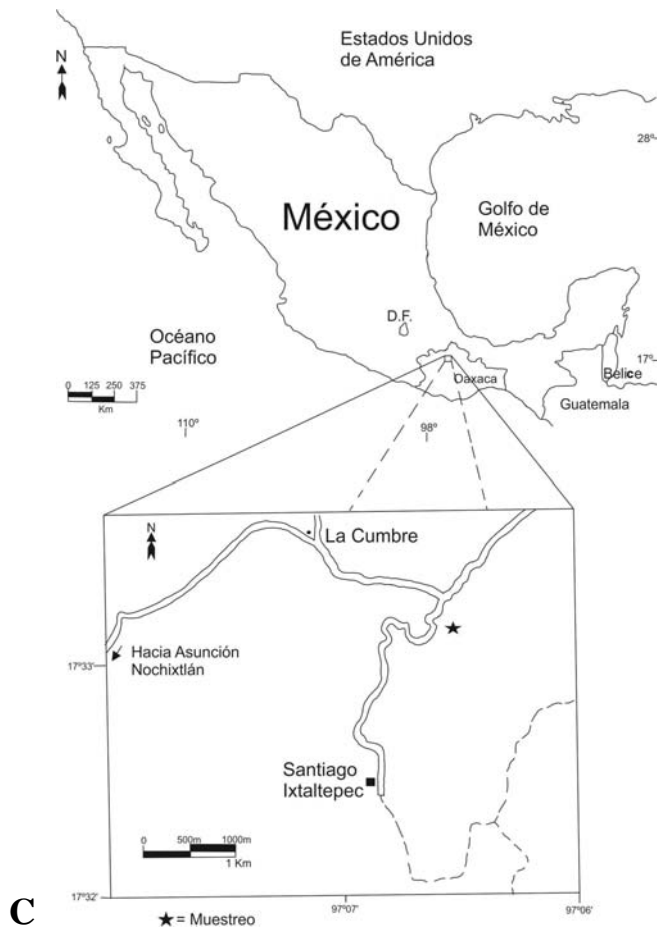
A**B**

Figura 2. Área de estudio: A. vista panorámica; B. vista parcial del afloramiento; C. mapa de ubicación, el asterisco indica la localidad en donde aflora la sección estudiada.

5.2.- Antecedentes generales del área

La región mixteca es explorada a mediados del siglo XX con propósitos económicos (búsqueda de arcillas), cuando se produce el descubrimiento de un yacimiento fosilífero único. Los primeros reportes se producen con los trabajos de Pantoja-Alor, quien en colaboración con varios investigadores del Instituto Smithsonian, utiliza al registro fósil como herramienta para la datación relativa de las rocas (Robison y Pantoja-Alor, 1968; Flower, 1968; Yochelson, 1968; Pantoja-Alor, 1970). Desde entonces, se conocen los afloramientos paleozoicos en la región mixteca, como una sucesión de rocas clásticas de origen marino que contiene la mayor representación temporal y diversidad del registro fósil del Paleozoico en el sureste de México.

Los trabajos asociados con la búsqueda de hidrocarburos por parte del Instituto Mexicano del Petróleo, propician nuevas prospecciones en el área a través de un levantamiento por Malpica (1978) en diferentes afloramientos de las formaciones establecidas previamente por Pantoja-Alor. Posteriormente, Rodríguez-Benítez (1983) aplica técnicas para la búsqueda y evaluación de los restos fósiles microscópicos, específicamente de palinomorfos, con la intención de corroborar las posibilidades de extracción de hidrocarburos; sus investigaciones le muestran que los únicos palinomorfos reconocibles son las acritarcas e incluso, que estos restos se han conservado en un mal estado; además, el nivel de alteración mineral indica una tendencia a la influencia de presiones y temperaturas altas, de modo que el área presenta una posibilidad muy reducida para aportación de hidrocarburos.

Con la disminución del interés económico, se da prioridad a la relación entre la geología y la paleontología con miras a la comprensión histórica de esta parte del territorio mexicano durante el periodo Paleozoico, lo cual incide en la realización de diversos trabajos relacionados con la taxonomía de los invertebrados.

5.3 – Estratigrafía del área de estudio

5.3.1.- Estratigrafía general

El área que circunda al poblado de Santiago Ixtaltepec se considera de singular importancia geológica y paleontológica, debido a la amplia diversidad de fósiles y a la extensión temporal representada en varios afloramientos (Figura 3):

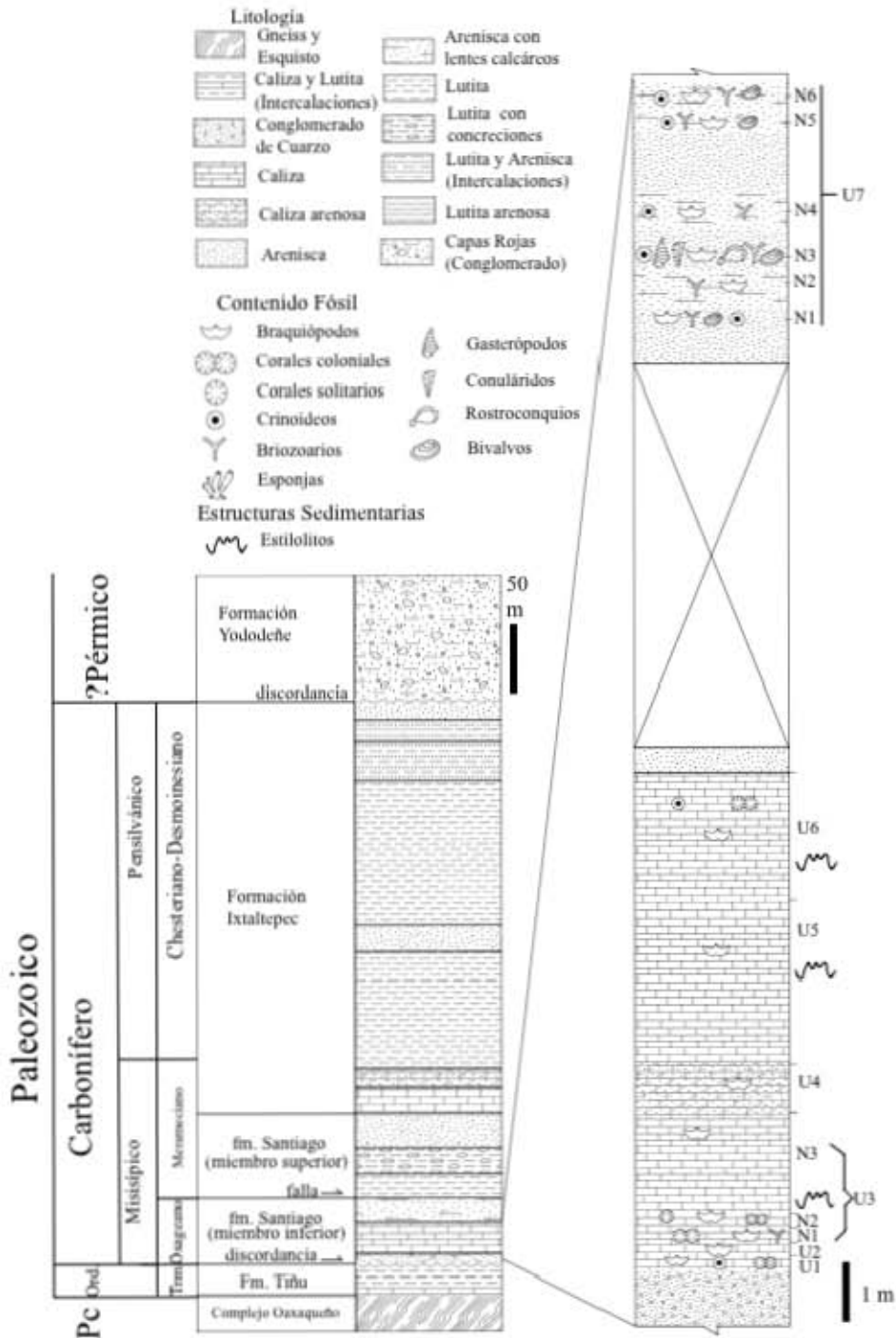


Figura 3. Columna estratigráfica de la localidad de estudio. Se muestra la diversidad fosilífera en la caliza y en los primeros estratos de la arenisca, correspondientes al miembro inferior de la formación Santiago. Los primeros metros de la arenisca están cubiertos por material removido y por un camino rural. U= unidad; N= nivel.

5.3.1.1. Basamento Precámbrico

Según Fries *et al.* (1962), las rocas proterozoicas del Complejo Oaxaqueño son de composición metamórfica, con una edad entre los 1200 y los 781 millones de años, formadas durante la Orogenia Oaxaqueña, la cual se podría relacionar con la Orogenia Grenvilleana de Estados Unidos, conocida por su constitución de gneiss, esquisto y pegmatita.

5.3.1.2 Paleozoico Inferior

Sobre el zócalo precámbrico, se encuentra la Formación Tiñú, que fue descrita por Pantoja-Alor (1970) como una serie de clásticos marinos de edad Cámbrico-Ordovícico (Tremadociano). Se distingue por un miembro inferior calcáreo y un miembro superior lutítico. El miembro inferior comienza con una caliza gris oscura donde el intemperismo se manifiesta por el color amarillo, en cuyo contacto con el basamento Precámbrico hay abundante pedernal; sobre esta capa se encuentra una caliza de trilobites negra intercalada con estratos de una lutita calcárea laminada, con variable tonalidad entre el verde y el amarillo; el espesor de los estratos arcillosos se expande hacia la parte superior. El miembro superior, compuesto de lutita y limolita calcárea de colores claros (entre verdes, amarillos y violetas), intemperiza en astillas afiladas. La diversidad faunística difiere claramente entre los dos miembros, de manera que en el inferior se distingue la presencia de trilobites y conodontos, mientras que en el superior se encuentran distintos trilobites con varias especies de graptolitos (Sour-Tovar y Buitrón, 1987). Además de estos grupos, se ha referido la presencia de moluscos, equinodermos, braquiópodos, esponjas y ostrácodos (Sour-Tovar, 1990; Streng *et al.*, 2011).

5.3.1.3 Paleozoico Superior

Cubriendo a las rocas de la Formación Tiñú se presentan en discordancia angular los estratos de la formación Santiago, motivo de este estudio, y que se describirán más adelante.

Por encima de las rocas de la formación Santiago, en contacto discordante con rasgos de deformación tectónica, se presentan las rocas clásticas de la Formación Ixtaltepec que tienen un espesor aproximado de 430 m en la localidad tipo del Arroyo de Las Pulgas

(Navarro-Santillán *et al.*, 2002; Torres-Martínez y Sour-Tovar, 2012), además de variaciones en otros sitios alrededor de los 400 m (Villanueva-Olea *et al.*, 2011). En la base de la sección tipo, se encuentra limolita con intercalaciones de lutita y arenisca calcárea de grano fino, cubiertas por capas delgadas de calcarenita (con ligera consistencia arcillosa) que aumentan de grosor a bancos de lutita abigarrada de baja consistencia arenosa, con intercalaciones de arenisca de grano fino; por encima se encuentra una limolita y arenisca de grano fino de carácter micáceo. Hacia el techo se encuentran bancos gruesos de lutita arenosa delimitados por estratos compuestos de arenisca de grano fino y limolita, con material intrusivo (volcánico) intercalado con lutita arenosa (Pantoja-Alor, 1970; Villanueva-Olea *et al.*, 2011; Torres-Martínez y Sour-Tovar, 2012). Esta formación posee una abundante fauna constituida por ejemplares de corales solitarios, briozoarios (Ortiz-Lozano, 1996; González-Mora, 2014), braquiópodos (Sour-Tovar, 1994; Sour-Tovar y Quiroz-Barroso, 1989; Sour-Tovar y Martínez-Chacón, 2004; Torres-Martínez *et al.*, 2008), bivalvos (Quiroz-Barroso y Perrilliat, 1997, 1998), trilobites (Morón-Ríos y Perrilliat, 1988), gasterópodos, crinoideos y otros invertebrados, así como escasos restos vegetales (Silva-Pineda, 1970). En 1984, Morales-Soto realiza un estudio paleoambiental con las asociaciones fósiles. A través de la comparación de diversos estudios de la fauna, se ha precisado la edad de las rocas de esta formación, considerada inicialmente del Pensilvánico Temprano-Medio por Pantoja-Alor (1970). Los bivalvos (Quiroz-Barroso y Perrilliat, 1997, 1998), crinoideos (Villanueva-Olea *et al.*, 2011; Villanueva-Olea y Sour-Tovar, 2015) y braquiópodos (Torres-Martínez y Sour-Tovar, 2012) de los estratos basales estudiados en fechas posteriores, indican una edad de Misisípico Tardío (Chesteriano), mientras que los braquiópodos de los estratos medio-superiores (Torres-Martínez y Sour-Tovar, 2012) refuerzan la edad de Pensilvánico Temprano-Medio (Morrowiano-Desmoinesiano), postulada por Quiroz-Barroso (1995) y Quiroz-Barroso y Perrilliat (1997, 1998).

Los estratos con edad paleozoica más reciente corresponden a la Formación Yododeñe, que consiste en un conglomerado de clastos de caliza con fusulínidos, que indican una edad Pérmico-Jurásico? (Flores de Dios *et al.*, 2000), por lo que su edad se asigna, normalmente con duda, al Pérmico Temprano.

5.3.1.4 Mesozoico

Por encima de las rocas paleozoicas se presenta en discordancia angular una caliza de edad cretácica (Pantoja-Alor, 1970).

5.3.2.- La formación Santiago:

La sección tipo se encuentra en el Arroyo de Las Pulgas. Se trata de paquetes de roca clástica de origen marino donde predominan caliza, arenisca y lutita, correspondientes al Misisípico temprano-medio. Su límite inferior está representado por un conglomerado de cuarzo, mientras que el límite superior se encuentra ambiguamente definido por la presencia de lutita con fósiles misisípicos (Pantoja Alor, 1970). La formación Santiago consta de 2 miembros de fácil distinción:

5.3.2.1.- El miembro inferior:

Contiene roca calcárea principalmente. Comienza con 2 metros de conglomerado fino cementado por caliza amarillenta ligeramente arcillosa, que cambia a una caliza amarilla con bandas de 5 a 20 cm de fragmentos finos de cuarzo distribuidos rítmicamente en los estratos, dando a la roca un aspecto rugoso; le sigue una caliza franca de color gris claro con abundantes braquiópodos y algunos corales que no han sido estudiados formalmente. En la parte superior, pasa a una caliza arenosa (arenisca calcárea) de estratificación delgada con tonos amarillos, entremezclada con intercalaciones delgadas de lutita limolítica y marga con abundantes fósiles de braquiópodos, bivalvos, tallos de crinoideos e impresiones de briozoarios y corales (Pantoja-Alor, 1970), así como rostroconquios, conuláridos y gasterópodos (Quiroz-Barroso *et al.*, 2000; Escalante-Ruiz, 2011; Escalante-Ruiz *et al.*, 2014), (Figura 4).

Edad.- Se ha precisado la edad del miembro calcáreo dentro del Carbonífero, específicamente en el Misisípico temprano. Para la arenisca, la presencia de los braquiópodos *Kitakamithyris* y *Rotaia* permitió a Cooper (in Pantoja-Alor, 1970) considerarla de edad Misisípico temprano (similar a la de la Caliza Keokuk de la Serie Osageana); con los estudios del rostroconquio *Pseudomulceodens* realizado por Quiroz-Barroso *et al.* (2000) y de otros braquiópodos, entre ellos el hallazgo de la asociación



Figura 4. Panorámicas del miembro inferior de la formación Santiago. A. facies calcárea; B. facies arenosa.

Lamellosathyris (Actinoconchus) lamellosus–Torynifer pseudolineatus (Navarro-Santillán *et al.*, 2002), se confirma la edad del Osageano. También en la arenisca, el hallazgo del conulárido *Paraconularia* cf. *P. subulata* y el gasterópodo *Retispira exilis* (Escalante-Ruiz *et al.*, 2014) refuerza la estimación temporal del Misisípico Temprano (Osageano =Tournasiano tardío-Viseano temprano).

Condiciones ambientales.- Las capas de caliza masiva contienen corales tabulados y esponjas donde también están incluidos ejemplares de braquiópodos. A partir del estudio del bivalvo *Streblochondria* y la fauna acompañante provenientes de la arenisca, Quiroz-Barroso (1995) estableció una similitud con el ambiente de depósito arrecifal y periarrecifal del tipo de las comunidades de la “Calcarenita de Braquiópodos del sur de Inglaterra” de McKerrow (1978). Posteriormente, Navarro-Santillán *et al.* (2002) refieren que la caliza contiene parches de corales tabulados asociados con braquiópodos y demosponjas pertenecientes al Orden Lithistida.

5.3.2.2.- El miembro superior:

En la localidad tipo, esta unidad inicia con bancos gruesos de lutita abigarrada con concreciones, no fosilífera. En la parte media se presenta una arenisca de tipo subgrauvaca cuarzosa de bajo contenido calcáreo y color amarillo, combinada con una matriz arcillosa donde se encuentran incluidos cuarzo, feldespato y mica; la parte superior está formada por lutita abigarrada en bancos gruesos con intercalaciones de arenisca calcárea con abundantes icnofósiles, en algunos sitios se encuentran escasas conchas de braquiópodos, moldes de moluscos y tallos de crinoideos con bajo estado de conservación (Pantoja-Alor, 1970). En exploraciones recientes, se han encontrado afloramientos alrededor del Cerro Inutoto, al sureste de la localidad tipo, donde se presenta una sucesión litológica semejante, pero disminuye el espesor de las capas de caliza y aumenta el grosor de las capas de arenisca y lutita, además en la lutita basal se presentan abundantes concreciones (Villanueva-Olea *et al.*, 2011). En estas últimas capas, tanto adentro como afuera de las concreciones hay una diversidad de indicios de vida marina que incluye conuláridos y gasterópodos (Escalante-Ruiz, 2011), braquiópodos y cefalópodos (Castillo-Espinoza, 2008, 2013), crinoideos (Villanueva-Olea *et al.*, 2011) y bivalvos.

Edad.- La edad misisípica fue originalmente establecida por Robison y Pantoja-Alor (1968) y se mantiene por Pantoja-Alor (1970), al considerar esta unidad como parte de la formación Santiago. Más tarde, Navarro-Santillán *et al.* (2002) proponen un cambio en la interpretación estratigráfica donde se considere únicamente al miembro inferior calcáreo como la formación Santiago, debido a que el escaso registro fósil encontrado en el miembro superior lutítico en ese momento parecía indicar una edad pensilvánica. Pero tal como se sugiere en el reporte del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2009), se procede posteriormente a una revisión de la propuesta. Como resultado de la naturaleza fosilífera de la lutita con concreciones hallada en el miembro superior entre los nuevos afloramientos en las cercanías del Cerro Inutoto, se reintegra como el miembro superior dentro de la formación Santiago, ante el fechamiento del Misisípico Medio (Merameciano=Viseano medio) proporcionada por las especies estudiadas (Castillo-Espinoza, 2013; Escalante-Ruiz *et al.*, 2014).

Condiciones ambientales.- La presencia de cefalópodos, conuláridos, braquiópodos, gasterópodos y placas disociadas de crinoideos incluidos en lutita oscura, así como la presencia de concreciones que presentan una gran cantidad de materia orgánica y piritita, indican un ambiente de depósito de plataforma externa (Escalante-Ruiz, 2011; Castillo-Espinoza, 2013). La presencia de fauna nectónica (cefalópodos) y el cambio litológico hacia una facies lutítica, son características que pueden explicarse por un evento transgresivo (Escalante-Ruiz, 2011; Castillo-Espinoza, 2013) asociado a cambios eustáticos del nivel del mar a través del tiempo.

5.4.- Paleogeografía de la zona de estudio

Desde principios del siglo XX, se reconoce la complejidad de la composición de las rocas del sur de México. A partir de la nueva perspectiva proporcionada por la teoría de la Tectónica de Placas entre 1965 y 1970, se elabora una interpretación que destaca la interacción dinámica entre los diferentes cuerpos de roca. Por otra parte, a pesar de la introducción de técnicas de fechamiento radiométrico alrededor de 1962, resulta complicado el fechamiento de las rocas alteradas por metamorfismo en el este de Guerrero (De Cserna *et al.*, 1994) y norte de Oaxaca, por lo cual se ha propuesto una serie de

planteamientos teóricos como es el caso del reconocimiento cartográfico del territorio a partir de terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983), que son regiones que comparten una historia geológica y están delimitadas por fallas tectónicas (Centeno-García *et al.*, 2008). Derivado de lo anterior, se ha estudiado la historia geológica del país, resaltando la complejidad de los cambios en la geografía del centro-sur de México.

La mayor parte del territorio septentrional y oriental de México posee un basamento proterozoico, sin embargo, solamente una porción pequeña está considerada como terreno autóctono del cratón de Norteamérica. El resto del basamento en el territorio mexicano ha sido interpretado como una conjunción de terrenos alóctonos, provenientes de Gondwana, o como islas, producto de arcos volcánicos en el Pacífico (*in* Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005). De estos terrenos, Coahuila y Sierra Madre corresponden a porciones centrales del territorio nacional actual, donde se encuentra incluido el norte de Oaxaca. Dichos terrenos se reconocen por un origen común, constituyendo el bloque o microcontinente de Oaxaquia, que fue fragmentado por eventos tectónicos entre el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Centeno-García, 2005). Una prueba sobre la correlación entre los terrenos Coahuila y Sierra Madre mencionados, es la estratigrafía semejante correspondiente al final del Paleozoico y el principio del Mesozoico. A diferencia de otros terrenos, se distinguen por actividad volcánica de arco submarino entre el Misisípico y el Pérmico, así como por un cinturón de rocas granitoides de edad Permo-Triásica. Ambos terrenos muestran evidencia de un evento de plegamiento antes del depósito de rocas continentales y marinas fechadas entre el Jurásico y el Cretácico (Centeno-García, 2005).

En otras propuestas, destaca la complementación de los resultados obtenidos por la revisión de la fauna del sitio (Robison y Pantoja-Alor, 1968) con los estudios geológicos de las plataformas continentales de América: existen semejanzas en la facies correspondiente a la Formación Tíñú tanto en los márgenes como en el basamento del conjunto de América Media –propuesta teórica donde se incluye al bloque de Oaxaquia y los terrenos Maya y Chortis– con el continente de Gondwana –sobre todo en las costas de Venezuela y Colombia (Keppie *et al.*, 2004).

Hasta ahora, la mayoría de los modelos paleogeográficos propuestos para la explicación de la sedimentología e historia tectónica de las distintas partes del territorio

nacional durante el Paleozoico, resultan muy esquemáticos en relación a la evidencia de campo, la cual muestra una serie de eventos tectónicos en intervalos de tiempo cortos a lo largo del margen occidental de México entre el Paleozoico y el Mesozoico (Centeno-García, 2005). Aunque todos estos planteamientos teóricos requieren más pruebas para su respaldo, existe un caso donde se menciona que los terrenos Coahuila y Sierra Madre se desprendieron de Gondwana y chocaron con el cratón Norteamericano en una época entre el Silúrico y el Carbonífero temprano (Pindell, 1985 *in* Centeno-García, 2005). Esta teoría es la única sustentada por las afinidades faunísticas mostradas por el registro fósil en el área (Navarro-Santillán *et al.*, 2002). Tras esta colisión, se habría desarrollado un arco continental en el este de México, correspondiente al bloque de Oaxaquia, desde el Carbonífero hasta el Pérmico temprano. Sin embargo, se requiere confirmación con datos de campo. Las anomalías magnéticas en Chihuahua podrían ser parte del cinturón de acreción, anterior al choque, entre los terrenos antes mencionados y el resto del cratón Norteamericano, o una serie de estructuras asociadas a la deformación en el cinturón de Ouachita (Centeno-García, 2005). Las evidencias de campo y la fauna estudiada indica que los terrenos Coahuila y Sierra Madre debieron unirse a Norteamérica a más tardar en una época anterior al Pérmico, ya que ambos terrenos presentan intrusiones de un cinturón de roca granítica con fecha alrededor del Pérmico tardío y el Triásico temprano (Centeno-García, 2005).

6.- METODOLOGÍA

6.1.- Trabajo de campo

Se realizaron las siguientes actividades:

- Ubicación geográfica de la localidad de estudio con ayuda de la brújula Brunton, mapa (INEGI, 2001) y el sistema de posicionamiento global (GPS).
- Reconocimiento geológico de los afloramientos de la formación Santiago.
- Medición de la sección estudiada. Se trabajó en la sección tipo Arroyo de Las Pulgas, en donde está bien representada la caliza masiva del miembro inferior.

- Registro de las características litológicas conspicuas (color, textura, estructuras sedimentarias).
- Identificación de las características tafonómicas para cada unidad de la caliza y de los primeros niveles de la arenisca, basado en clasificaciones y nomenclatura de trabajos anteriores (Brett y Baird, 1986, Speyer y Brett, 1991; Kidwell *et al*, 1986; Brandt, 1989; Kidwell y Holland, 1991).
- Establecimiento de diferencias dentro de la sucesión. De acuerdo a la litología y a la presencia y tipo de conservación del material fósil, se establecieron seis unidades diferentes dentro de la caliza y una para la arenisca. Dentro de ellas se reconocieron algunos niveles con características tafonómicas particulares.
- Elaboración de una bitácora descriptiva y fotográfica, así como extracción de las muestras de roca cuidando el control de la ubicación, posición y orientación del registro fósil, para cada unidad y nivel.

6.2.- Trabajo de laboratorio

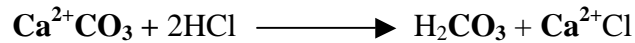
- Preparación de las muestras. Este paso incluyó el lavado o cepillado de las muestras y su registro en la **libreta de entradas** del Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias, UNAM.
- Elaboración de tablas comparativas de las características tafonómicas por unidad/nivel, con base en los datos de campo, con enfoque cualitativo.
- Elaboración de peels a partir del corte de muestras de roca de las diferentes unidades de la caliza y de los primeros niveles de la arenisca calcárea. Debido al considerable tamaño de las muestras, se utilizó una cortadora de diesel. Abrasión de los cortes con un conjunto de abrasivos diluidos en agua (disminuyendo el tamaño de grano en cada sesión de pulido) para retirar de la superficie las marcas del disco

de la cortadora y permitir la observación de una superficie plana. Esto se realizó después de la limpieza de residuos de abrasivos sobre la superficie pulida y el uso de ácido clorhídrico diluido al 10% para eliminar la matriz calcárea, así como el humedecimiento de la superficie pulida con acetona, la cual debe ser presionada con rapidez contra el acetato de forma unidireccional, para evitar la evaporación de la acetona antes de la adhesión de la roca con el plástico y la formación de burbujas de aire que produzcan pliegues en el acetato antes de su adhesión completa.

- Análisis petrográfico. Para caracterizar a las rocas portadoras de fósiles en cada unidad y nivel se realizó el análisis petrográfico en el laboratorio de Petrología de Facultad de Ingeniería, UNAM, que consiste en el estudio de las propiedades ópticas de los minerales a partir del laminado de las muestras.
- Tinción de láminas delgadas. Para comprobar el grado de alteración diagenética presente en muestras de la caliza, se realizó la tinción de Dickson (1966). Las muestras de roca utilizadas para esta técnica se cortaron y se pulieron con abrasivos hasta que se obtuvieron unas láminas tan delgadas, que aseguraban el paso de la luz y la mejor calidad de observación posible. Estas muestras fueron adheridas a portaobjetos que también fueron tallados con abrasivos para permitir mayor agarre por parte de la resina utilizada para la adhesión entre la muestra y el portaobjetos. La tinción consiste en utilizar Rojo de Alizarina $C_{14}H_7NaO_7S$ (0.2 g para 100 ml de HCl al 1.5%) y hexacianoferrato de potasio o ferrocianuro potásico $K_3[Fe(CN)_6]$ (2 g para 100 ml de HCl al 1.5%), siguiendo el método de Dickson (1966) (*in* Sánchez-Beristain, 2010) para la identificación de polimorfos calcáreos con ayuda del microscopio óptico, según la intensidad de la reacción al ácido, por lo que se observan diferentes coloraciones: rojo en la calcita, azul en la calcita ferrosa, marrón en la aragonita, o blanco en la dolomita.

Asociado con la tinción de Dickson, existe un contraste en la capacidad reactiva entre materiales calcáreos y los materiales siliciclásticos, en relación con el ácido clorhídrico. En las muestras con abundante carbonato de calcio, la reacción para la tinción se produce de manera instantánea con un tiempo promedio de menos

de un minuto (alrededor de 50 segundos) tras el primer contacto, debido a la sustitución del calcio por un ion hidrógeno de manera que se produce ácido carbónico (en el material, la reacción se observa por efervescencia). Esto se puede representar de la siguiente manera:



En cambio, en las láminas con mayor proporción de cuarzo, el silicato más común en la caliza masiva, la reacción se desarrolla de manera lenta, con un tiempo promedio de minuto y medio, por la baja proporción de material calcáreo presente. Si se presenta una lámina con material compuesto únicamente de silicatos, entonces el material permanece inerte y sin cambio de color.

Con todo lo anterior se integró la información y se analizaron las características de las unidades y niveles estudiados en cuanto a datos bioestratinómicos y diagenéticos, para buscar una interpretación que permita valorar el estado de conservación y/o alteración del registro fósil del miembro inferior de la formación Santiago.

6.3.- Definiciones de caracteres utilizados en este estudio

Los conceptos de los términos utilizados para la identificación de las características tafonómicas de los conjuntos fósiles son los siguientes:

6.3.1.- Composición taxonómica.- Grupos biológicos que caracterizan a la asociación, considerando variedad y frecuencia de estructuras visibles (Tablas 9 y 14):

Diversidad: Variedad de grupos biológicos presentes. De acuerdo a esta variación, el conjunto es **monotípico** o **politípico** según si se encuentra compuesto de uno o varios taxones (Kidwell *et al.*, 1986). En este trabajo se utiliza el término **paucitípico** cuando se distingue un conjunto de pocos taxones con predominio de uno de ellos. Este último término es una variante de pauciespecífico, utilizado por Kidwell *et al.* (1986), para conjuntos con una diversidad de especies media.

Abundancia: Se refiere a la proporción de cada grupo biológico. En ciertas ocasiones, se presenta una divergencia entre la abundancia de restos fósiles en términos generales y la abundancia referida a cada grupo biológico.

6.3.2.- Caracteres biostratinómicos del registro fósil.-

Orientación: Se trata esencialmente de la presencia o ausencia de modificación en la colocación de un resto fósil con respecto al sustrato. En general, se hace alusión a la perspectiva disponible al observador, ya sea sobre la superficie de estratificación (planta) ó en corte transversal (sección) de acuerdo a Kidwell *et al.* (1986). Por lo tanto, se habla de la disposición de los bioclastos en el sedimento de acuerdo a los materiales y condiciones de conservación presentes al momento del enterramiento. Se prefiere la denominación utilizada por Brett y Baird (1986), donde se conoce como orientación azimutal para distinguir el cambio con respecto a la posición de vida erecta. Esta característica es común principalmente entre aquellos restos de organismos con hábito de vida bentónico; puesto que estaban a merced de las condiciones de energía del ambiente. También se puede considerar cualquier efecto en la distribución de un conjunto de estructuras de un mismo organismo provocado principalmente por el transporte mecánico. En caso de ausencia, se menciona que el resto fósil fue conservado en posición de vida.

Desarticulación: Es una característica de modificación mecánica observada entre los restos de un organismo. Se refiere a la proporción de restos fósiles cuyas partes fueron desacopladas por diferentes agentes físico-mecánicos, quedando separadas (modificado de Brandt, 1989).

Fragmentación: Se refiere a la proporción de elementos fósiles con daños o fracturas con respecto a los elementos fósiles que se han conservado íntegros con su morfología original (Brandt, 1989).

Selección por tamaños o formas: Se refiere a la presencia o ausencia de variación en las proporciones de diferentes dimensiones y contornos de los bioclastos observados. En este trabajo, lo más visible es la selección por tamaños (en el sentido de Kidwell y Holland (1991).

Empaquetamiento: Se trata de la relación entre la acumulación de restos fósiles y las proporciones de área o volúmen de la roca considerada. Se manejan los términos de la

clasificación de Bressan y Palma (2008) compacto, suelto y disperso, quienes modifican las variables utilizadas anteriormente por Kidwell *et al.* (1986) y por Kidwell y Holland (1991). En Kidwell *et al.* (1986) se maneja el término de biofábrica para referirse a la textura biológica, definida por la orientación y el empaquetamiento del conjunto fósil.

Geometría de la concentración: Es el resultado de la topografía del ambiente de depósito, modo de vida y actividad de los organismos, así como de los procesos *post-mortem* que promueven la concentración de bioclastos. Se distinguen agrupaciones tanto en superficie (bidimensional) como en perfil (tridimensional), de acuerdo a la nomenclatura de Kidwell *et al.*, 1986).

En este trabajo, los caracteres biostratinómicos principales, excepto el empaquetamiento, se expresan de manera porcentual: 80 a 100% (muy alta); 60 a 80% (alta); 40 a 60% (media); 20 a 40% (baja); 0 a 20% (muy baja/nula) (Tablas 10 y 15).

6.3.3.- Caracteres litológicos.-

Roca: Agregado mineral formado por procesos naturales. Se mencionan términos manejados por Dunham (1962) para la distinción en las proporciones de tamaños de grano en la composición de las rocas carbonatadas como es el caso de *packstone*, el cual se puede definir como la mezcla de tamaños entre los restos fósiles con una proporción alta de clastos mayores a 2 mm, o *wackestone*, una roca soportada por matriz donde los clastos tienen un empaquetamiento suelto.

Estructuras sedimentarias: Conjunto de señales de modificación del sustrato debido a procesos físicos, químicos o biológicos, ya sea durante el depósito de sedimentos (primarias o singenéticas) como los estratos y laminaciones; o bien después del sepultamiento definitivo (secundarias o epigenéticas) como los estilolitos que son el resultado de la disolución diferencial de los sedimentos favorecida por la presión y la infiltración de material diluido en agua (Krumbein y Sloss, 1963).

Procesos diagenéticos: Se trata de los procesos que ocurren tras el enterramiento definitivo. Algunos cambios ocurren en un área del subsuelo cercana a la superficie, con baja presión y temperatura; sin embargo, la mayoría de los cambios se producen a gran profundidad, donde aumentan la presión y la temperatura. Por convención, se distingue el límite entre procesos diagenéticos y metamórficos por el umbral ubicado a los 2 kilobares de presión y

300 °C de temperatura ambiente; todo proceso ocurrido en cantidades menores al umbral se clasifica dentro de la diagénesis y todo evento registrado en cantidades mayores a dicho umbral, se maneja como metamorfismo (Prothero y Schwab, 2004). Entre los procesos conocidos, son importantes la compactación, la cementación y la recristalización que inciden en la litificación de los sedimentos; otros participan en la destrucción del registro, un ejemplo de esto es la disolución (Krumbein y Sloss, 1963); en otros casos, los cristales son el resultado de la mezcla de minerales propios del ambiente de depósito con agua que acarrea minerales extraños, posteriormente se evapora la solución dejando como producto un conjunto de cristales de composición novedosa, lo cual se conoce como Neomorfismo (Tucker y Wright, 1990). La confluencia de estos procesos determina el tipo de fosilización, por ejemplo la permineralización o la preservación autigénica. Algunos procesos diagenéticos comienzan muy rápido tras el enterramiento; tal es el caso de la cementación de la caliza donde la gran proporción de minerales disueltos en el agua subterránea facilita la unión entre sedimentos (Prothero y Schwab, 2004). En algunos trabajos se considera que la diagénesis temprana se refiere a todo proceso ocurrido entre el enterramiento y la compactación, típicamente entre los pocos centímetros del sustrato donde hay sedimento suelto en constante movimiento por fluidos (Brett y Baird, 1986).

7.- RESULTADOS

7.1.- Caracteres de la caliza del miembro inferior.

Los estudios petrográficos realizados indican la presencia principal de caliza tipo *packstone*, no obstante, hay abundancia de bioclastos en la unidad 3 (nivel 2) y en la unidad 6, que les confiere mayor semejanza con una caliza tipo *boundstone*.

Unidad 1. (Lámina 1)

Espesor: 32 cm

Descripción litológica: Sobreyace al conglomerado fino de cuarzo. Caliza con un cementante esparítico; hacia el techo de esta unidad se presenta una delgada banda de pequeños cristales de cuarzo dispersos. Coloración gris claro al fresco y un color pardo amarillento al intemperismo. La presencia de oxidación de hierro como relleno de fracturas y la textura cristalina general de la roca, son distinguibles solamente con ayuda del microscopio (Tabla 1).

Tabla 1. Composición mineral de la unidad 1.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Cuarzo	8	Monocristalino, con cristales subredondeados a redondeados
Esparita	92	Relleno entre cristales subhedrales y anhedrales; componente principal de la roca.

Contenido fósil: El conjunto es paucitípico, de abundancia baja. Los restos orgánicos consisten de valvas de braquiópodos aisladas, escasos corales coloniales y placas de crinoideos.

En general, la geometría del conjunto está constituida por capas delgadas interrumpidas o por lentes, los contornos de las valvas se distinguen a manera de incisiones en la roca. Los bioclastos se observan con una orientación alta de tipo concordante y un empaquetamiento disperso. Hay una desarticulación muy alta y una fragmentación media. El conjunto de restos orgánicos conservados es peculiar por sus dimensiones diminutas, presentando una selección muy alta.

Interpretación tafonómica: El tipo de fosilización es por permineralización. La recristalización intensa y la ausencia de patrones de estratificación son indicios de diagénesis. A pesar de que los escasos corales observados se encuentran en posición de vida, la orientación concordante de las valvas de braquiópodos, la presencia de placas de crinoideos escasas y la selección de ejemplares pequeños, indican transporte en la conservación definitiva del conjunto fósil. El arreglo de las valvas, la dispersión de placas de crinoideo y la restricción de tamaños de los fósiles indican a la energía hidrodinámica como factor de remoción de los restos, incidiendo en la desarticulación y fragmentación. Se interpreta un contexto para autóctono para los restos fósiles respecto al ambiente de depósito.

Unidad 2. (Lámina 2)

Espesor: 17 cm

Descripción litológica: Caliza formada por carbonato de calcio y algunos fragmentos de cuarzo cristalino. Además de la típica coloración gris claro al fresco y las tonalidades pardo-amarillentas producto del intemperismo, se distingue una abundante superficie de

recristalización en la que los cristales grandes ocupan la mayor parte de la roca. El cemento consiste en una importante acumulación de esparita mezclada con una cantidad mínima de micrita. En la superficie de la roca se encuentran indicios evidentes de la oxidación de hierro, tanto entre fracturas como en estilolitos (Tabla 2).

Tabla 2. Composición mineral de la unidad 2.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Cuarzo	7	Monocristalino en cristales subredondeados a redondeados
Esparita	87	Calcita recristalizada
Micrita	5	Constituyente principal de la matriz, así como relleno de algunas cavidades de organismos.

Contenido fósil: La composición taxonómica del material conservado combina una diversidad de carácter paucitípico con una abundancia baja, porque el conjunto consiste de algunas conchas de braquiópodos y escasos bioclastos de probables gasterópodos.

En cuanto a la geometría del conjunto, los bioclastos se distribuyen en lentes. La biofábrica se distingue por la orientación alta de tipo concordante, combinada con casos de valvas apiladas; el empaquetamiento es disperso. La mayoría de las valvas muestran una desarticulación muy alta y una posición cóncava. La alta fragmentación puede interpretarse debido a la presencia mayoritaria de restos sin forma definida en un espacio reducido. Estos fragmentos presentan una selección por tamaños muy alta.

Interpretación tafonómica: Hay recristalización y el tipo de fosilización es por permineralización. El registro fósil es escaso y muy mal conservado, solamente se preservaron conchas de braquiópodos y de probables gasterópodos. La conjunción de varios factores, como la fragmentación, la disolución y la recristalización, evitaron la conservación fidedigna.

Durante la diagénesis existieron intervalos de disolución y de nuevo crecimiento de los cristales (recristalización). La presencia de amplias superficies oxidadas combinadas con la disolución evidenciada por los estilolitos, contribuyó a la alteración química de la roca.

La combinación de baja integridad estructural y baja composición taxonómica indican destrucción por procesos bioestratinómicos, sin embargo, la posición cóncava de las valvas indica que el depósito ocurrió de manera rápida. Estas evidencias indican un grado avanzado de parautoctonía en el conjunto.

Unidad 3, nivel 1. (Lámina 3)

Espesor: 34 cm

Descripción litológica: Caliza de textura cristalina donde el soporte principal son los bioclastos reforzados por el cementante de esparita. La coloración es una combinación de tono gris claro al fresco y una gama abigarrada de tonalidades asociadas con diferentes manifestaciones de alteración química: cristales blancos producto de la recristalización de los restos orgánicos y de la formación de estructuras geopetales; el intemperismo se identifica por el color pardo amarillento de la superficie; y una coloración rojiza muy evidente es producto de la oxidación del hierro, distinguida con mayor facilidad en los estilolitos, que se presentan tanto paralelos como perpendiculares a la línea de estratificación, estos últimos son los más abundantes (Tabla 3).

Tabla 3. Composición mineral de la unidad 3, nivel 1.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Cuarzo	3	Cristales anhedrales
Esparita	87	Relleno de fragmentos de organismos y cementante de la roca
Micrita	10	Relleno de algunas cavidades de organismos

Contenido fósil: El conjunto es paucitípico con abundancia alta, caracterizado por valvas de braquiópodos y algunas colonias de corales; estas últimas representadas principalmente en las capas superiores. La geometría del conjunto consiste en una capa delgada. Presenta una biofábrica con una orientación media (patrón concordante-oblicuo) y un empaquetamiento suelto. Adicionalmente, la biofábrica cambia: en la base hay valvas de diferentes tamaños y en posición cóncava con orientación concordante, algunas de ellas anidadas; mientras hacia el techo, la mayoría de las valvas son pequeñas, presentan una posición convexa y su orientación es más caótica. La desarticulación es alta por predominio de valvas sueltas. La

fragmentación es media por la mezcla de conchas completas y fragmentos. La selección por tamaños es alta.

Interpretación tafonómica: El tipo de fosilización es por permineralización. La recristalización afecta en ocasiones el aspecto original del conjunto fósil. En cuanto a la diversidad, hay un contraste porque los corales son escasos, mientras que los braquiópodos son abundantes y presentan caracteres bioestratinómicos que indican remoción antes de su depósito final. Los corales están representados por colonias cerioides masivas que conservan su posición de vida; en cortes diagonales o transversales se observa un patrón estructural similar a *Favosites*. Los principales caracteres de desarticulación y selección corresponden al registro de braquiópodos, que consiste además en valvas pequeñas sueltas y concordantes; todo esto es indicio de un nivel de energía hidrodinámica moderada en el ambiente de depósito. Un soporte para esta idea lo constituye la escasez y reducidas dimensiones de estructuras coralinas. Por otro lado, la concentración de conchas podría ser acentuada por efecto de la compactación de la roca tras un tiempo muy prolongado de enterramiento. Estas características apuntan a un conjunto parautóctono (Kidwell *et al.*, 1986).

Las estructuras geopetales en el interior de las conchas de braquiópodos son evidencia de la conservación *in situ* de estos organismos.

Unidad 3, nivel 2. (Lámina 4)

Espesor: 17 cm

Descripción litológica: Caliza donde el cementante principal es la esparita mezclado con escasa micrita. El color de la roca es gris oscuro, destacando la coloración blanca asociada a la recristalización de corales. Se presentan estilolitos dispersos paralelos y perpendiculares a la estratificación y fracturas con óxidos de hierro (Tabla 4).

Tabla 4. Composición mineral de la unidad 3, nivel 2.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Cuarzo	3	Cristales anhedrales.
Esparita	84	Fragmentos de organismos rellenos de esparita y algunas cavidades de micrita, incluidos en un cementante esparítico.
Micrita	12	Rellenando cavidades de organismos.
Minerales opacos	1	En cristales anhedrales diseminados en la roca.

Contenido fósil: Se trata de una asociación de vida, en donde la composición taxonómica es politípica, con abundancia alta: el conjunto fósil consiste de numerosos corales tabulados favosítidos ramificados y cerioides, algunos corales rugosos solitarios, escasos braquiópodos del tipo de los espiriféridos y productidos y posibles briozoarios. La diferencia en tamaños de las valvas de los braquiópodos puede deberse a la diversidad específica, sin embargo, otras causas como diferentes estadios ontogenéticos o la fragmentación de los restos no pueden descartarse.

Los restos fósiles conforman un empaquetamiento compacto, en donde los corales están en posición de vida, mientras que las conchas de los braquiópodos presentan una orientación caótica con imbricaciones oblicuas. La desarticulación es alta, la fragmentación es media y hay variación de tallas de medianas a pequeñas.

Interpretación tafonómica: El proceso de fosilización es la permineralización, más evidente en los brazos coralinos debido a la coloración blanquecina. La recristalización de los corales impide hacer mediciones detalladas de las estructuras diagnósticas, sin embargo, los caracteres biostratinómicos de los mismos sugieren que su enterramiento sucedió en un ambiente protegido, de energía moderada. La asociación de los restos fósiles indica autoctonía.

Unidad 3, nivel 3. (Lámina 5)

Espesor: 197 cm

Descripción litológica: Caliza de textura cristalina de color gris claro al fresco y pardo rojizo debido al intemperismo, compuesta por la acumulación de clastos de procedencia

biológica como soporte de la roca, así como de una alta proporción del cemento de esparita. Hay dolomita en baja proporción. Se presentan abundantes estilolitos perpendiculares a la superficie de estratificación (Tabla 5).

Tabla 5. Composición mineral de la unidad 3, nivel 3.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Esparita	92	Relleno de los fragmentos de los organismos, constituyente del cementante.
Dolomita	8	Cristales subhedrales.

Contenido fósil: El conjunto es monotípico con abundancia alta, hay braquiópodos en agrupaciones numerosas.

Respecto a la geometría, el registro fósil se encuentra distribuido en capas, en las que la biofábrica se caracteriza por una orientación media (por mezcla de conjuntos concordantes y conjuntos caóticos) y el empaquetamiento es compacto. La desarticulación es muy alta, con numerosas valvas sueltas en posición convexa generalmente. Hay alta fragmentación y selección.

Interpretación tafonómica: El proceso de fosilización identificado es la permineralización, que ha afectado al contorno de las valvas. Al interior de las valvas se observan estructuras geopetales.

El conjunto fósil muestra señales de transporte prolongado: la combinación de orientación concordante, la selección entre la mayoría de las valvas y la acumulación entre las mismas. Se clasifica como una concentración alóctona, de origen sedimentológico.

Unidad 4. (Lámina 6)

Espesor: 77 cm

Descripción litológica: Caliza de textura cristalina, contiene un alto porcentaje de esparita y una proporción de micrita mayor que en las demás unidades. Hay un aporte bajo de terrígenos (arena). Respecto a la coloración, se distingue la roca de color gris; el efecto del intemperismo asociado con el color gris oscuro; la oxidación de hierro con los tonos amarillos y rojos; asimismo, estructuras geopetales blancas (Tabla 6).

Tabla 6. Composición mineral de la unidad 4.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Esparita	80	Relleno de los fragmentos de organismos; componente del cementante
Micrita	20	Relleno de cavidades de los organismos

Contenido fósil: La composición taxonómica del conjunto es monotípica con abundancia media. Los bioclastos corresponden a braquiópodos.

En términos de la geometría, ante la distribución aislada o intermitente del conjunto fósil, se ha clasificado como una serie de lentes. La biofábrica tiene una orientación media entre concordante y oblicua, complementada con un empaquetamiento suelto; con estos indicios, se dice que el soporte es la matriz. Hay proporciones equivalentes de valvas cóncavas y convexas, algunas con anidamientos. Las características bioestratinómicas principales presentan valores medios.

Interpretación tafonómica: La fosilización se produce por permineralización. La conformación del conjunto y el bajo aporte de terrígenos indican un entorno influenciado por corrientes esporádicas, de manera que tras la muerte de los organismos, sus conchas se desarticulaban y fueron transportadas a corta distancia, acumulándose y siendo removidas constantemente durante un tiempo prolongado. Se le considera una concentración parautoctona, de origen sedimentológica.

Unidad 5. (Lámina 7)

Espesor: 320 cm

Descripción litológica: Caliza que se sostiene por acumulación de bioclastos donde el cementante de esparita se encuentra complementado con baja concentración de micrita. Hay estructuras geopetales distinguibles por crecimiento de cristales en la parte superior de las cavidades de las conchas. La presencia de estilolitos es muy común, formando superficies estilolíticas vistosas por su color rojizo, que se extienden principalmente siguiendo los planos de estratificación (Tabla 7).

Tabla 7. Composición mineral de la unidad 5.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Esparita	80	Relleno de los fragmentos de los organismos
Micrita	15	Relleno de cavidades de los organismos
Minerales opacos	5	Cristales anhedrales rellenando fracturas y diseminados en la muestra

Contenido fósil: El conjunto es monotípico, con abundancia alta de braquiópodos.

Con respecto a la geometría, los bioclastos se distribuyen en lentes. El empaquetamiento es compacto. La orientación es baja, de tipo concordante y oblicuo. La desarticulación es media por la mezcla entre una mayoría de conchas articuladas con una reducida proporción de valvas desarticuladas en posición convexa, que con frecuencia se presentan en agrupamientos anidados. La combinación de diferente intensidad en la alteración estructural desde valvas completas hasta pedazos angulosos, se maneja como fragmentación media; esta característica es más evidente debido al contraste entre la coloración oscura de las valvas y el gris claro de la caliza. En general, se presentan valvas grandes de braquiópodos, sin embargo, también hay casos aislados de conchas pequeñas, lo que da como resultado una selección baja por tamaños.

Interpretación tafonómica: La fosilización es por permineralización. Existen varios indicadores de una baja exposición a factores físicos de alteración en el ambiente: la posición en vida de los organismos indicada por la disposición de las estructuras geopetales, los perfiles de concha completos y la fragmentación baja del conjunto, aunque los anidamientos en las conchas son señales de cambios en la energía durante el depósito de esta unidad. Estas características son típicas de un conjunto con un tiempo promedio dentro del hábitat. La diferencia entre las dimensiones de las conchas observadas en el campo y en las muestras, indica una acumulación de varias generaciones de conchas. Por estas evidencias se le considera un conjunto autóctono de origen biogénico.

Unidad 6. (Lámina 8)

Espesor: 272 cm

Descripción litológica: Caliza compuesta principalmente por un cemento de esparita y abundantes fósiles. El óxido de hierro se presenta tanto en la superficie como entre las fracturas con un color anaranjado. La alteración química se distingue por el desarrollo de estructuras geopetales, distinguibles principalmente en cortes longitudinales de las valvas. También se observan superficies estilolíticas que se distribuyen principalmente siguiendo los planos de estratificación (Tabla 8).

Tabla 8. Composición mineral de la unidad 6.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Esparita	100	Relleno de los fragmentos de los organismos; componente del cementante.

Contenido fósil: La composición taxonómica es polítípica con abundancia alta. Los restos fósiles más comunes son las conchas de braquiópodos, colonias cerioides y ramosas de corales, demospongas chaetétidas (ó quetétidos) y escasos fragmentos de tallos de crinoideos. Destacan de este conjunto las colonias ramificadas de corales. Los restos tienen un empaquetamiento compacto, sin arreglo definido. La desarticulación y fragmentación son bajas y no hay selección.

Interpretación tafonómica: La fosilización es por permineralización. Existe una combinación de compactación, material disuelto y conchas conservadas que dan como resultado una concentración con un mayor número de conchas a las encontradas en cualquier comunidad original (Speyer y Brett, 1991). Se interpreta una concentración de origen biogénico-diagenético, en la cual hay elementos para autóctonos.

Las características litológicas y tafonómicas descritas, se representan en las Tablas 9 a 11 y en la Figura 5.

Tabla 9. Composición taxonómica en la caliza.

Unidades Composición Taxonómica	Unidad 1	Unidad 2	Unidad 3, nivel 1	Unidad 3, nivel 2	Unidad 3, nivel 3	Unidad 4	Unidad 5	Unidad 6
Diversidad	Paucitípico	Paucitípico	Paucitípico	Politípico	Mono-típico	Mono-típico	Mono-típico	Politípico
Abundancia	Baja	Baja	Alta	Alta	Alta	Media	Alta	Alta

Tabla 10. Caracteres bioestratigráficos en la caliza. Los valores indican su frecuencia: ● = 80 a 100% (muy alta); ◐ = 60 a 80% (alta); ◑ = 40 a 60% (media); ◒ = 20 a 40% (baja); ◓ = 0 a 20% (muy baja/nula). NA = No Aplica.

Unidades Carácter del Registro Fósil	Unidad 1	Unidad 2	Unidad 3, nivel 1	Unidad 3, nivel 2 *(referido a braquiópodos)	Unidad 3, nivel 3	Unidad 4	Unidad 5	Unidad 6
Orientación	◐	◐	◑	NA	◐	◐	◑	NA
Desarticulación	●	●	◑	◐*	●	◐	◑	◑
Fragmentación	◐	◐	◑	◐*	◐	◐	◑	◑
Selección (Tamaños Formas)	●	●	◑	◐*	◐	◐	◑	NA
Empaquetamiento	Disperso	Disperso	Suelto	Compacto	Compacto	Suelto	Compacto	Suelto
Geometría	Lentes o Capa	Lentes	Capa	NA	Capas	Lentes	Lentes	Lentes

Tabla 11. Rasgos diagenéticos en la caliza.

Unidades Carácter Litológico	Unidad 1	Unidad 2	Unidad 3, nivel 1	Unidad 3, nivel 2	Unidad 3, nivel 3	Unidad 4	Unidad 5	Unidad 6
Roca	Packstone	Packstone	Packstone (Bioesparita)	Packstone-Boundstone?	Packstone (Bioesparita)	Packstone	Packstone	Packstone-Boundstone?
Estructuras Sedimentarias			Estructuras geopetales Estilolitos perpendiculares	Estilolitos perpendiculares	Estructuras geopetales Estilolitos perpendiculares	Estructuras geopetales Superficie Estilolítica horizontal	Estructuras geopetales Superficie Estilolítica horizontal /perpendicular	Estructuras geopetales Superficie Estilolítica horizontal
Procesos diagenéticos	Permineralización Recristalización	Permineralización Recristalización	Permineralización. Disolución Recristalización tenue	Permineralización Recristalización intensa	Permineralización Recristalización intensa	Permineralización	Permineralización Recristalización tenue	Permineralización Recristalización intensa

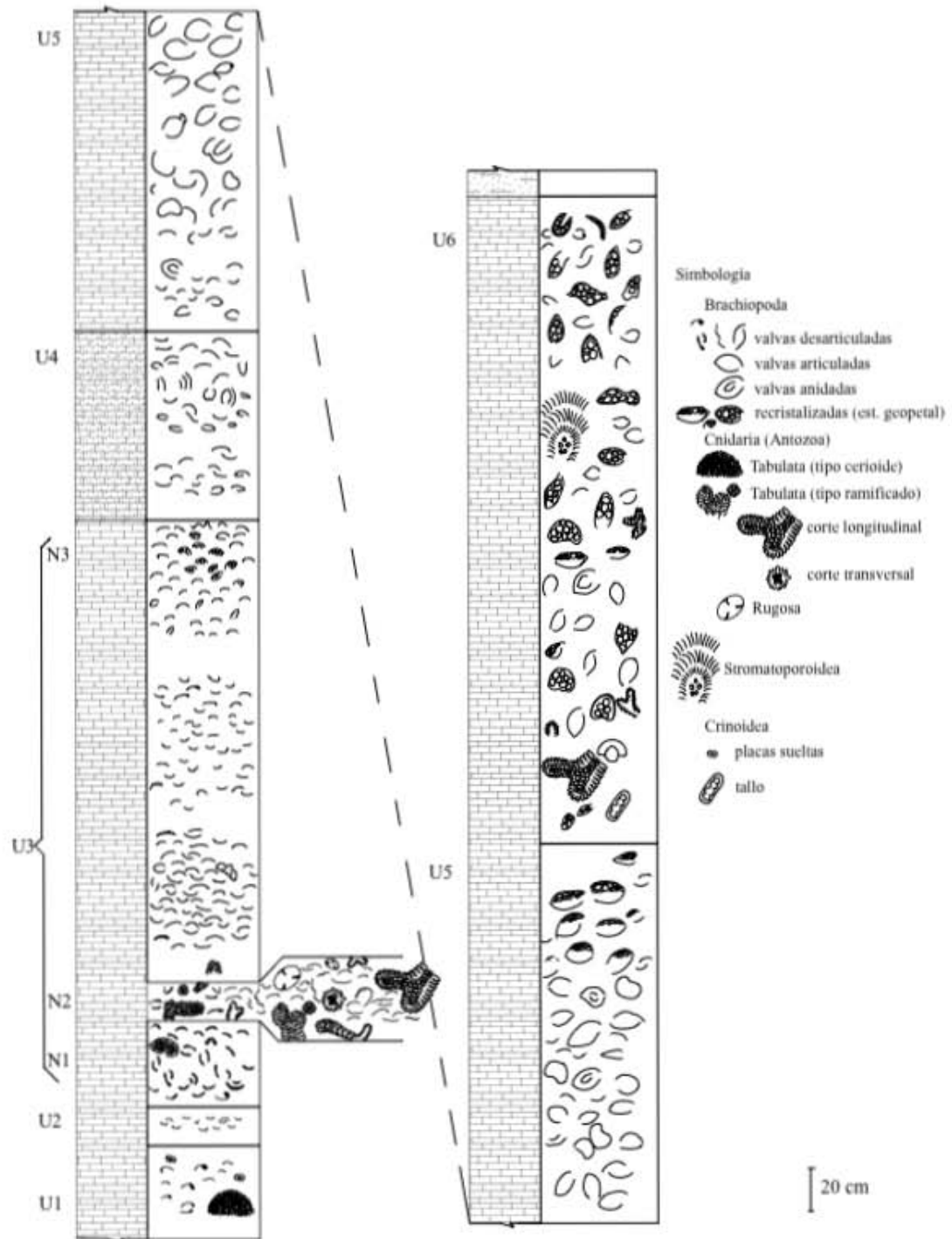


Figura 5. Columna estratigráfica de la caliza del miembro inferior, formación Santiago. Se ilustran las características tafonómicas de las diferentes unidades establecidas, observadas en vista de corte. U= unidad, N= nivel.

7.2.- Caracteres de la arenisca del miembro inferior:

La parte de la arenisca del miembro inferior que se analizó en este trabajo constituye una sola unidad (Unidad 7). Dentro de esta unidad se observaron diferentes niveles que presentan características tafonómicas distintivas (niveles 1-6).

Esta unidad ha sido referida como calcarenita en trabajos previos (ej.: Escalante-Ruiz, 2011; Castillo-Espinosa, 2008, 2013; Navarro-Santillán *et al.*, 2002; Quiroz-Barroso, 1995; Torres-Martínez y Sour-Tovar, 2012, Villanueva-Olea *et al.*, 2011). Sin embargo, debido a que el estudio petrográfico muestra la gran proporción de cuarzo y feldespatos y una proporción menor de carbonatos como parte de los restos orgánicos, de la matriz, del cemento y de precipitaciones locales en forma de lentes, en este estudio se denomina como arenisca calcárea.

La arenisca es de color pardo rojizo al intemperismo y pardo amarillento al fresco, constituida por algunos restos fósiles de colores negros a gris claro incluidos en una matriz arcillosa carbonatada, caracterizada por la presencia de una mínima cantidad de clastos mayores a 2 centímetros de diámetro. A nivel microscópico, la roca está constituida por fragmentos de organismos rellenos de esparita, minerales arcillosos y óxidos de hierro, cristales de cuarzo y feldespatos. Se distingue claramente la laminación (Tabla 12).

Tabla 12. Composición mineral de la arenisca.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Organismos	30	Relleno de esparita.
Cuarzo	30	Cristales anhedrales subangulosos a subredondeados.
Feldespatos	30	Cristales anhedrales subangulosos a subredondeados.
Esparita	10	Constituyente de la matriz.

Los lentes calcáreos son de color gris oscuro al intemperismo y pardo negruzco al fresco; están constituidos por una caliza tipo *wackestone* dentro de una matriz con mezcla de arcilla y carbonatos. Se observaron principalmente en los niveles 2, 5 y 6 (Lámina 10, Figuras 7 y 8 y Tabla 13).

Tabla 13. Composición mineral de los lentes calcáreos.

MINERAL	PORCENTAJE	DESCRIPCIÓN
Fragmentos de calizas	20	Fragmentos tipo <i>wackstone</i> formadas por microorganismos y pellets incluidos en una matriz micrítica.
Organismos	20	Formados de esparita.
Cuarzo	30	Cristales subhedrales a euhedrales, subangulosos a subredondeados.
Feldespatos	25	Cristales subhedrales a euhedrales, subangulosos a subredondeados.
Esparita	5	Constituyente de la matriz y relleno de los organismos.

Las características litológicas peculiares y la diversidad fósil en cada nivel se describen a continuación:

Unidad 7, nivel 1. (Lámina 9, imágenes 9.1, 9.2)

Descripción litológica: La arenisca está compuesta por capas delgadas con laminaciones muy compactadas y deleznales.

Contenido fósil: Se distingue por la presencia de valvas de braquiópodos, colonias laminares de briozoarios y escasas placas de crinoideos. La composición taxonómica es politípica con una abundancia baja. Los fósiles están conservados como moldes, producto de una conservación autigénica.

Respecto a la geometría, los bioclastos se distribuyen en una capa muy delgada. Se caracteriza por una orientación concordante, con las valvas cóncavas como un rasgo distintivo; y un empaquetamiento disperso. El soporte es provisto por la matriz. Los porcentajes de desarticulación y selección son altos. El porcentaje de fragmentación es medio, encontrándose diferentes grados de ruptura.

Interpretación tafonómica: Hay variación entre los fragmentos: unos provienen de valvas semejantes a braquiópodos espiriféridos y otros corresponden a colonias laminares de briozoarios. Dada la presencia de valvas con índices bajos de transporte y fragmentos de briozoarios, se considera un conjunto parautóctono.

Unidad 7, nivel 2. (Lámina 9, imágenes 9.3 y 9.4)

Descripción litológica: Se trata del primer caso en la sección estudiada con amplios indicios de la precipitación de carbonatos. Algunos componentes del material fósil, principalmente los braquiópodos, han adquirido una coloración gris oscura debido a la permineralización por carbonatos.

Contenido fósil: La composición taxonómica es paucitípica y de una abundancia media: hay numerosas valvas de braquiópodos espiriféridos y algunas colonias laminares de briozoarios.

En términos de la geometría, el conjunto se presenta como capa. La biofábrica se conforma de una orientación de tipo concordante y un empaquetamiento suelto con un soporte de matriz. La mayoría de los restos orgánicos son valvas articuladas de los braquiópodos; por lo tanto, la desarticulación es baja. Se maneja una fragmentación baja debido a la amplia proporción de braquiópodos completos, respecto a los ejemplares de valvas rotas; mientras que los briozoarios se encuentran fragmentados. Presenta una selección media, siendo los braquiópodos los que presentan más variación.

Interpretación tafonómica: Se registran dos tipos de fosilización: los braquiópodos han sido conservados por permineralización y los briozoarios están representados por moldes. La conservación de ejemplares de braquiópodos articulados con las conchas cerradas indica que el sepultamiento por arena fue rápido, justo antes de su muerte (Brett y Baird, 1986). Dada la buena conservación de las conchas, se puede deducir una autoctonía.

Unidad 7, nivel 3: (Lámina 9, imágenes 9.5 y 9.6)

Descripción litológica: La arenisca se disgrega fácilmente en su superficie por la laminación que presenta y por su baja cementación.

Contenido fósil: La composición taxonómica es politípica con abundancia alta: numerosas colonias de briozoarios de dos tipos estructurales –laminares y ramosos- y menor proporción de placas dispersas de crinoideos, valvas de braquiópodos estrofoménidos y gasterópodos.

En cuanto a las consideraciones geométricas, se trata de pavimentos en capas delgadas. La biofábrica tiene una orientación baja, con un empaquetamiento compacto. La desarticulación y la fragmentación son medias debido a la peculiaridades de cada tipo de bioclasto. La selección es baja.

Interpretación tafonómica: El tipo de fosilización es la preservación autigénica. La diferencia en las dimensiones de los restos fósiles es un indicador de la baja influencia de los factores físicos y de la alta proporción de sedimentos depositados en el ambiente. Se deduce una concentración parauctótona, pues a pesar de que los restos no están en posición de vida, la conservación y distribución de las colonias de briozoarios (postradas sobre el sustrato), son evidencia de escaso transporte.

Unidad 7, nivel 4. (Lámina 10, imágenes 10.1 y 10.2)

Descripción litológica: Láminas gruesas de arenisca de consistencia dura.

Contenido fósil: La composición taxonómica es paucitípica. La abundancia es media: hay braquiópodos de tipo espiriférido, pero además se encuentran algunos crinoideos y escasos briozoarios de colonias laminares y ramosas, siendo mejor representado el segundo morfotipo. Los fósiles se conservaron por permineralización y mediante moldes.

La geometría consiste en pavimentos en capas delgadas. La biofábrica muestra una orientación media y un empaquetamiento compacto. La desarticulación es alta y la fragmentación muy alta. La selección es media.

Interpretación tafonómica: El conjunto fósil observado es el resultado de un transporte súbito tras el cual los restos fósiles fueron depositados en un lecho arenoso, de manera que solamente quedó un registro de estructuras fragmentadas o desarticuladas de tamaños pequeños. A pesar de que están bien conservadas algunas estructuras frágiles (briozoarios y algunos braquiópodos), otras están desarticuladas (crinoideos), por lo que se considera un conjunto con elementos autóctonos y elementos paraúctonos.

Unidad 7, nivel 5. (Lámina 10, imágenes 10.3 y 10.4)

Descripción litológica: Se trata de una arenisca sin laminaciones y con abundantes lentes calcáreos, compacta y pesada.

Contenido fósil: El conjunto posee una composición taxonómica politípica con abundancia de colonias laminares y ramosas de briozoarios, además de una baja proporción de placas de crinoideos y conchas de braquiópodos.

En términos de geometría, se trata de pavimentos en capas delgadas. La biofábrica tiene una orientación media de tipo concordante a los estratos y un empaquetamiento suelto. En términos porcentuales, la desarticulación es muy alta y la fragmentación y selección son altas.

Interpretación tafonómica: Hay una diferenciación sobre el tipo de fosilización según el grupo biológico representado: los crinoideos han sido conservados por moldes y permineralización, los braquiópodos se encuentran permineralizados y las colonias de briozoarios han sido conservados por medio de moldes.

La buena conservación de estructuras frágiles, como son las colonias de briozoarios laminares, indican un conjunto parautóctono, con incorporación de elementos transportados, representados por fragmentos de conchas de braquiópodos.

Unidad 7, nivel 6. (Lámina 10, imágenes 10.5 y 10.6)

Descripción litológica: La arenisca es compacta y rugosa al tacto. Además, las muestras de mano son muy pesadas por presentar lentes de carbonatos.

Contenido fósil: La composición taxonómica es politípica, con numerosas valvas de braquiópodos y menor proporción de colonias ramosas de briozoarios y de placas de crinoideos.

Respecto a la geometría, se presentan concentraciones en grandes lentes. La biofábrica tiene una orientación media de tipo concordante, con un empaquetamiento compacto. La desarticulación, la fragmentación y la selección indican una intensa alteración de los restos orgánicos.

Interpretación tafonómica: La permineralización es la forma más común de fosilización.

La buena conservación de los restos fósiles a pesar de su estado fragmentario, son evidencia de un depósito bajo condiciones de alta energía en un tiempo breve. Se trata de un conjunto alóctono.

Las características litológicas y tafonómicas se representan en las Tablas 14 a 16 y en la Figura 6.

7.3.- Resultados de la prueba de Tinción de Dickson

En las muestras revisadas, aquellas compuestas por CaCO_3 , la reacción para tinción se produjo en un tiempo promedio de 50 segundos tras el primer contacto, mientras que en las muestras tomadas en el contacto caliza-arenisca calcárea, la reacción se produjo en un tiempo promedio de minuto y medio.

7.3.1.- Observación en láminas delgadas de la caliza masiva después de la tinción:

Se observan conjuntos fósiles representados por residuos de conchas o formas alveoladas (cámaras de corales, briozoarios o esponjas) que constituyen el soporte de la roca. La forma cristalina más abundante corresponde a la calcita, que resalta por su coloración rojiza y su estructura básica semejante a un hexágono. La presencia escasa de calcita ferrosa se establece por los cristales dispersos de tono azul celeste alrededor de ciertas valvas. Además, algunas valvas recristalizadas destacan por un tenue color blanco, indicio de la presencia de dolomita, en proporción mínima y distribuida principalmente en la superficie adyacente a los septos y tábulas de los corales tabulados, o las valvas sueltas de braquiópodos; esto último concuerda con los cristales romboédricos, típicos de la dolomita, observados en el estudio petrográfico. En los corales observados, la estructura general resalta por su tonalidad rosada, y las cavidades de los coralitas se distinguen por un contorno con cristales blancos (indicio de la presencia de dolomita) y un área interna azul (por el relleno de calcita ferrosa).

Tabla 14. Composición taxonómica en la arenisca calcárea (unidad 7).

Niveles Com- posición Taxonómica	Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3	Nivel 4	Nivel 5	Nivel 6
Diversidad	Politípico	Paucitípico	Politípico	Paucitípico	Politípico	Politípico
Abundancia	Baja	Media	Alta	Media	Alta	Alta

Tabla 15. Caracteres bioestratinómicos en la arenisca calcárea (unidad 7). Los valores indican su frecuencia: ● = 80 a 100% (muy alta); ◐ = 60 a 80% (alta); ◑ = 40 a 60% (media); ◒ = 20 a 40% (baja); ○ = 0 a 20% (muy baja o nula).

Niveles Ca- rácter del Registro	Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3	Nivel 4	Nivel 5	Nivel 6
Orientación	◑	◑	◑	◑	◑	◑
Desarticulación	◐	◑	◑	◐	●	●
Fragmentación	◑	◑	◑	●	◐	◐
Selección por Tamaños o Formas	◐	◑	◑	◑	◐	◐
Empaqueta- miento	Disperso	Suelto	Compacto	Compacto	Suelto	Compacto
Geometría	Capa	Capa	Pavimento / Capa	Pavimento / Capa	Pavimento / Capa	Lentes

Tabla 16. Rasgos diagenéticos en la arenisca calcárea (unidad 7).

Niveles Ca- rácter Litológico	Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3	Nivel 4	Nivel 5	Nivel 6
Roca	Arenisca	Arenisca con lentes calcá- reos	Arenisca	Arenisca	Arenisca con lentes calcá- reos	Lente calcáreo
Estructuras Sedimentarias	Laminación gruesa	Laminación gruesa	Laminación	Laminación gruesa	Laminación muy gruesa	Laminación muy gruesa
Procesos diagenéticos	Conservación Autigénica	C.Autigénica Perminerali- zación	C.Autigénica	C.Autigénica. Permineraliza- ción.	C.Autigénica Perminerali- zación.	C.Autigénica. Permineraliza- ción.

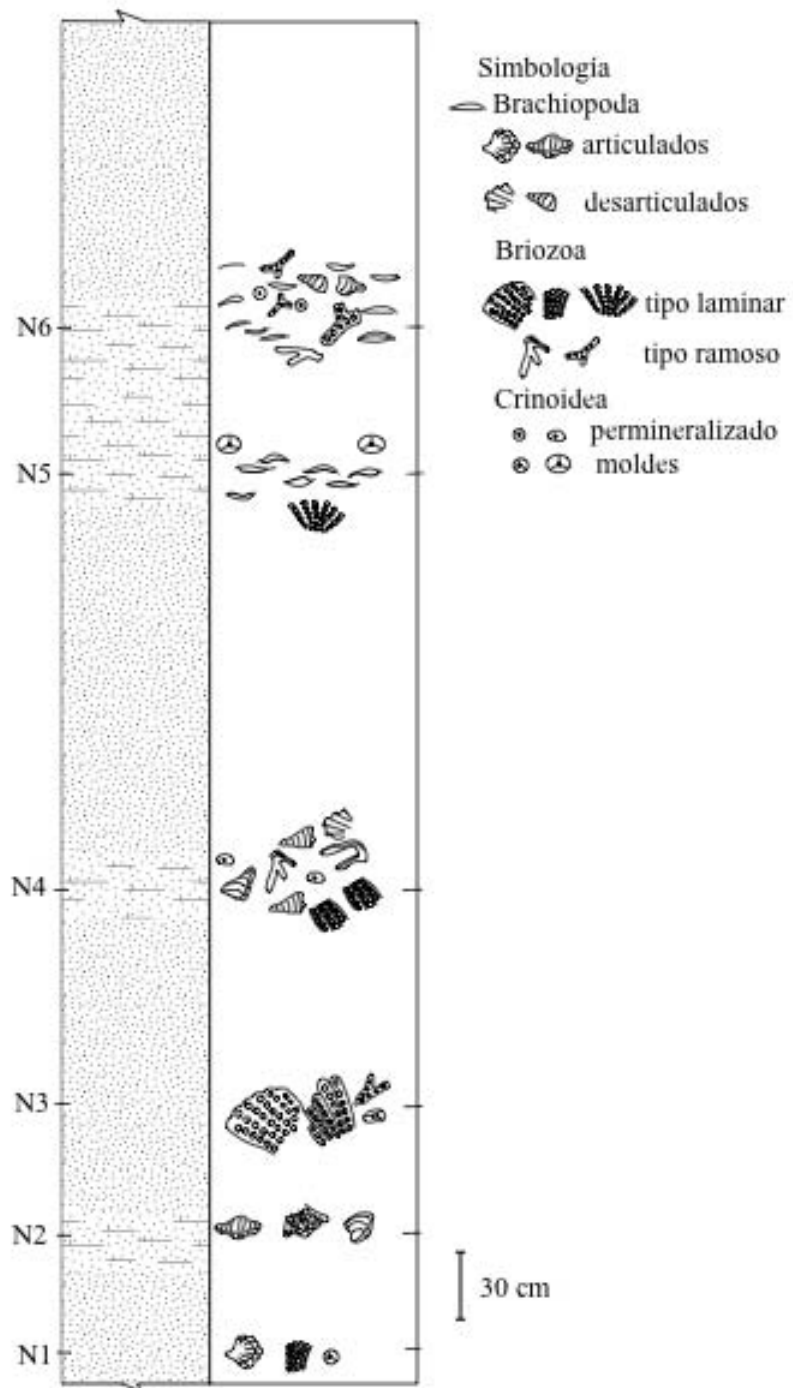


Figura 6. Columna estratigráfica de la arenisca del miembro inferior, formación Santa Cruz (unidad 7). Se ilustran las características tafonómicas de los niveles estudiados, observadas en vista de planta. N= nivel.

Consideraciones diagenéticas: La composición original de los principales bioclastos, tanto conchas de braquiópodos como colonias coralinas, es de calcita baja en magnesio (Martin, 1999). En la roca, se distingue un contraste entre las áreas conservadas a partir de su coloración roja (donde se ha mantenido la composición de conchas y corales) y las áreas donde se observan los comienzos de un cambio estructural debido a los tonos azules y blancos (sobre todo hacia el interior de los corales y rebordes internos de las conchas). Esto último es corroborado por la acumulación de esparita, un indicador de la recristalización. Por lo tanto, se considera que se presenta una diagénesis temprana.

7.3.2.- Observación en lámina delgada del contacto entre caliza y arenisca:

Se distinguen restos fósiles desarticulados y muy fragmentados en gran proporción, de manera que constituyen el soporte de la roca. El color azul celeste domina prácticamente la mayor parte de la superficie de la muestra; por otra parte, se distingue una considerable proporción de coloración rosada en los bioclastos; de manera muy aislada, se registran cristales blancos y rombohedrales de ángulos agudos, es decir, de dolomita. El material terrígeno destaca como una mancha oscura debida al aglutinamiento de arena.

Consideraciones diagenéticas: Una característica relevante es el aumento de calcita ferrosa (indicada por el aumento de color azul). Continúa una clara presencia de calcita y en cambio disminuye la proporción de dolomita. La mancha oscura en la muestra se reconoce como arena, porque tras la reacción de la tinción permanece sin cambios (los silicatos). Esto es una evidencia de la principal restricción de la técnica de Dickson: solamente permite la distinción de alteraciones en muestras con carbonato de calcio. Por esta razón, la principal alteración reflejada por la técnica de tinción es la presencia de calcita como cementante y el aumento en la cantidad de hierro.

8.- DISCUSIÓN

8.1.- Consideraciones tafonómicas del miembro calcáreo de la formación Santiago.

8.1.1.- Estado de conservación del material fósil en la caliza

Las principales evidencias de diagénesis se relacionan con la constitución química de la roca, la cual se caracteriza por la abundancia de esparita y por la presencia de dolomita y

calcita ferrosa: la presencia de sobrecrecimiento de cristales indica que la mayor parte de la esparita es un producto secundario que se formó por recristalización, la dolomita es una modificación de la calcita, mientras que la calcita ferrosa se forma como resultado de la oxidación de las muestras durante la diagénesis temprana.

Por otra parte, la recristalización de la roca caliza resalta la influencia de la diagénesis, probablemente como consecuencia de la antigüedad de la roca y por lo tanto, su prolongada exposición a la litificación de los sedimentos (Albarède, 2003). Sin embargo, la conjunción de recristalización y superficies estilolíticas, acompañadas de conchas oscuras y separadas ligeramente, ha sido considerada por Speyer y Brett (1991), al analizar los estratos devónicos del Grupo Hamilton, Nueva York, como indicios de un enterramiento rápido, que promovió la diagénesis temprana entre los carbonatos. Una evidencia semejante se observa en las unidades 5 y 6 de la caliza. Los estilolitos observados son estructuras de la caliza que se forman por la disolución local de las rocas, cuando están sometidas a grandes presiones, contienen materiales insolubles como óxidos de hierro, y aunque suelen presentarse paralelos a la estratificación, también se presentan diagonales o perpendiculares a ésta, como ocurre en las rocas estudiadas. Este tipo de estructuras, tan comunes en las unidades 3 (nivel 2), 5 y 6, son señales de la amplia proporción de caliza disuelta.

Las estructuras geopetales también son evidencia de diagénesis, ya que resultan del relleno diferencial de las cavidades internas de los restos orgánicos y presentan una polaridad, pues la cavidad es rellenada primero por el sedimento durante la etapa de enterramiento, ocupando la parte inferior, mientras que el relleno de mineral de la parte superior se produce en una etapa más tardía, debido a la circulación de fluidos ricos en sustancias minerales. Estas estructuras se ven claramente en las unidades 3 (nivel 3) y en la 5; en ambos casos tienen una polaridad normal, lo que indica que los restos orgánicos no fueron reelaborados.

De acuerdo a las observaciones de campo y petrográficas, a la tinción de las muestras, y a los estudios previos, se destaca que en la caliza hay altos niveles de recristalización, conservándose la microestructura de manera diferente en cada grupo: mala en braquiópodos y en placas de crinoideos y buena en corales y quetétidos, lo que hace posible el estudio taxonómico de estos últimos. En el caso de los braquiópodos, la realización de series de cortes podrían ayudar en su estudio taxonómico.

8.2.- Consideraciones ambientales

8.2.1.- A partir de la litología

En la **caliza**, las rocas presentan una coloración gris clara, lo cual sirve de indicador de un ambiente con buena iluminación. El cemento más abundante de la caliza es la calcita espática o esparita, lo cual puede ser un indicio de la presencia de ambientes arrecifales, ya que en los arrecifes el proceso más evidente de la diagénesis es la cementación, la cual se produce de manera simultánea a la formación del edificio biológico (Tucker y Wright, 1990). Por otra parte, la composición tipo packstone, con abundancia de bioclastos, es una evidencia sobre la ubicación del ambiente de depósito en un sitio somero (Flügel, 2004).

En la **arenisca**, el cambio de grosor en la litología es una señal sobre el cambio de profundidad y turbulencia en el ambiente de depósito, lo cual indica un aumento en el aporte de terrígenos y una menor exposición frente a la energía del medio.

8.2.2.- A partir de los datos bioestratinómicos

Caliza (unidades 1-6). En cuanto a los factores bioestratinómicos, hay una clara diferencia según la diversidad biológica encontrada: en estratos donde el contenido fósil consiste principalmente de conchas pequeñas, en la unidad 1 y en la unidad 3 (niveles 1 y 3), es común la presencia de estructuras desarticuladas, selección de tamaños y fragmentación moderada; en los estratos donde el conjunto fósil incluye corales y conchas como componentes principales, en la unidad 3 (nivel 2) y en la unidad 6, existe una disminución en la desarticulación de las conchas, en la selección y principalmente en la fragmentación. Con los indicios de la orientación se destaca el contraste de la influencia del medio y del tiempo transcurrido para la acumulación de los restos orgánicos: mayor rapidez en la unidad 3 (nivel 2) y en la unidad 6; paulatino en la unidad 1 y en la unidad 3 (nivel 3). La influencia de los agentes tafonómicos, como son el oleaje y la fuerza de las corrientes, está determinada por el tiempo y la tasa de sedimentación, lo cual se refleja de manera muy marcada en algunos caracteres tafonómicos, principalmente en la orientación (Fürsich y Oschmann, 1993). De lo anterior se infiere la posibilidad de que los conjuntos donde solamente se conservaron conchas desarticuladas y con orientación concordante, sean resultado del efecto preponderante del oleaje.

El caso del empaquetamiento es particular: de las unidades 1 – 3 (nivel 1) se presentan conjuntos paucitípicos con ejemplares de conchas escasas e incluso desarticuladas, mientras que de las unidades 3 (nivel 3) - 5 se hallan conjuntos monotípicos compactos de conchas desarticuladas. En general, las unidades 3 (nivel 2) y 6 contienen conjuntos politípicos que conservan un empaquetamiento moderado. Estas variaciones podrían ser un indicio sobre las condiciones ambientales. En los conjuntos monotípicos resalta la concordancia de las conchas, lo cual indica un arreglo de los restos por oleaje (posiblemente transportados de un área vecina hasta su depósito final). En cambio, en los conjuntos politípicos, destaca una orientación variable o caótica, que se asocia con sepultamiento *in situ*, por lo tanto, los corales hallados con sus diversas proyecciones de brazos parecen indicar que fueron conservados en posición de vida.

En los casos donde solamente encontramos valvas de braquiópodos desarticuladas, orientadas y seleccionadas, se estaría observando el resultado de transporte constante y paulatino; mientras que en la asociación de corales y braquiópodos, unidades 3 (nivel 2) y 6, los primeros sirvieron de protección a los segundos frente a la energía del medio.

En cuanto a las condiciones ambientales deducidas a partir de la revisión de caracteres tafonómicos, sobre todo en el caso de las concentraciones fósiles, el trabajo de Davies *et al.* (1989) enfatiza el contraste de las señales conservadas en los restos fósiles individuales: la desarticulación, la fragmentación, la selección y la corrosión (cuando la hay) son reflejo de las condiciones del habitat original; en cambio, el tipo de biofábrica del conjunto fósil, constituida por la orientación y el empaquetamiento de los bioclastos, son el producto del proceso de concentración de los restos en el ambiente de depósito. Por ello, se corrobora la influencia de la energía del medio en unidades como la 1 y la 3 (nivel 3), en las que la fuerza del oleaje provocó la desarticulación de las conchas y las corrientes marinas removieron las conchas en el sitio de depósito, donde fueron acumuladas en la forma hidrodinámica más estable (valvas convexas) durante un largo periodo de tiempo; asimismo se comprueba la naturaleza biogénica en las unidades 3 (nivel 2), 5 y 6, puesto que la reducida selección tafonómica indica una limitada intervención de la energía del ambiente, lo cual señala un tiempo de enterramiento rápido.

Con todos estos datos, se interpreta que la roca caliza se formó en un ambiente de plataforma marina de aguas someras, con influencia del oleaje y de las mareas, en donde

los corales tabulados (unidad 3, nivel 2) y los quetétidos (unidad 6), asociados con braquiópodos, formaron edificios biológicos en los que quedaron intercaladas conchas desarticuladas de braquiópodos, lo que indica cambios en la energía del medio.

Arenisca (unidad 7). Presenta una calidad del registro fósil variable: las capas con una mayor proporción de restos desarticulados, fragmentados y seleccionados, muestran una influencia principal de las mareas y corrientes, por lo tanto se trata de material transportado desde su hábitat original (nivel 6); las capas con material fósil bien conservado, con desarticulación, selección y fragmentación reducidas, indica que no hubo transporte o que éste fue breve, por lo que se interpretan como formas autóctonas ó parautóctonas (niveles 1-5), ejemplo de esto son las colonias de briozoarios laminares que se presentan postradas sobre la superficie de estratificación (nivel 3). Tanto el empaquetamiento como los depósitos locales de cemento calcáreo se presentan indistintamente en estas concentraciones.

8.2.3.- A partir de las características paleoecológicas de las asociaciones estudiadas

Caliza (unidades 1-6). El conjunto fósil muestra una notable acumulación de conchas, en donde se distinguen cortes característicos de algunas grupos de braquiópodos, principalmente de tipo espiriféridos; otros organismos bentónicos menos abundantes son los crinoideos (muy comunes en otras áreas durante el Carbonífero), los corales rugosos y tabulados, estos últimos son comunes en la unidad 3 (nivel 2), y quetétidos (Tabla 17).

Durante el Carbonífero, las fuentes principales de carbonato de calcio fueron las algas calcáreas, los corales y los braquiópodos (Fagerstrom, 1994). La ausencia de algas en el registro estudiado puede explicarse por el nivel de recristalización de las rocas y el hecho de la disolución fácil de las algas calcáreas, ya que ambos factores contribuyen a la ausencia de registro de algas (Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2004). Por otra parte, existe un posible indicio de la presencia de algas, ya que debe considerarse que la presencia de estructuras geopetales con cristales de micrita se ha relacionado con la actividad de algas perforantes u hongos, tras el enterramiento (Bathurst, 1975 *in* Palma *et al.*, 2007).

Además, se puede considerar la presencia de corales tabulados para confirmar la ubicación del ambiente de depósito en un entorno bien iluminado y bien oxigenado, ya que dichos corales se caracterizaban por el establecimiento de una simbiosis con algas

fotosintéticas para el mutuo aprovechamiento de nutrientes y/o cobijo (Oliver y Coates, 1987; Braga *et al.*, 2004). En ambientes actuales, se ha observado que estas algas son abundantes entre los 10 y 20 m de profundidad, asociadas a una gran cantidad de estructuras calcáreas (Nichols, 2009). La gran acumulación de restos fósiles que contribuyeron al aporte de material calcáreo, permite la consideración de un ambiente de profundidad menor a la lisoclina en el sentido de Heath y Culberson (1970).

De acuerdo a la presencia de organismos arrecifales como los corales y los quetétidos, así como la probable actividad de algas a través de la acumulación de micrita, se considera la posible formación de un edificio biológico por el crecimiento de todos estos organismos en una de agua somera. A diferencia de los arrecifes estrictos (*frame reefs* según Riding, 2002), en este caso hay organismos hermatípicos dispersos sin una cohesión evidente entre ellos.

Tabla 17. Ecología de los organismos representados en la caliza (Benton y Harper, 1997; Carrera, 1997; Uhen y Sessa, 2013):

Organismo	Ambiente	Hábito de Vida	Alimentación
Braquiópodo (Brachiopoda)	Desde zona intermareal hasta región abisal	Epifaunal de niveles bajos. Estacionarios.	Suspensívoro
Briozoario (Bryozoa)	Restringido entre zona submareal y región abisal.	Bentónico con variación de turbidez. Sésil.	Suspensívoro
Coral tabulado (Cnidaria)	Zona arrecifal o periarrecifal (áreas con luz). En simbiosis con algas fotosintetizadoras	Bentónico colonial. Sésil.	Suspensívoro
Coral rugoso (Cnidaria)	Variación batimétrica, comúnmente asociados a arrecifes	Bentónico solitario o colonial. Sésil.	Suspensívoro
Crinoideo (Echinodermata)	Característico de áreas someras: entre zona intermareal y zona submareal.	Epifaunal de niveles altos. Adheridos al sustrato.	Suspensívoro
Gasterópodo (Mollusca)	Desde zona intermareal a profundidad abisal	Epifaunal. Movilidad facultativa sobre el sustrato.	Suspensívoro
Quetétido (Porifera)	Variación, desde costa hasta la zona submareal	Epifaunal de niveles intermedios. Sésil (Estacionario).	Suspensívoro

Arenisca (unidad 7). El conjunto fósil analizado consiste de organismos epibentónicos, donde resulta importante la presencia de briozoarios, braquiópodos y crinoideos. La mayoría de estos organismos son suspensívoros (algunos de ellos filtradores), por lo que requieren oxigenación y transparencia en el agua para su supervivencia, además de una corriente moderada que facilite su alimentación (Álvarez y Martínez-Chacón, 2004). En

estas condiciones proliferaron organismos de estructura frágil que no les permitían soportar cambios bruscos de las corrientes marinas o del oleaje, como es el caso de las colonias laminares de briozoarios que, en condiciones de oleaje constante, constituyeron una protección para otros organismos (Fagerstrom, 1994). A continuación, se muestran características ecológicas de los organismos presentes en la unidad arenosa del miembro inferior (Tabla 18).

Tabla 18. Ecología de los organismos representados en la arenisca (McKerrow, 1978; Benton y Harper, 1997; Carrera, 1997; Uhen y Sessa, 2013):

Organismo	Ambiente	Hábito de Vida	Alimentación
Braquiópodo rinconélido (Brachiopoda)	Desde zona intermareal a profundidad abisal.	Epifaunal de niveles bajos. Estacionario.	Suspensívoro
Braquiópodo productido (Brachiopoda)	Desde zona intermareal a profundidad abisal.	Epifaunal de niveles bajos. Estacionario.	Suspensívoro
Briozooario laminar (Bryozoa)	Área de laguna, protección frente a corrientes.	Bentónico. Sésil.	Suspensívoro
Briozooario ramoso (Bryozoa)	Desde zona submareal hasta zona abisal	Bentónico. Sésil.	Suspensívoro
Crinoideo (Echinodermata)	Entre zona intermareal y zona submareal.	Epifaunal de niveles altos. Adherido al sustrato.	Suspensívoro filtrador
Conulárido (Cnidaria)	Zona arrecifal (sustrato duro).	Epifaunal. Adherido al sustrato.	Suspensívoro filtrador
Bivalvo pectínido (Mollusca)	Se localiza en arrecifes, zona submareal, delta y área lagunar.	Bentónico y Nectobentónico.	Suspensívoro filtrador
Gasterópodo (Mollusca)	De zona supramareal a región abisal.	Epifaunal. Movilidad facultativa sobre el sustrato.	Herbívoro, detritívoro durante el Pz.
Rostroconquio (Mollusca)	Zona arrecifal	Bentónico. Estacionario, semi-inafaunal.	Suspensívoro / detritívoro?

En estudios anteriores, se ha referido la presencia de bivalvos semejantes al género *Streblochondria* conservados por permineralización y en algunos casos por conservación autigénica (moldes externos e internos), en los que la conservación de la frágil ornamentación externa y la mayor proporción de valvas derechas mediante las cuales se adherían al sustrato por las fibras del biso en etapa adulta, indican una sepultura en su hábitat (Quiroz-Barroso, 1995). Otros integrantes de la asociación faunística referidos en trabajos anteriores son los rostroconquios de la especie *Pseudomulceodens cancellatus*, en los que se conserva con cierto detalle la ornamentación externa (Quiroz-Barroso, 2000); los braquiópodos *Actinoconchus lamellosus*, *Punctospirifer* sp. y *Torynifer pseudolineatus* (Navarro-Santillán *et al.*, 2002); el conulárido *Paraconularia subulata* (Escalante-Ruiz *et*

al., 2014); y gasterópodos (Escalante-Ruiz, 2011), así como colonias de briozoarios y placas de crinoideos que aún no han sido estudiados. La asociación de estos organismos indica que vivieron en un ambiente protegido, en donde existía una buena oxigenación e iluminación, además, la abundancia de las colonias de briozoarios laminares permite considerar una ubicación de un ambiente resguardado de las corrientes marinas o del oleaje (ej.: laguna postarrecifal), dada su condición de menor agresividad competitiva frente a otros grupos como son los moluscos (González-Mora, S., comentario personal).

Desde los primeros estudios taxonómicos, se ha considerado la presencia de un ambiente arrecifal o cercano a un arrecife, donde la influencia de las corrientes es baja, periférica o temporal (Quiroz-Barroso, 1995; Navarro-Santillán *et al.*, 2002). Quiroz-Barroso (1995) compara las características de esta asociación con la *Brachiopod Calcarenite Community*, típica asociación de las calizas carboníferas del norte de Inglaterra, propuesta por Ramsbottom *in* McKerrow (1978). Dadas las evidencias litológicas, bioestratinómicas y autoecológicas, se encuentra una coincidencia en el tipo de sustrato, pero una distinción en la asociación faunística, ya que a diferencia de las asociaciones de Inglaterra, en donde predominan braquiópodos y corales, en la formación Santiago se presenta una abundancia de briozoarios y braquiópodos, principalmente.

Además, en el trabajo de campo se encontraron icnofósiles en la arenisca, su estudio posterior permitirá definir la relación que tienen con la energía del medio.

8.3.- Contenido fósil del miembro inferior de la formación Santiago comparado con algunos modelos tafonómicos:

8.3.1.- Origen y naturaleza de las concentraciones de Kidwell *et al.* (1986):

El registro fósil analizado indica que hay una variación en la acumulación de los fósiles, de manera que se encuentran conjuntos fósiles y concentraciones. En los casos en los que se encontraron concentraciones, éstas se formaron bajo diferentes condiciones: algunas mostraban la influencia de la energía del medio, como es el caso de las unidades 1, 2, 3 (nivel 3), 4 y 7 (niveles 5 y 6), mientras que otras son el resultado del desarrollo de los organismos vivos, como en las unidades 3 (nivel 2), 6 y 7 (niveles 2 y 3). Las primeras son ejemplo de concentraciones sedimentológicas y las segundas son biogénicas intrínsecas o bien mixtas (biogénico-sedimentológico).

8.3.2.- Tipo de asociaciones de Craig y Hallam (1963):

La influencia del transporte en la formación Santiago, es variable. Para la caliza, en las unidades 3 (nivel 2) y 6 se encuentran asociaciones de vida ó comunidades fósiles. En el caso de las unidades 3 (nivel 1), 4 y 5, las asociaciones presentes corresponderían a tanatocenosis indígenas, ya que se muestran indicios de un transporte relativamente bajo y sólo fueron removidas ligeramente sobre el sustrato. En las unidades 1, 2 y 3 (nivel 3), donde los caracteres bioestratinómicos son altos, se pueden clasificar las asociaciones contenidas como tanatocenosis indígena-exóticas. Los dos primeros casos son ejemplos de autoctonía, mientras que el tercer caso es un ejemplo de parautoctonía (en el sentido de Kidwell *et al.*, 1986). En general, las asociaciones encontradas en la arenisca, representan tanatocenosis indígenas.

8.3.3.- Indicios de la energía del medio Brett y Baird (1986):

En el caso de las unidades 1 y 3 (nivel 3), con abundancia de conchas desarticuladas en posición convexa, se considera a la energía del medio como factor principal de acumulación. De acuerdo a la orientación cóncava de las conchas (principalmente en las unidades 4, 5 y 6), se puede considerar un enterramiento súbito, ya que las corrientes no alcanzaron a distribuir las conchas en una posición hidrodinámicamente estable. Además, se presentan conchas articuladas, lo cual refuerza la interpretación de la intervención baja de la energía del medio. Asimismo, una selección alta por tamaños entre las conchas a lo largo del tiempo, indica la influencia constante del oleaje, de corrientes, o incluso de episodios de tormenta.

8.3.4.- Estudio de tafofacies en otras localidades paleozoicas (Brett y Speyer, 1990; Speyer y Brett, 1991):

De acuerdo al modelo de tafofacies para mares someros del Paleozoico elaborado por Brett y Speyer (1990) a partir del estudio de trilobites facópidos, se encuentran semejanzas de las unidades 1, 2 y 3 (nivel 3) de la caliza con la tafofacies 2, debido a la correlación en la alta influencia de los caracteres bioestratinómicos (desarticulación, selección y fragmentación) aunque se trate en la formación Santiago de un entorno de sedimentación media o baja. Por otra parte, el conjunto de caracteres bioestratinómicos observados en las unidades 3 (nivel

2) y 6 se asemejan a la tafofacies 5 por la disminución en la relevancia de la bioestratinomía como factor en la formación de los conjuntos fósiles; excepto por la relación establecida en el modelo entre la reorientación y la selección: en el caso de la formación Santiago, hay una orientación baja y una selección muy evidente; debido a la abundancia de fósiles (valvas y conchas) grandes. En el caso de la arenisca, la mayoría de los niveles muestran una semejanza con diferentes grados de aproximación con la tafofacies 4 (en el caso del nivel 3, existe una conservación próxima a la tafofacies 7 mientras que en los niveles 5 y 6, la tafonomía se asemeja más a la tafofacies 1). De acuerdo a este modelo, el miembro inferior de formación Santiago presenta proporciones medias en la tasa de sedimentación y turbulencia; mientras que la profundidad se mantiene baja o media y los niveles de oxígeno varían con el tipo de litología (principalmente se trata de un ambiente óxico) (Figura 7).

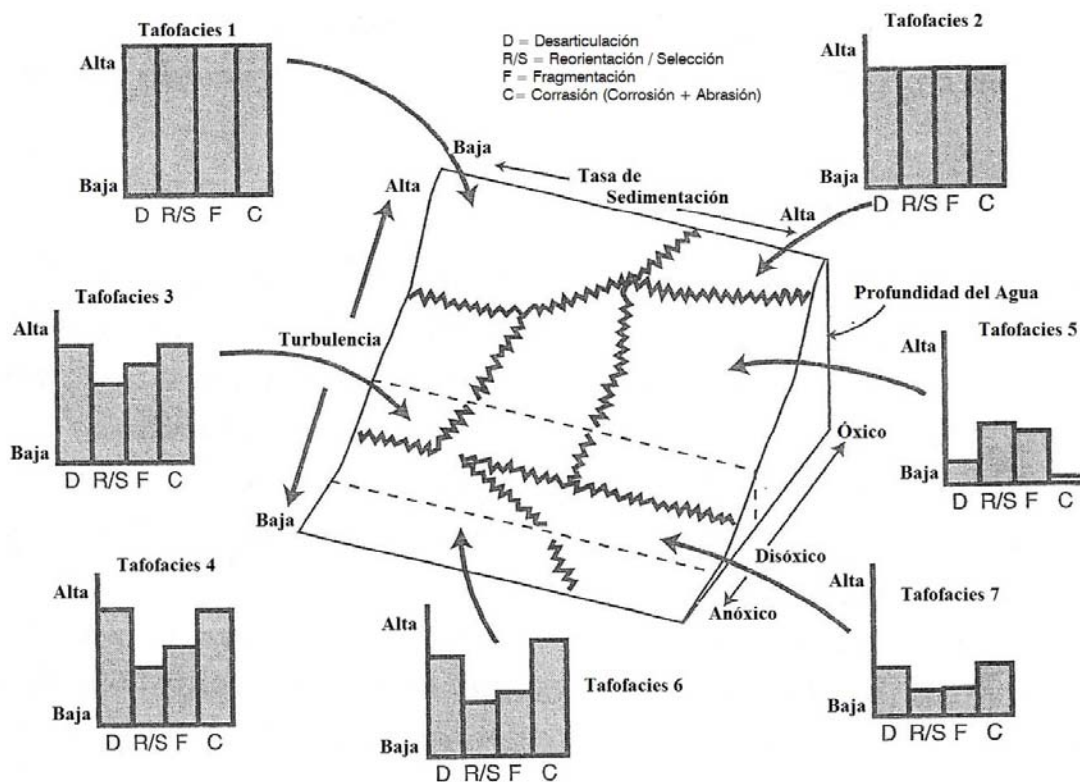


Figura 7. Modelo general de Tafofacies para mares someros (Brett y Speyer, 1990).

De manera alternativa, el modelo de tafofacies de Speyer y Brett (1991), es inaplicable en el caso de la formación Santiago de manera íntegra, pero se puede distinguir el comportamiento complementario (*compounded*) entre los procesos tafonómicos de trasfondo y episódicos; ante la acumulación de conchas de braquiópodos (como proceso de trasfondo) y la conservación de pequeñas colonias de corales (como proceso episódico); como se puede observar en la unidad 3 (nivel 1). También se puede señalar la naturaleza cooperativa entre ambos tipos de procesos tafonómicos, ya que la diagénesis muestra indicios de un comienzo temprano.

8.4.- Reconstrucción ambiental

El análisis del registro fósil estudiado permite considerar dos facies:

- **facies de caliza**, en la que se presenta un conjunto de organismos que formaron una barrera contra la corriente, pero sin llegar a la formación de una estructura arrecifal en sentido estricto. Las asociaciones muestran oscilaciones entre un claro transporte de las estructuras orgánicas por la influencia del oleaje, por ejemplo las concentraciones de origen sedimentológico en las unidades 1 y 3 (nivel 3), y conjuntos de fósiles cuya conservación se produjo en su hábitat, tal es el caso de las concentraciones biogénicas en las unidades 3 (nivel 2) y 6, sin la abundancia y diversidad característica de los conjuntos arrecifales actuales en un sentido biológico, de acuerdo a Nichols (2009); otra posibilidad es que se trate de un edificio biológico incipiente. En la figura 8 se representa el modelo ambiental que se propone en este trabajo.

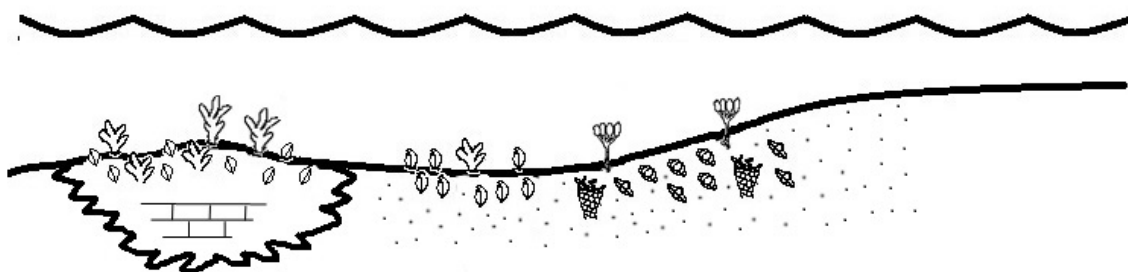


Figura 8. Modelo ambiental para el miembro inferior de la formación Santiago, en el que se representa el desarrollo de pequeños parches arrecifales dentro de un sustrato arenoso.

El tipo de roca (con mayor proporción de esparita) y la relación de bioclastos y lodo calcáreo que se ha asociado con ambientes someros, es una evidencia de un ambiente expuesto a cambios en la energía del medio. Considerando el marco temporal (Osageano=Tournasiano-Viseano), se podría considerar que las fluctuaciones observadas se relacionan con cambios en el nivel del mar, lo cual habría provocado cambios en la disponibilidad de carbonato disuelto en el mar, resultando en una restricción para la diversidad biológica que permitiera el desarrollo de estructuras arrecifales de dimensiones semejantes a las desarrolladas durante el Devónico. En este mismo intervalo, se formaron estructuras conocidas como montículos de carbonato (*carbonate mud mound*) en los mares someros (epicontinentales), que eran acumulaciones de lodo calcáreo que sobresalían del piso marino, en algunas ocasiones formadas por la actividad de algas y microorganismos, que permitieron la colonización de organismos sésiles como esponjas, corales y briozoarios (Riding, 2002). El registro estudiado difiere de estas estructuras, ya que la cantidad de lodo calcáreo es baja, la diversidad biológica es menor y los organismos son diferentes (corales y quetétidos muestran señales de posición de vida en la formación Santiago, a diferencia de la definición para montículo de lodo calcáreo según Riding, 2002, que menciona la escasez o ausencia de restos fósiles *in situ*). Las fluctuaciones en la proporción de Ca/Mg a través del tiempo, están relacionados con la formación de depósitos de CaCO₃, porque con la formación de océanos aumentaban las áreas de captura de CO₂, de manera que bajaba su proporción en la atmósfera y por lo tanto se registraría una disminución en la temperatura. Esto en casos extremos se convertiría en una glaciación. Los cambios en el nivel del mar relacionados con alteraciones químicas (Sandberg, 1983) se han asociado con evidencias de glaciación en el límite Kinderhookiano-Osageano (Kammer y Matchen, 2008). Lo anterior provoca la reducción de las cuencas oceánicas y la disponibilidad de espacio para formar estructuras carbonatadas, esto último a su vez impide el desarrollo de organismos que fueron los principales constructores de arrecifes de grandes dimensiones (de barrera).

- **facies de arenisca calcárea**, con abundancia de briozoarios y braquiópodos y un registro importante de crinoideos, gasterópodos, bivalvos pectiniformes y rostroconquios (Quiroz-Barroso, 1995; Quiroz-Barroso et al., 2000), que indica un ambiente resguardado de las corrientes marinas.

La mayoría de estudios sobre composición química han identificado alta proporción de calcita baja en magnesio entre los principales constructores de biohermas. En el caso estudiado, los fósiles más abundantes también están compuestos de este tipo de calcita (Tabla 19), sin embargo hay varios indicios de diagénesis temprana, por lo tanto este dato químico no es concluyente o se debe manejar en consideración con otras evidencias.

Al inicio del Misisípico, los mares someros cubrieron gran parte de los continentes. Grandes cantidades de caliza se depositaron en estos mares poco profundos, preservando los esqueletos de invertebrados marinos. También en este tiempo, la Tierra presentaba el efecto invernadero, con temperaturas relativamente cálidas en un amplio intervalo de latitudes (Fischer, 1982 *in* Sandberg, 1983).

Tabla 19. Composición mineralógica de los esqueletos de los grupos mayores de organismos (Brenchley y Harper, 1998). Las palabras remarcadas en negrita corresponden a los organismos estudiados en este trabajo.

Calcita baja en Magnesio	Calcita alta en Magnesio	Aragonita
Braquiópodos	Equinodermos	Moluscos
Trilobites	Foraminíferos (bentónicos)	Corales
Briozoarios	Esponjas (algunas)	escleractinios
Belemnites	Corales Tabulados	Esponjas (algunas)
Corales rugosos (mayoría)	Briozoarios	Briozoarios
Corales tabulados (mayoría)	Ostracodos	Algas clorofíticas
Foraminíferos (pelágicos)	Algas Rodofíticas	Algas rodofíticas
Coccolitofóridos		
Algas Charofíticas		
Bivalvos (algunos: Ostras y Pectínidos)		
Esponjas		
Ostracodos (Crustaceos)		

Durante el Carbonífero se desarrollaron mares en los que los sustratos duros no fueron tan extensos, por lo que los grandes arrecifes del Devónico no pudieron seguir desarrollándose. Fagerstrom (1994) explica que en el Tournasiano (= Kinderhookiano y principios del Osageano) se presenta un cambio tajante en la diversidad; (ya no hay estromatopóridos) sólo quedan algas y algunos corales que asocia con la formación de los montículos de lodo que, a semejanza con los arrecifes en otras épocas, se desarrollan en ambientes marinos de aguas someras, bien oxigenadas e iluminadas; también refiere que en el Viseano (Osageano superior, Merameciano y parte inferior del Chesteriano) se establece la asociación de corales rugosos-briozoarios fenestrados, como un factor crucial para el desarrollo de nuevos arrecifes. Como se ha mencionado, esta época de transición se ha relacionado con cambios globales en la química de los mares (calcíticos y aragoníticos)

(Sandberg, 1983) y con la concentración de CO₂ en la atmósfera, que produjo cambios climáticos. La correlación temporal de estos cambios se manifiesta como alternancias cíclicas de la mineralogía de carbonatos no esqueléticos: ooides y cementos de calcita en épocas de cantidades de dióxido de carbono y temperatura elevadas (*greenhouse*), y aragonita en épocas de cantidades de dióxido de carbono y temperatura bajas (*icehouse*) (Brenchley y Harper, 1998) (Fischer, 1982). Como consecuencia, estos cambios repercutieron en las fluctuaciones del nivel del mar y en el desarrollo de regresiones marinas, que propiciaron la disminución de los mares epicontinentales hacia final del periodo Carbonífero (Figura 9).

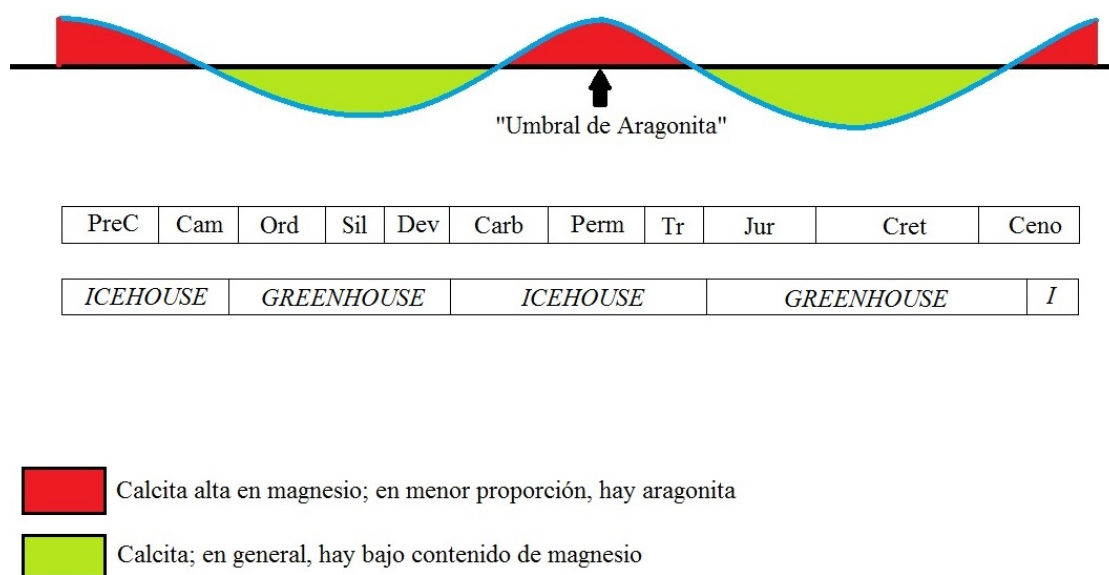


Figura 9. Alternancia entre mares aragoníticos y calcíticos a lo largo del tiempo geológico y su relación con los episodios climáticos de Fischer (1982). Imagen modificada de Sandberg (1983).

De acuerdo a la época en que se depositaron las rocas de la formación Santiago, se deduce la presencia de un mar aragonítico (Figura 9), sin embargo, el grado de diagénesis en las muestras evita cualquier precisión a este respecto.

Por otra parte, según Adabi (2004), la predominancia de calcita o aragonita puede asociarse más bien a una diferencia de profundidad. En los casos en donde abunda la

aragonita se refiere a sitios cercanos a la costa, mientras que en los casos en donde abunda la calcita se asocia con sitios de plataforma o mar abierto.

En estudios anteriores se ha hecho una relación de la caliza de la formación Santiago con estructuras conocidas como montículos de lodo *Waulsortian* (Flores de Dios *et al.*, 2003). Estas estructuras se caracterizan por presentar una gran proporción de lodo micrítico, ausencia de organismos sésiles formadores de edificios biológicos, y en sus primeras etapas de desarrollo ocuparon áreas profundas, adyacentes al talud; son características del Tournasiano-Viseano Temprano de Europa y Norteamérica, típicas de áreas sin cambios de energía ambiental episódicos, como tormentas (King Jr., 1990; 1991). Sin embargo, la caliza del miembro inferior de la formación Santiago presenta una amplia concentración de esparita, no hay dolomitización avanzada y los restos orgánicos corresponden a ambientes someros con cierta influencia de energía y en algunos casos sepultados *in situ*.

8.5.- Paleoambientes y Paleogeografía

Las diferentes facies (calcárea y arenosa) del miembro inferior de la formación Santiago, se desarrollaron en una plataforma continental asociada aun mar somero en el que se desarrollaron parches de arrecife, como parte de los mares continentales que existieron antes de la formación de la Pangea. En estudios previos se ha referido la existencia de un mar epicontinental que cubrió la región del *Mid-Continent* y que se extendía por lo menos hasta el sureste de México durante el Misisípico Temprano (Sour-Tovar, 1994; Quiroz-Barroso, 1995; Quiroz-Barroso Sour-Tovar, 1996; Sour-Tovar *et al.*, 1996) (Figura 10).

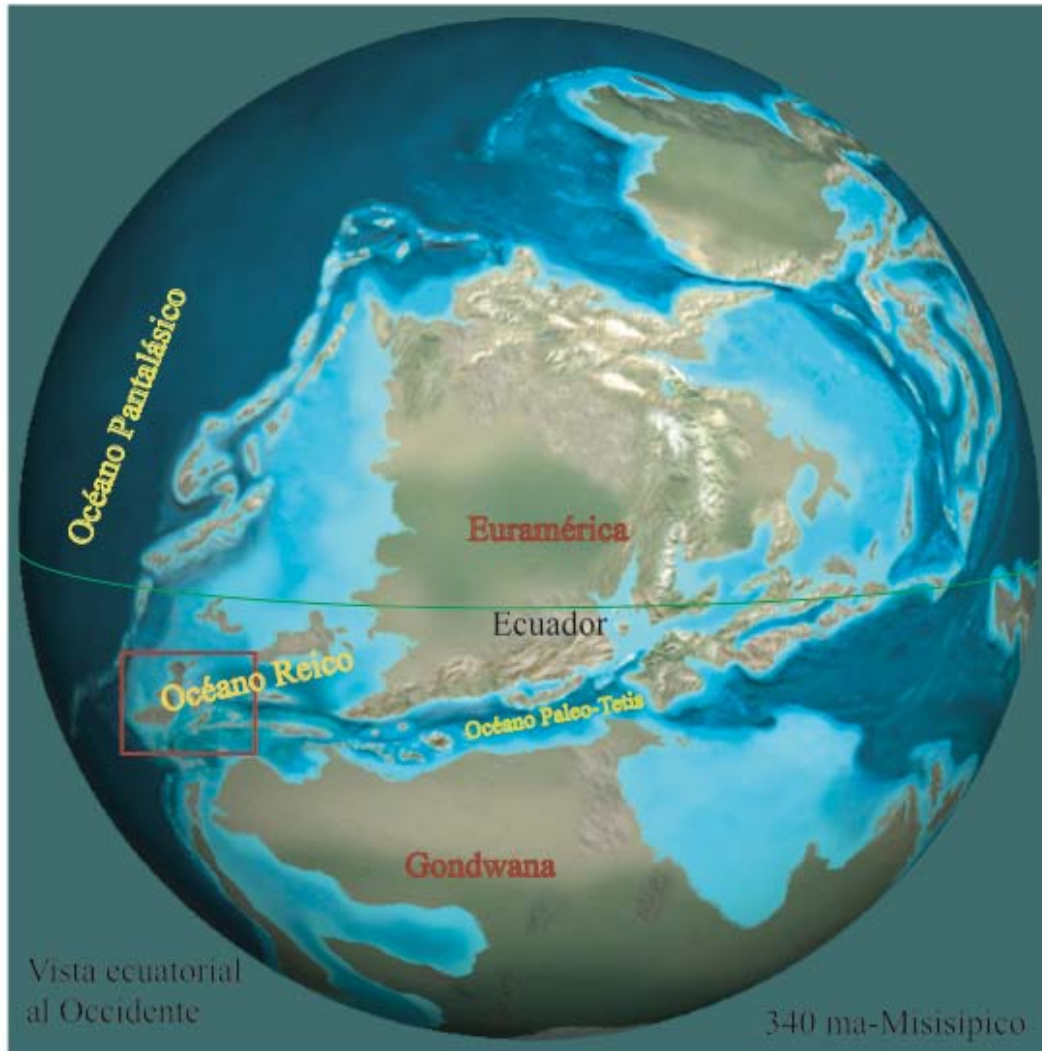


Figura 10. Mapa que ilustra la distribución de las masas continentales y océanos durante el Misisípico Temprano. El recuadro muestra la ubicación probable del área de estudio. (Modificado de Blakey, 2014).

9.- CONCLUSIONES

- Las variantes en la diversidad biológica y la litología entre la facies calcárea y la facies arenosa del miembro inferior de la formación Santiago, indican el desarrollo de comunidades que se establecieron en diferentes condiciones de energía ambiental y de sustrato.
- En la facies calcárea, las unidades con conchas concordantes, desarticuladas y seleccionadas que constituyen verdaderas concentraciones, tienen un origen

sedimentológico, mientras que las unidades con abundancia de corales y fauna acompañante de braquiópodos, quetétidos y crinoideos se caracterizan por un origen biogénico, conservándose parte de la comunidad original, por lo que representan en su mayoría depósitos autóctonos. En la facies arenosa se presentan concentraciones de origen biogénico-sedimentológico en las que prevalecen situaciones de autoctonía-parautoctonía, que en algunas ocasiones forman palimpsestos tafonómicos.

- Las concentraciones de restos orgánicos indican que la mezcla temporal es variable, desde algunos años, hasta aquellas condensadas ambientalmente durante periodos prolongados de miles de años. Esta fluctuación es más evidente en la arenisca.
- Las unidades con concentraciones de origen biogénico de la facies calcárea presentan asociaciones fósiles que constituyeron edificios biológicos, distintos a los arrecifes de coral hermatípico de la actualidad. Estos parches arrecifales habrían crecido en agregados pequeños y aislados de la costa, en un mar epicontinental.
- Los cambios de facies calcárea-arenosa se suceden en el tiempo en la sección estudiada (Sección tipo Arroyo de Las Pulgas), sin embargo, también representan cambios de facies laterales, evidentes en otros afloramientos.
- Las facies del miembro inferior estudiadas, contrastan con las facies lutíticas del miembro superior, lo cual representa un cambio temporal que indica el desarrollo de un evento transgresivo.
- No obstante la intensa diagénesis de la caliza, representada por la permineralización de los restos orgánicos y por la abundancia de esparita, de las estructuras geopetales y de los estilolitos, la calidad de conservación permite el estudio de la estructura de los corales y de las esponjas preservados en ella, mientras que el registro de braquiópodos está más alterado, por lo que se requiere realizar secciones seriadas de los mismos para detallar su estudio taxonómico.
- Estudios posteriores podrían considerar, además de realizar el estudio taxonómico de la fauna asociada al miembro inferior de la formación Santiago, efectuar un estudio de microfacies que permita, entre otras cosas, comprobar o desechar la presencia de algas como formadoras de las estructuras calcáreas, así como la naturaleza de la plataforma.

Referencias Bibliográficas:

- Adabi, M., 2004, A re-evaluation of aragonite versus calcite seas, *Carbonates and Evaporites*, 19(2), 133-144.
- Aigner, T., 1985, Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences, *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3, Berlin, Springer Verlag, 174.
- Albarède, F., 2003, *Geochemistry: An Introduction*: Cambridge, Cambridge University Press, 248 pp.
- Allison, P.A., Bottjer, D.J., 2011, Taphonomy: Bias and Process through Time, *Topics in Geobiology*, Springer Science, 32, 600 p.
- Álvarez, F., Martínez Chacón, M.L., 2004, Capítulo 11 Braquiópodos, *in*: Martínez Chacón, M. L., Rivas, P. (eds.), *Paleontología de Invertebrados: España*, Universidad de Oviedo, 377-418.
- Behrensmeyer, A., Kidwell, S., 1985, Taphonomy's Contributions to Palaeobiology, *Paleobiology*, 11, 1: 105-119.
- Behrensmeyer, A., Kidwell, S., Gastaldo, R., 2000, Taphonomy and Palaeobiology: *Paleobiology, Supplement*, 103-144.
- Benton, M., Harper, D.A.T., 1997, *Basic Palaeontology*, Longman, 342 p.
- Blakey, R., 2014, Mississippian Paleogeographic Globe, NAU Geology, Colorado Plateau Geosystems, Inc <cpgeosystems.com>, consulta: 28 de octubre de 2015.
- Braga, J.C., Fernández Martínez, E., García Bellido, D., Méndez Bedia, I., Moreno Eiris, E., Perejón, A., Rodríguez, S., Soto, F., 2004, Capítulo 2 Porífera y Cnidaria, *en*: Martínez-Chacón, M. L., Rivas, P. (eds.), *Paleontología de Invertebrados: España*, Universidad de Oviedo, 33-110.
- Brandt, D., 1989, Taphonomic grades as a classification for fossiliferous assemblages and Implications for Paleoecology: *Palaios*, 4, 303-309.
- Brenchley, P. J., Harper, D., 1998, *Palaeoecology: Ecosystems, Environment, and Evolution*: London, Chapman and Hall, 407.
- Bressan, G.S., Palma, R.M., 2008, Tafonomía e icnología de los depósitos de tormenta de la Formación Bardas Blancas (Jurásico Inferior-Medio), *Mendoza, Argentina: Ameghiniana*, 45 (3), 513-528.
- Brett, C.E., Baird, G.C., 1986, Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation, *Palaios*, 1, 207-227.
- Brett, C.E., Speyer, S.E., 1990, Taphofacies, *in* Briggs, B.E.K., Crowther, P.R., *Paleobiology: a synthesis*, Blackwell, Oxford, 258-263.

- Cadée, G.C., 1991, The history of taphonomy, *in* Donovan, S.K., The process of fossilization, London, Belhaven Press, 3-21.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Carrera, M., 1997, Evolución y Recambio de las Faunas de Poríferos y Briozoos en el Ordovícico de la Precordillera Argentina: *Ameghiniana*, 34 (3), 295-308.
- Carroll, M., 2001, Quantitative estimates of time averaging in brachiopod Shell accumulations from a Holocene tropical shelf (SW Brazil): Blacksburg, Virginia, Virginia Polytechnic Institute and State University, Master Thesis, 28 pp.
- Castillo-Espinoza, K.M., 2008, Cefalópodos de la Formación Santiago, Misisípico de la región de Nochixtlán: México D.F., Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 52 pp.
- Castillo-Espinoza, K.M., 2013, Sistemática de braquiópodos, cefalópodos y crinoideos del Misisípico medio de la formación Santiago, Santiago Ixtaltepec, Oaxaca: México, D. F., Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 112 pp.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constrains in tectonic analysis and paleogeography, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 233-258.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone *en*: Draut, A., Clift, P., Scholl, D., (eds.), Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones: GSA Special Paper, 436, 279-308.
- Craig, G.Y., Hallam, A., 1963, Size-frequency and growth-ring analices of *Mytilus edulis* and *Cardium edule* and their paleoecological significance: *Palaeontology*, 6, 731-750.
- Cserna De, Z., Pantoja-Alor, J., Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., 1994, Calc-alkaline volcanic Rocks on the pre-Upper Jurassic Basement of south-central Mexico –A late Paleozoic-early Mesozoic convergent plate margin?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 253-256.
- Davies, E.D., Stanton, E.N., Powell, J.R. Jr., 1989, Taphonomic signature as a function of environmental process: Shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on the coast of Texas: *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 72, 317-356.

- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and analysis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Research*, 36 (2), 491-501.
- Dunham, R.H., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional textures, en: *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1, 108-121.
- Efremov, E.A., 1940, Taphonomy: a new branch of paleontology: *Pan-American Geologist*, 74, 81-93.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Ramírez, A., Iriondo, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera continental de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LXII, 2, 83-109.
- Escalante-Ruiz, A.R., 2011, Conuláridos y Gasterópodos de la Formación Santiago, Nochixtlán, Oaxaca: México D.F., Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 53 pp.
- Escalante-Ruiz, A., Quiroz-Barroso, S.A., Sour-Tovar, F., 2014, Conuláridos Misisípicos de Nochixtlán, Oaxaca, México: Consideraciones Sistemáticas, Estratigráficas y Paleobiogeográficas: *Revista Brasileira de Paleontologia*, 17 (2), 195-206.
- Fagerstrom, J.A., 1994, The History of Devonian-Carboniferous Reef Communities: Extinctions, Effects, Recovery: *Facies*, 30, 177-192.
- Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 1-38.
- Fernández-López, S.R., Fernández-Jalvo, Y., 2002, The limit between biostratigraphy and fossilization, *in* de Renzi, M., Pardo Alonso, M.V., Belinchon, M., Montoya, P., Marqués-Aliaga, A. (eds.), *Current topics on taphonomy and fossilization*, 1º. Congreso Internacional de Tafonomía, Valencia, España, Ajuntament de Valencia, 27-36.
- Fischer, A.G., 1982, Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy, *in* Berggren, W., *Climate in Earth History: Studies in Geophysics*, Washington DC, National Academy Press, 97-104.
- Flores de Dios-González, L.A., Vachard, D., Buitrón, B.E., 2000, La cubierta sedimentaria pérmica superior (formaciones Olinalá, Ihualtepec y Yododeñe) de los terrenos Zapoteco y Mixteco, evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas (resumen), *in* II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa, 20 (3), 21-22.
- Flores de Dios-González, L.A., Vachard, D., Buitrón, B.E., 2003, Paleozoic to Triassic Formations in Oaxaca State (México), a summary with new data: *Annales de la Société Géologique du Nord, Université Lille* 1, 10 (2), 303-315.

- Flower, R.H., 1968, Tremadocian cephalopods of the Tiñu formation: *Journal of Paleontology*, 42, 804-807.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Erlangen, Alemania, Springer Verlag, 2o. edición, 984 pp.
- Fries, C., Jr., Schmitter-Villada, E., Damon, P.E., Livingstone, D.E., 1962, Rocas precámbricas de edad grenvilleana de la parte central de Oaxaca en el sur de México: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 72, 57-133.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., 1993, Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India: *Journal of the Geological Society of London*, 150, 169-185.
- González-Mora, S., Sour-Tovar, F., 2014, Briozoarios del Orden Fenestrída, Pensilvánico de la Formación Ixtaltepec, Municipio de Nochixtlán, Oaxaca; consideraciones paleoambientales, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 6 (3), 471-482.
- Heath, G.R., Culberson, C. , 1970, Calcite: Degree of Saturation, Dissolution and Compensation Depth in the Deep Ocean: *Geological Society of America Bulletin*, 81 (10), 3157-3160.
- ICS, 2015, International Commission on Stratigraphy, International Chronostratigraphic Chart, <www.stratigraphy.org>, consulta: 29 de octubre de 2015.
- INEGI, 2001, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, San Juan Bautista Coixtlahuaca E14D26 Oaxaca, escala 1:50000.
- Johnson, R.G., 1957, Experiments on the burial of shells: *Journal of Geology*, 65, 527-535.
- Johnson, R.G., 1960, Models and Methods for Analysis of the Mode of Formation of Fossil Assemblages: *Geological Society of America Bulletin*, 71 (7), 1075-1086.
- Johnson, R.G., 1962, Mode of formation of marine fossil assemblages of the Pleistocene Millerton Formation of California: *Bulletin of the Geological Society of America*, 73, 113-130.
- Kammer, T. W., Matchen, D. L., 2008, Evidence for eustasy at the Kinderhookian-Osagean (Mississippian) boundary in the United States: response to late Tournasian glaciation? Resolving the late Paleozoic Ice Age in Time and Space: *Geological Society of America Special Paper*, 441 (18), 261-274.
- Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, A., Hames, W.E., Lopez, R., 2004, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the cooling history of the Northern Oaxaca Complex, southern Mexico: the result of ridge-trench collision?, *in* Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. (eds.), *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*: Geological Society of America, 197, 771-782.

- Kidwell, S.M., 1986, Models for fossil concentrations: paleobiologic implications: *Paleobiology*, 12 (1), 6-24.
- Kidwell, S.M., Holland, S.M., 1991, Field Description of Coarse Bioclastic Fabrics: *Palaios*, 6, 426-434.
- Kidwell, S., Jablonski, D., 1983, Taphonomic feedback: ecological consequences of shell accumulation, *in* Tevesz, M. J. S., McCall, P. L., Biotic interactions in recent and fossil benthic fauna: New York, Plenum Press, Topics in Geobiology, 3, 195-248.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T., 1986, Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations: *Palaios*, 5 (1), 228-238.
- King, D.T., Jr., 1990, Probable influence of early Carboniferous (Tournaisian-early Viséan) geography on the development of Waulsortian and Waulsortian-like mounds: *Geology*, 18, 591-594.
- King, D.T., Jr., 1991, Comment and Reply on "Probable influence of early Carboniferous (Tournaisian-middle Viséan) geography on the development of Waulsortian and Waulsortian-like mounds": *Geology*, 19, 413-414.
- Krumbein, W.C., Sloss, S.C., 1963, *Stratigraphy and Sedimentation*, Washington, D. C., Estados Unidos de América, W.H. Freeman & Company, 146-317.
- Lawrence, D.R., 1968, Taphonomy and information losses in fossil communities: *Geological Society of America Bulletin*, 79, 1315-1330.
- Malpica, C.R., 1978, Estudio Estratigráfico del Paleozoico del Área de Tomellín, Oaxaca, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1054, 85.
- Martin, R., 1999, *Taphonomy: A Process Approach*: Cambridge, Cambridge University Press, 485 pp.
- McKerrow, W.S., 1978, *The Ecology of Fossils: An Illustrated Guide*: Oxford, Duckworth, 384 pp.
- Morales-Soto, S., 1984, Estudio paleoecológico del Paleozoico superior (Pensilvánico) de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca: México D.F., México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 57 pp.
- Morón-Ríos, A., Perrilliat, M. del C., 1988, Una nueva especie del género *Griffithides*, Portlock (Artrópoda: Trilobita) del Paleozoico Superior de Oaxaca, México: *Revista del Instituto de Geología*, 7, 67-71.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) Brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, México: *Earth Sciences of South America*, 15, 327-336.

- Nichols, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*: Oxford, UK, Wiley-Blackwell, 415 pp.
- Oliver, W.A., Coates, A.G., 1987, Chapter 4 Phylum Cnidaria, *in* Boardman R. S., Cheetham A. H. y Rowell, A. J. (eds.), *Fossil Invertebrates*: Oxford, Reino Unido, Blackwell Scientific, 140-193.
- Olson, E.C., 1952, The evolution of a Permian vertebrate chronofauna, *Evolution*, 6, 181-196.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortiz-Lozano, J.A., 1996, Consideraciones paleoambientales y morfológicas de las colonias de briozoarios pensilvánicos de la Formación Ixtaltepec en la Región de Nochixtlán, Oaxaca: México D.F., México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 40 pp.
- Palma, R. M., Mehdli, M., Bressan, G. S. y Kietzmann, D.A. 2007. Carbonatos Subtropicales de la Formación Calabozo (Caloviano) y su Diagénesis, Cuenca Neuquina, Mendoza: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2), 163-174.
- Pantoja-Alor, J., 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca, en *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*: México, 67-84 pp.
- Prothero, D., Schwab, F., 2004, *Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy*: Nueva York, W.H. Freeman Company, 2ª Edición, 557.
- Quiroz-Barroso, S.A., 1995, Bivalvos del Carbonífero de Nochixtlán, Oaxaca: México D. F., México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, 86 pp.
- Quiroz-Barroso, S.A., Perrilliat, M.C., 1997, Pennsylvanian Nuculoids (Bivalvia) from the Ixtaltepec Formation, Oaxaca: *Journal of Paleontology*, 71 (3), 400–407.
- Quiroz-Barroso, S.A., Perrilliat, M.C., 1998, Pennsylvanian Bivalves from the Ixtaltepec Formation, Mexico: *Journal of Paleontology*, 72 (6), 1011–1024.
- Quiroz-Barroso, S.A., Sour-Tovar, F., 1996, Paleogeographical implications of pennsylvanian brachiopods and bivalves from Ixtaltepec Formation, Oaxaca, southeast Mexico: VI North American Paleontological Convention, Ripley Center, Smithsonian Institution, Washington D.C., U.S.A., Abstracts of Papers Book, 316.
- Quiroz-Barroso, S.A., Pojeta, J., Sour-Tovar, F., Morales-Soto, S., 2000, *Pseudomulceodens*: A Mississippian Rostronconch from Mexico: *Journal of Paleontology*, 74 (6), 1184-1186.

- Raup, D.M., Stanley, S.M., 1978, Principios de Paleontología: España, Editorial Ariel, 456 pp.
- Riding, R., 2002, Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories: *Earth Science Reviews*, 58, 163-231.
- Robison, R.A., Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from the Nochixtlan region, Oaxaca: *Journal of Paleontology* 42 (3): 767-800.
- Rodríguez-Benitez, J.L., 1983, Estudio palinoestratigráfico de las Formaciones Paleozoicas Tiñu, Santiago e Ixtaltepec: México D. F., México, ESIA, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 117 pp.
- Sánchez-Beristain, J.F., 2010, Palaeoecological and geochemical studies on sponge/microencruster-bearing communities contained in selected Cipit Boulders from the St. Cassian Formation (Lower Carnian, Upper Triassic) of the Dolomites, Northeastern Italy: Göttingen, Alemania, Universidad de Göttingen, Tesis Doctoral, 146 p.
- Sandberg, P.A., 1983, An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy: *Nature*, 305, 19-22.
- Schäfer, W., 1972, Ecology and Palaeoecology of Marine Environments (trad. I. Oertel), University of Chicago Press, Chicago, 568 p.
- Seilacher, A., 1970, Bedriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatsheft, 34-39.
- Seilacher, A., 1976, Sonderforschungsbereich 53, Palökologie: Arbeitsbericht, 1970-1975, *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie II*, 206-210.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 2009, formación Santiago, Léxico Estratigráfico de México, Servicio Geológico Mexicano, 1-3. <<http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/SantiagoPantojaAlor.pdf>>. Fecha de consulta: 06/08/2015.
- Silva-Pineda, A., 1970, Fructificación de pteridosperma en el Pensilvánico de Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Primera Convención Nacional, Resúmenes, 85-86 pp.
- Sour-Tovar, F., 1990, Comunidades Cámbrico-Ordovícicas de la Formación Tiñú, en el área de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca. Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 3(1), 7-23.
- Sour-Tovar, F., 1994, Braquiopodos Pensilvánicos del Área de Santiago Ixtaltepec, Municipio de Nochixtlán, Oaxaca: México D. F., México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 55 pp.
- Sour-Tovar, F., Buitrón, B., 1987, Graptolitos del Tremadociano en Ixtaltepec, Oaxaca: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 1, 380-394.

- Sour-Tovar, F., Martínez-Chacón, M.L., 2004, Braquiópodos chonetoideos del Carbonífero de México: *Revista Española de Paleontología* 19 (2), 125-138.
- Sour-Tovar, F., Quiroz-Barroso, S.A., 1989, Braquiópodos pensilvánicos (Strophomenida) de la Formación Ixtaltepec: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 2, 5-17.
- Sour-Tovar, F., Quiroz-Barroso, S. A., Navarro-Santillán, D., 1996, Carboniferous invertebrates from Oaxaca, Mid-Continent paleogeographical extensión: 1996 Geological Society of America Annual Meeting, Denver, Colorado, Abstracts with Programs, A-365.
- Speyer, S.E., Brett, C.E., 1986, Trilobite taphonomy and Middle Devonian Taphofacies: *Palaios*, 1, 312-327.
- Speyer, S., Brett, C., 1991, Chapter 11 Taphofacies Controls: Background and Episodic Processes in Fossil Assemblage Preservation, *in* Briggs, D. y Allison, P., *Taphonomy: Releasing the Data locked in the Fossil Record*: Nueva York, Estados Unidos de América, Plenum Press, 501-545.
- Streng, M., Mellbin, B.B., Landing, E., Keppie, J.D., 2011, Linguliform brachiopods from the terminal Cambrian and Lowest Ordovician of the Oaxaquia Microcontinent (Southern Mexico): *Journal of Paleontology*, 85, 122-155.
- Torres-Martínez, M. y Sour-Tovar, F., 2012, Nuevos braquiópodos productidos (Rhyconelliformea, Strophomenata) del Carbonífero de la región de Nochixtlán, Oaxaca: *Revista de Ciencias Geológicas*, 29 (3), 696-712.
- Torres-Martínez, M., Sour-Tovar, F., Pérez-Huerta, A., 2008, Neospiriferinid brachiopods (Spiriferida, Trigonotetridae) from Ixtaltepec Formation, Pennsylvanian of Oaxaca State, Southern Mexico: *Fossils and Strata*, 54, 157-166.
- Tucker, M., Wright, P.V., 1990, Chapter 7 Diagenetic processes, products and environments, *in* Tucker, M., Wright, P. V., *Carbonate Sedimentology*: London, Reino Unido, Blackwell Science Ltd., 314-364.
- Uhen, M., Sessa, J., 2013, Paleobiology Database (*en línea*), Paleobiodb.org base de datos, <<http://paleobiodb.org/>>, acceso libre, consulta: 12 de junio de 2015.
- USGS, 2014, United States Geological Survey, Geology, Osagean Series, <mrdata.usgs.gov/geology>, consulta: 29 de octubre de 2015.
- Villanueva-Olea, R., Castillo-Espinoza, K.M., Sour-Tovar, F., Quiroz-Barroso, S. A., Buitrón Sánchez, B., 2011, Placas columnares de crinoides del Carbonífero de la región de Santiago Ixtaltepec, Municipio de Nochixtlán, Oaxaca; consideraciones estratigráficas y paleobiogeográficas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63 (3), 429-443.

- Villanueva-Olea, R., Sour-Tovar, F., 2015, A new genus and four new species of cladid crinoids from the Carboniferous of Oaxaca State, Mexico: *Journal of Systematic Palaeontology*, 13 (7), 527-542.
- Walker, K.R., Bambach, R.K., 1971, The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: Time-Averaged Communities, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 3, 783-784.
- Wiegelt, J., 1927, (traducción al inglés Schaefer, J., 1989), *Recent Vertebrate Carcasses and their Paleobiological Implications*, University of Chicago Press, 204 p.
- Yochelson, E.L., 1968, Tremadocian mollusks from the Nochixtlan región, Oaxaca, México: *Journal of Paleontology*, 42, 800-803.

LÁMINAS

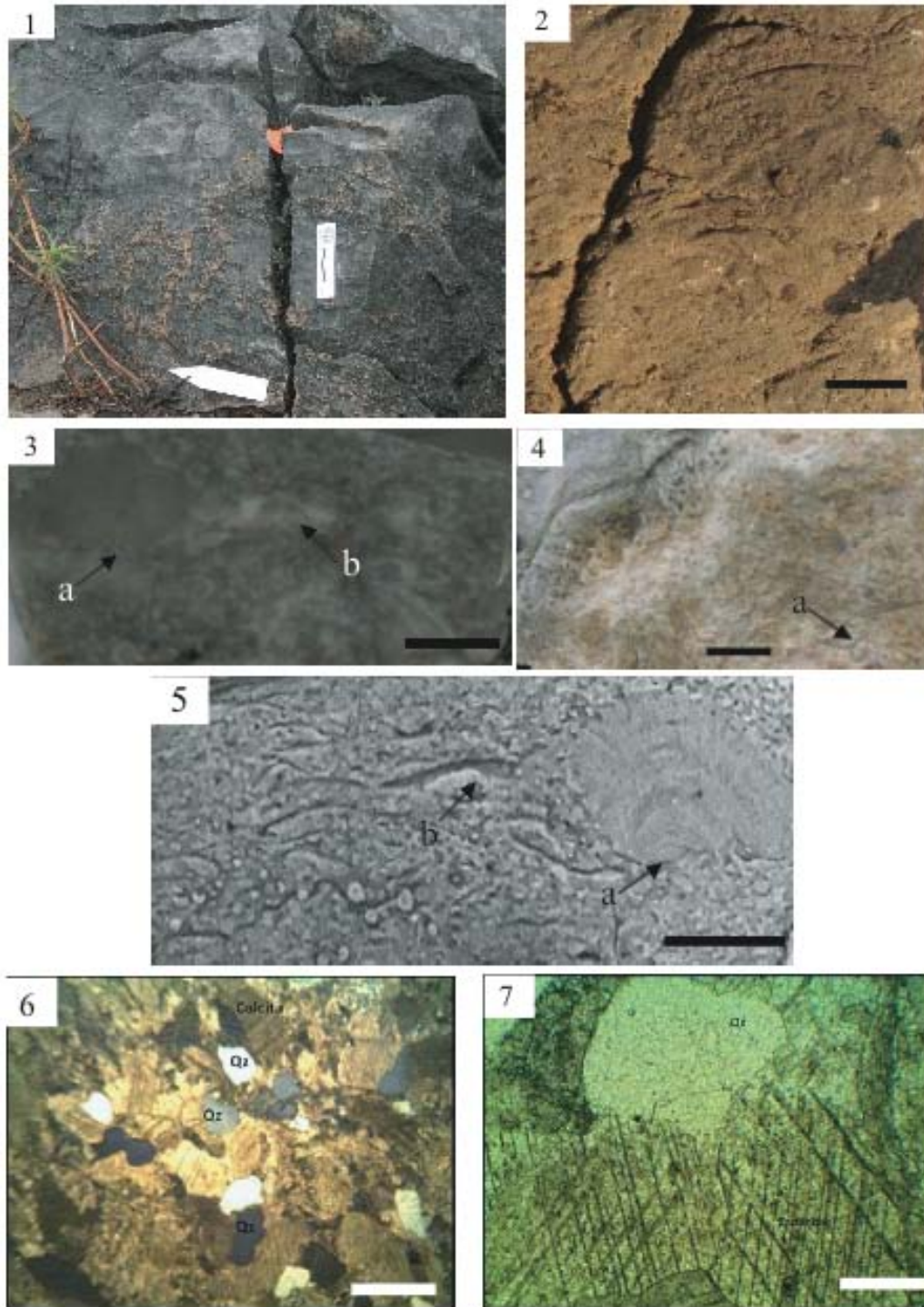


Lámina 1. Caliza, unidad 1. **1**, vista parcial del afloramiento, se aprecia la superficie rugosa de la roca; **2**, superficie intemperizada con algunas valvas de braquiópodos convexas y con orientación concordante. **3**, corte donde se aprecia una colonia pequeña de coral (a) y algunas valvas (b). **4**, vista de planta, se aprecia una placa de crinoideo (a). **5**, *peel* donde se observa una colonia de coral (a) y valvas de braquiópodos (b); **6** y **7**, microfotografías de lámina delgada: **6**, tomada con objetivo a 5x con nicóles cruzados donde se observa el cementante esparítico (calcita) y algunos cristales de cuarzo (Qz), **7**, tomada a 10x, se distingue al centro un cristal de cuarzo rodeado de cristales de esparita. Escala de imagen 1= 3 cm; imágenes 2-5= 1 cm, imagen 6= 500 μ ; imagen 7= 100 μ .

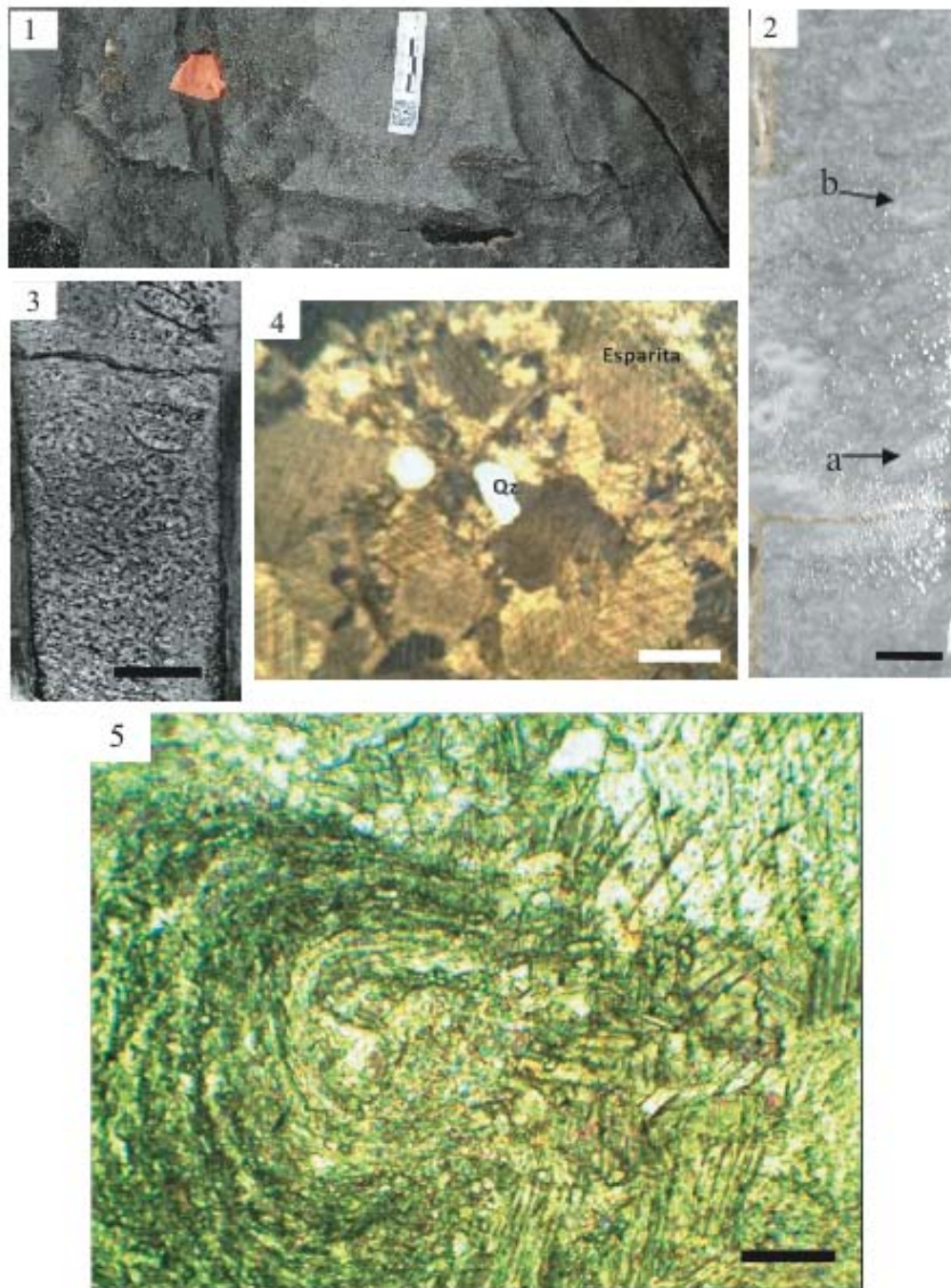


Lámina 2. Caliza, unidad 2. **1**, vista parcial del afloramiento, se distingue la superficie intemperizada de la caliza. **2**, acercamiento donde se distinguen cortes de conchas de probables gasterópodos (a) y de valvas de braquiópodos (b) recristalizados. **3**, *peel* de acetato de celulosa donde se distingue la distribución de la concentración de conchas. **4** y **5**, microfotografías de lámina delgada: **4**, tomada con nicols cruzados y objetivo de 5x donde se observa al centro algunos cristales de cuarzo y el cementante de esparita. **5**, campo de lámina delgada tomada con luz paralela y con el objetivo de 10x donde se distingue un gran cristal de cuarzo rodeado por esparita. Escala de imagen 1= 3 cm; imágenes 2-3= 1 cm; imagen 4= 500 μ ; imagen 5= 100 μ .

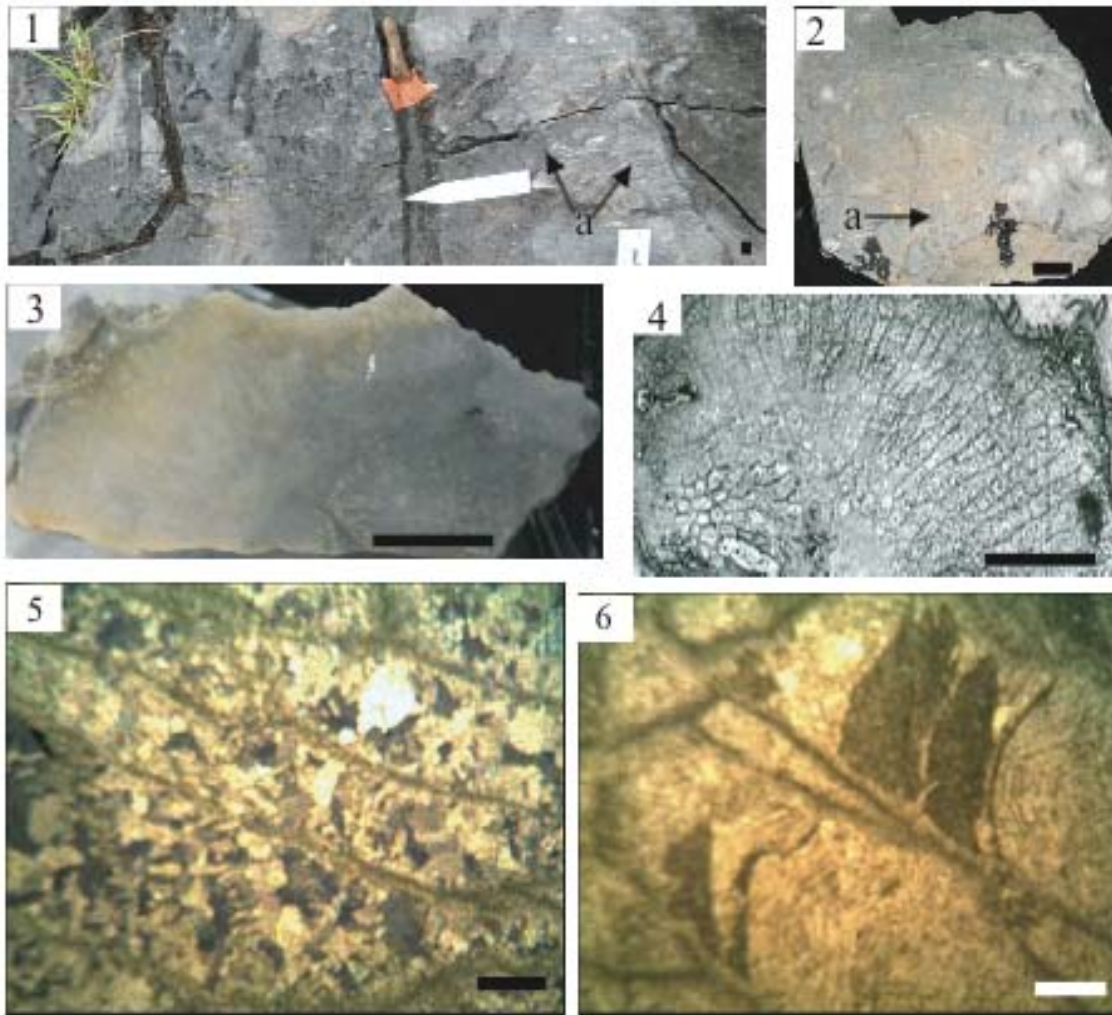


Lámina 3. Caliza, unidad 3, nivel 1. **1**, vista parcial del afloramiento en donde se observa la base de la unidad con ejemplares de conchas negras de braquiópodos (a) que contrastan con la caliza gris. **2**, muestra de la concentración de conchas oscuras de tamaño pequeño con estructuras geopetal, asociada a ellas se observa una colonia coralina (a). **3**, corte longitudinal de una colonia coralina. **4**, *Peel* en el que se distinguen los coralitos de la imagen anterior. **5** y **6**, microfotografías de lámina delgada: **5**, tomada con nicoles cruzados y objetivo de 5x donde se observa un fragmento fósil de contornos opacos, micrita y relleno de esparita con tonalidades brillantes; **6**, tomada con luz paralela y objetivo de 10x donde se observa al centro restos de un organismo constituidos por micrita y esparita (a). Escala de imagen 1= 10 cm; imágenes 1-4= 1 cm; imagen 5= 500 μ ; imagen 6= 100 μ .

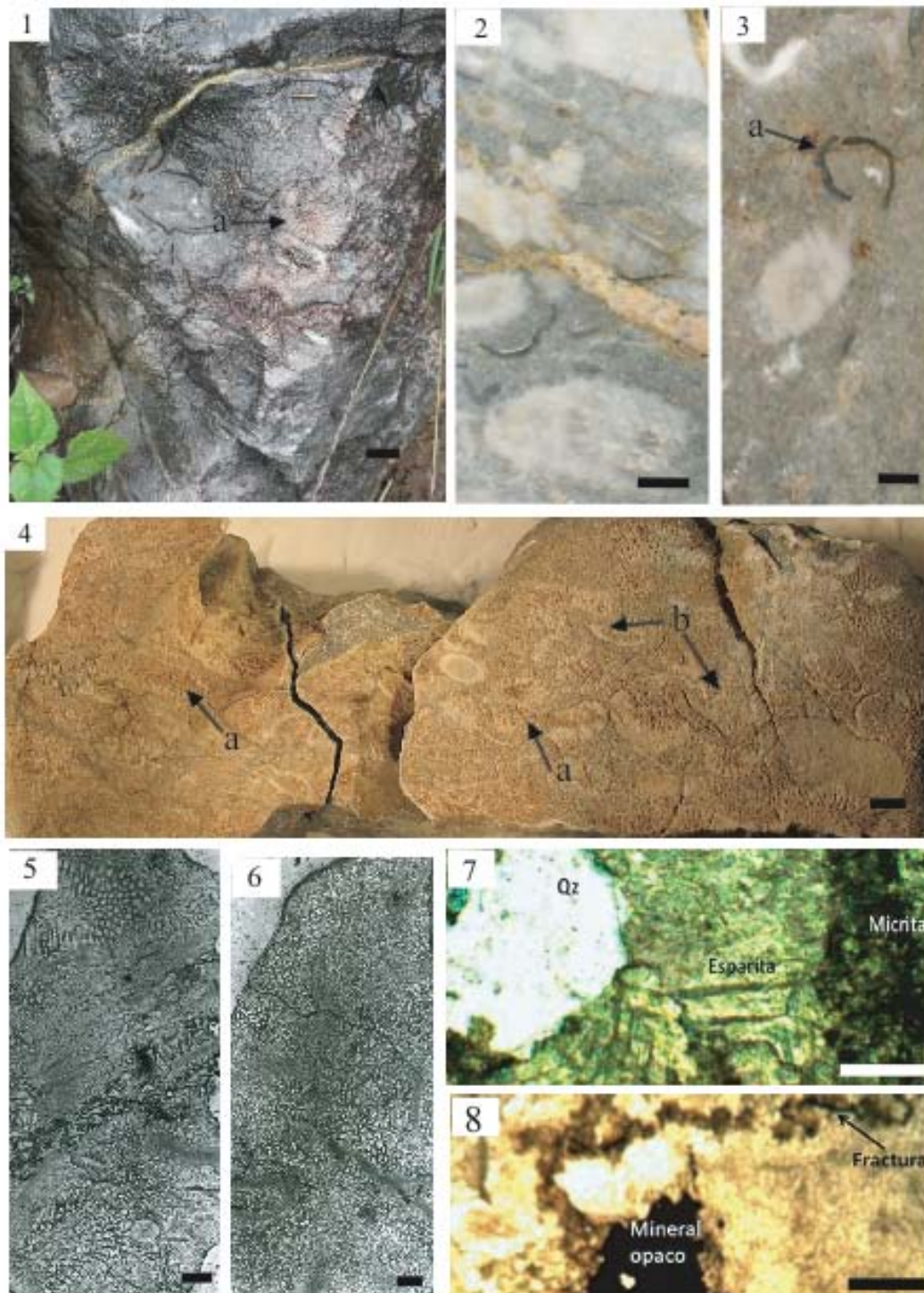


Lámina 4. Caliza, unidad 3, nivel 2. **1**, vista parcial del afloramiento donde se distinguen las diferentes tonalidades entre la roca de color gris y los fósiles de color blanco con áreas rojizas por el óxido (a). **2**, corte donde se distinguen fracturas rellenas de óxidos y cristales, además de cortes longitudinales de colonias de corales. **3**, corte transversal de conchas de braquiópodos (a) y de colonias coralinas. **4**, colonias coralinas (a) con diferentes conchas de braquiópodos (b). **5 y 6**, *peels* que muestran cortes de colonias de coral: **5**, longitudinales **6**, transversales. **7 y 8**, microfotografías de lámina delgada: **7**, tomada con nicoles cruzados y objetivo de 10x donde se observa un fragmento de cuarzo (Qz) y una parte de una estructura orgánica formada por micrita (tonos oscuros) y esparita (tonos brillantes o claros), **8**, con luz paralela a 5x, resaltando fracturas y minerales oscuros. Escala de imágenes 1-6= 1 cm; imagen 7= 100µ; imagen 8= 500 µ.

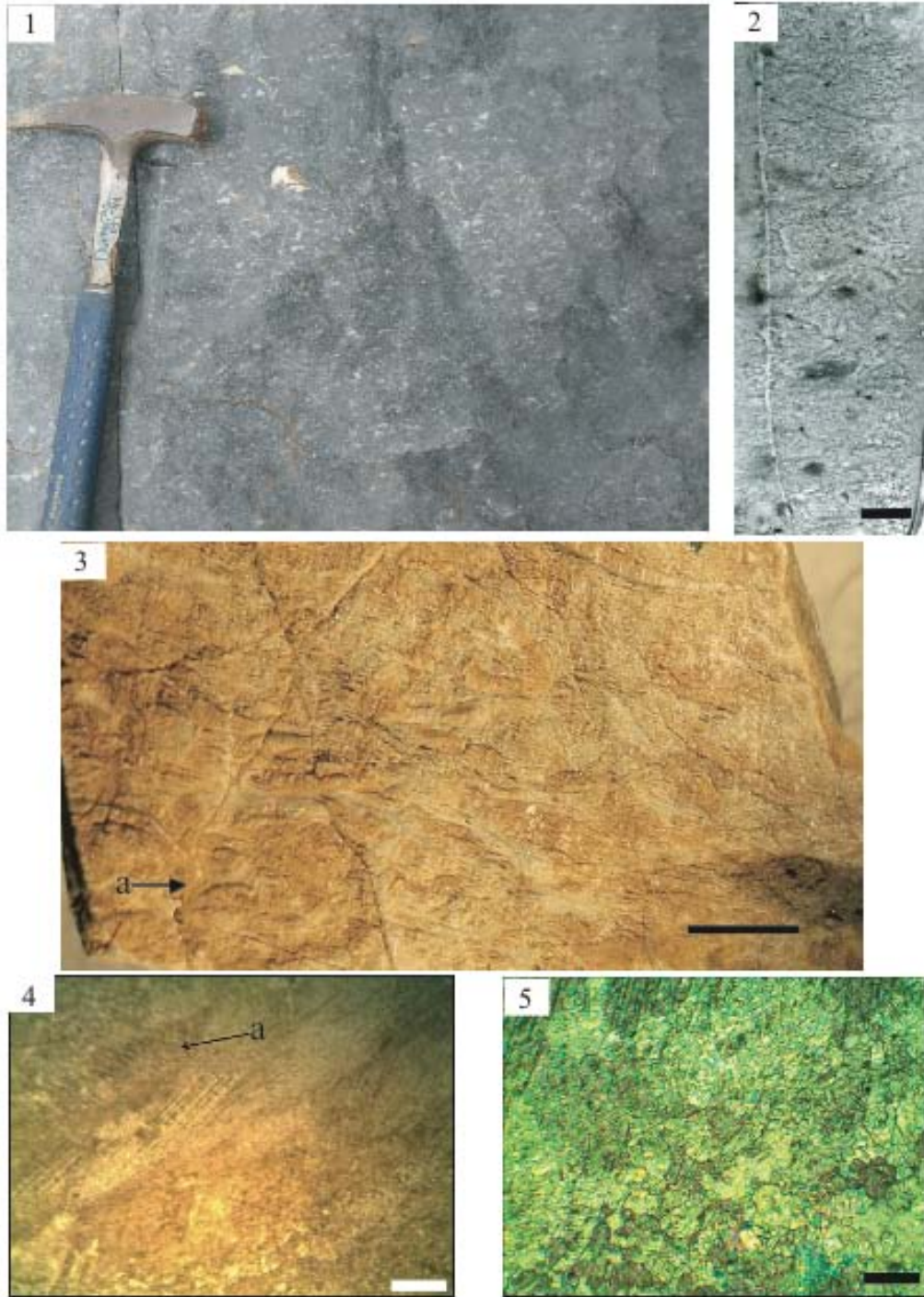


Lámina 5. Caliza, unidad 3, nivel 3. **1,** vista parcial del afloramiento donde se ilustra la concentración de conchas de braquiópodos con estructuras geopetales. **2,** *peel* donde se observan cortes de valvas de braquiópodos. **3,** concentración de conchas en superficie intemperizada, con orientación concordante (a). **4 y 5,** microfotografías de lámina delgada: **4,** tomada con luz paralela y objetivo de 5x donde se observan estructuras orgánicas formadas por micrita y esparita, **5,** tomada con nicols cruzados y objetivo de 10x en donde se muestran cristales de dolomita. Escala de imágenes 2 y 3= 1 cm; imagen 4= 500 μ ; imagen 5= 100 μ .

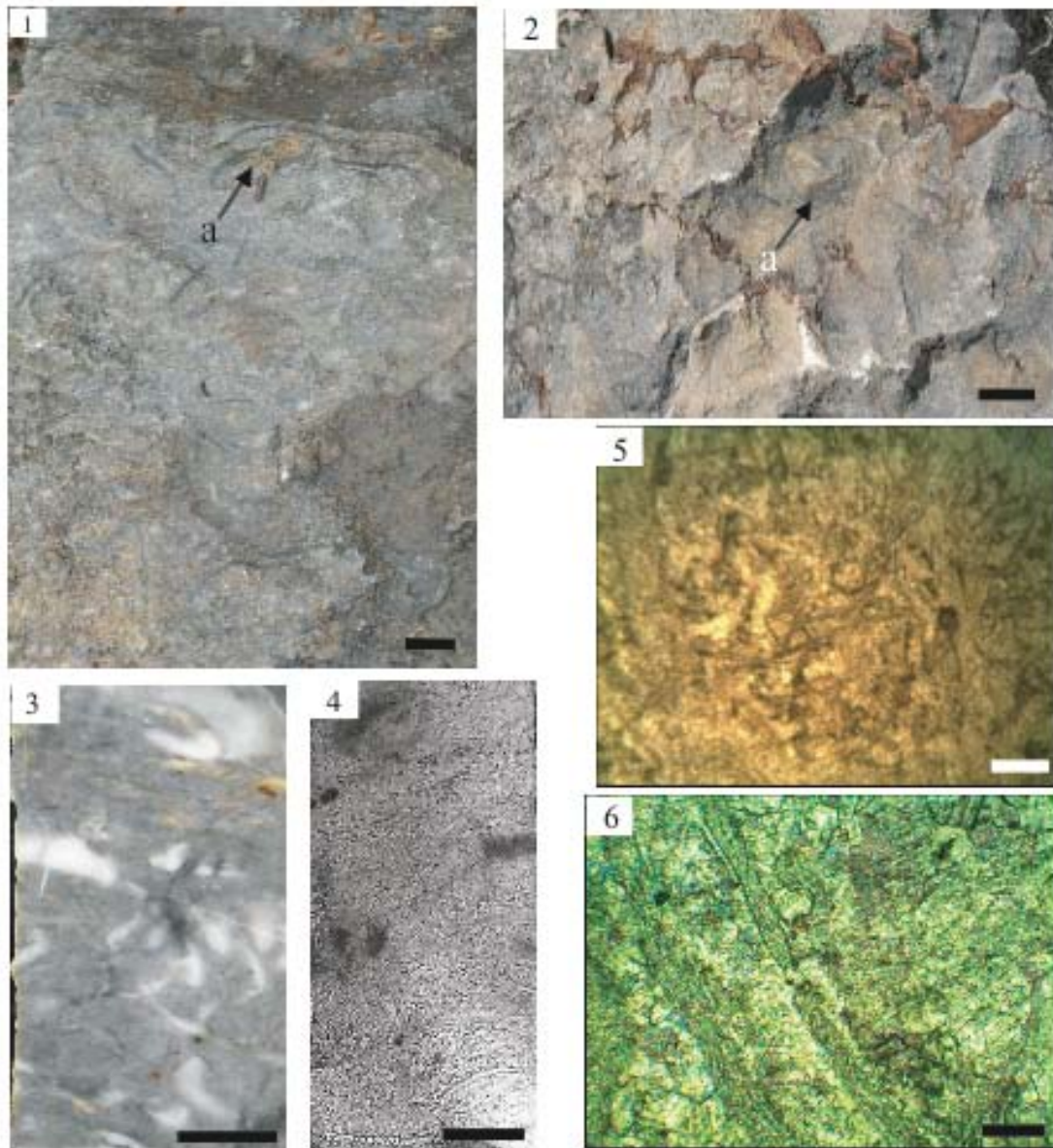


Lámina 6. Caliza, unidad 4. **1 y 2,** vistas parciales del afloramiento: **1,** se distingue el contraste entre el color gris claro del sedimento y el color negro de las conchas de braquiópodos (a). **2,** conchas de braquiópodos (a) y fracturas rellenas de óxido en tono marrón (a). **3,** corte de la concentración de conchas con estructura geopetal. **4,** *peel* que destaca la concentración de valvas con estructura geopetal. **5 y 6,** microfotografías de lámina delgada: **5,** tomada con luz paralela y objetivo de 5x donde se observan algunos ejemplares de conchas cuya composición final consiste de micrita y cementante de esparita, **6,** tomado con nicoles cruzados y objetivo de 10x donde se distingue un fósil con relleno de esparita. Escala de imágenes 1-4= 1 cm; imagen 5= 500 μ ; imagen 6= 100 μ .

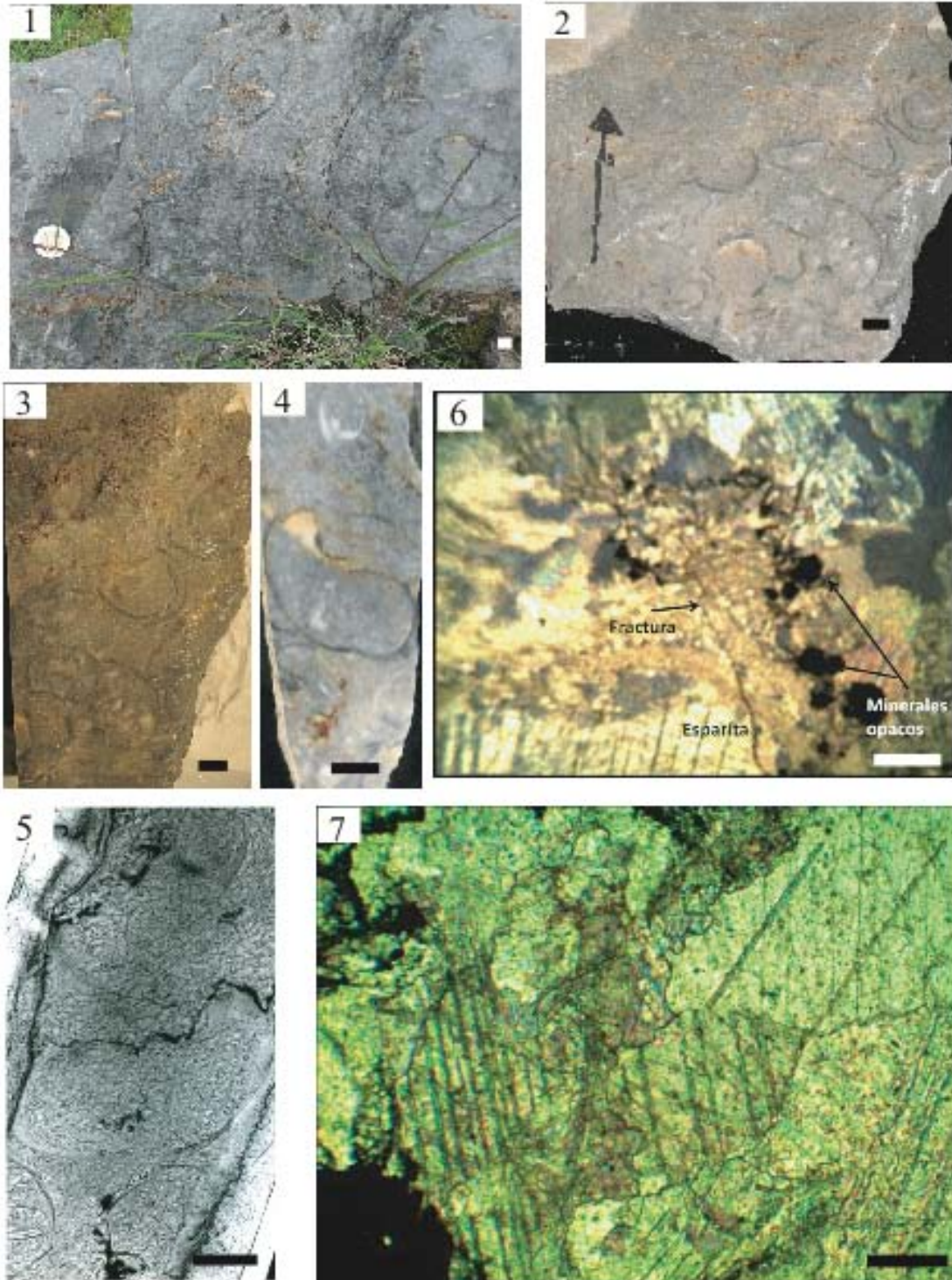


Lámina 7. Caliza, unidad 5. **1,** vista parcial del afloramiento donde se observa un conjunto de conchas articuladas con estructura geopetal. **2,** concentración de conchas de braquiópodos articuladas y de valvas desarticuladas, algunas de ellas anidadas. **3 y 4,** detalle de la fotografía anterior: **3,** conchas anidadas, **4,** corte de una concha de braquiópodo con estructura geopetal. **5,** *peel* con parte de la concentración de conchas y un estilolito. **6 y 7,** microfotografías de lámina delgada: **6,** tomada con nicóles cruzados y objetivo de 5x donde se distinguen minerales opacos, una fractura rellena de óxido de hierro y cementante de esparita. **7,** tomada con luz paralela y objetivo de 10x donde se muestra el cementante de esparita. Escala de imágenes 1-5= 1 cm; imagen 6= 500 μ ; imagen 7= 100 μ .

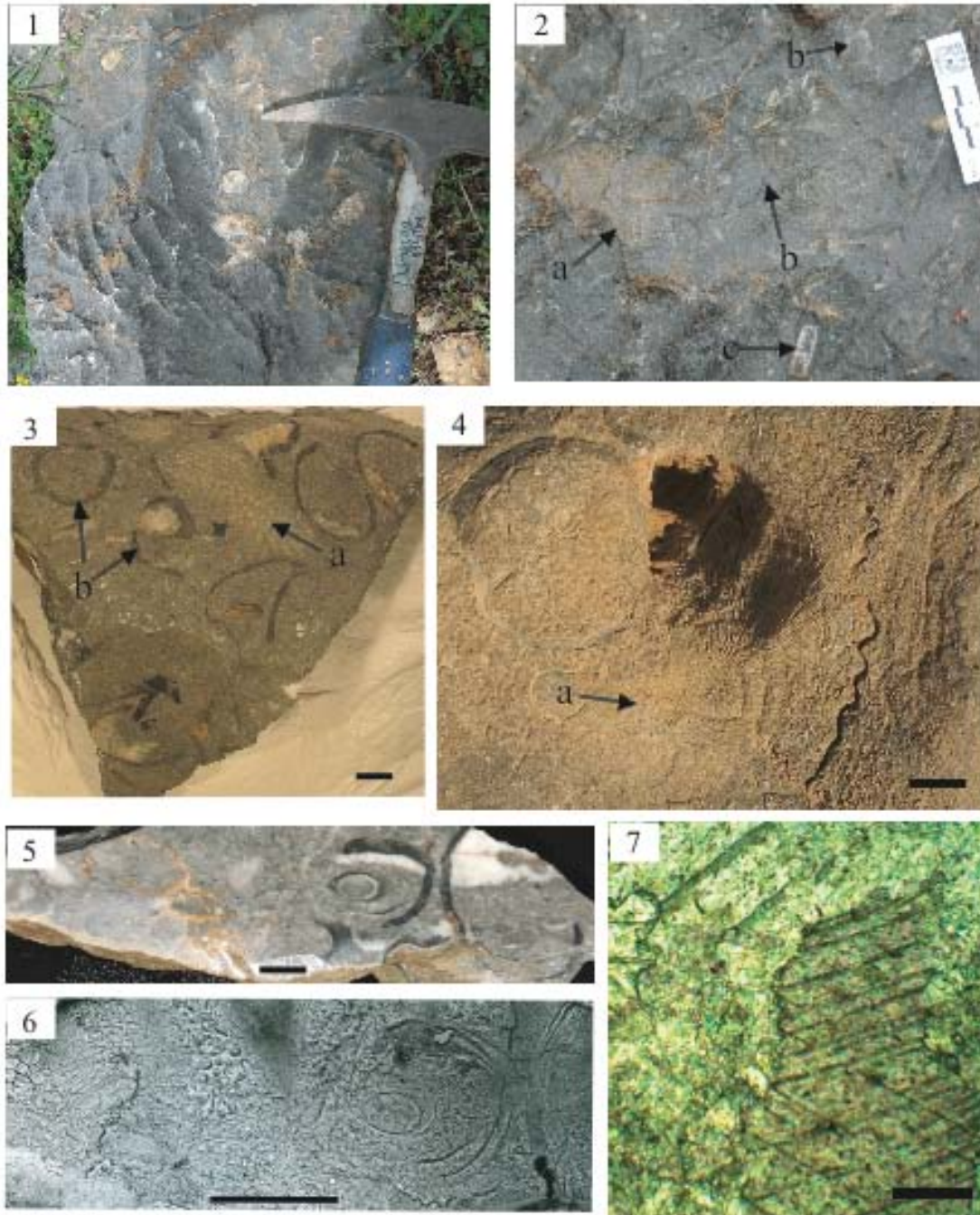


Lámina 8. Caliza, unidad 6. **1.** vista parcial del afloramiento donde se distinguen marcas de disolución y cortes en planta de las conchas con relleno geopetal. **2.** vista de campo donde se observa la asociación entre corales (a), conchas de braquiópodos (b) y crinoideos (c). **3.** colonias de corales ramificados (a) y conchas grandes de braquiópodos con estructura geopetal (b). **4.** superficie intemperizada donde se muestra la presencia probable de quietétidos (a). **5.** corte que muestra valvas de braquiópodos anidadas y estructura geopetal. **6.** *peel* donde se resalta la forma y tamaño de las conchas de braquiópodos y cortes transversales de corales ramificados. **7.** microfotografía de lámina delgada tomada con niculos cruzados y objetivo de 10x donde se distingue el cementante de esparita. Escala de imágenes 3-6= 1 cm; imagen 7= 100 μ .

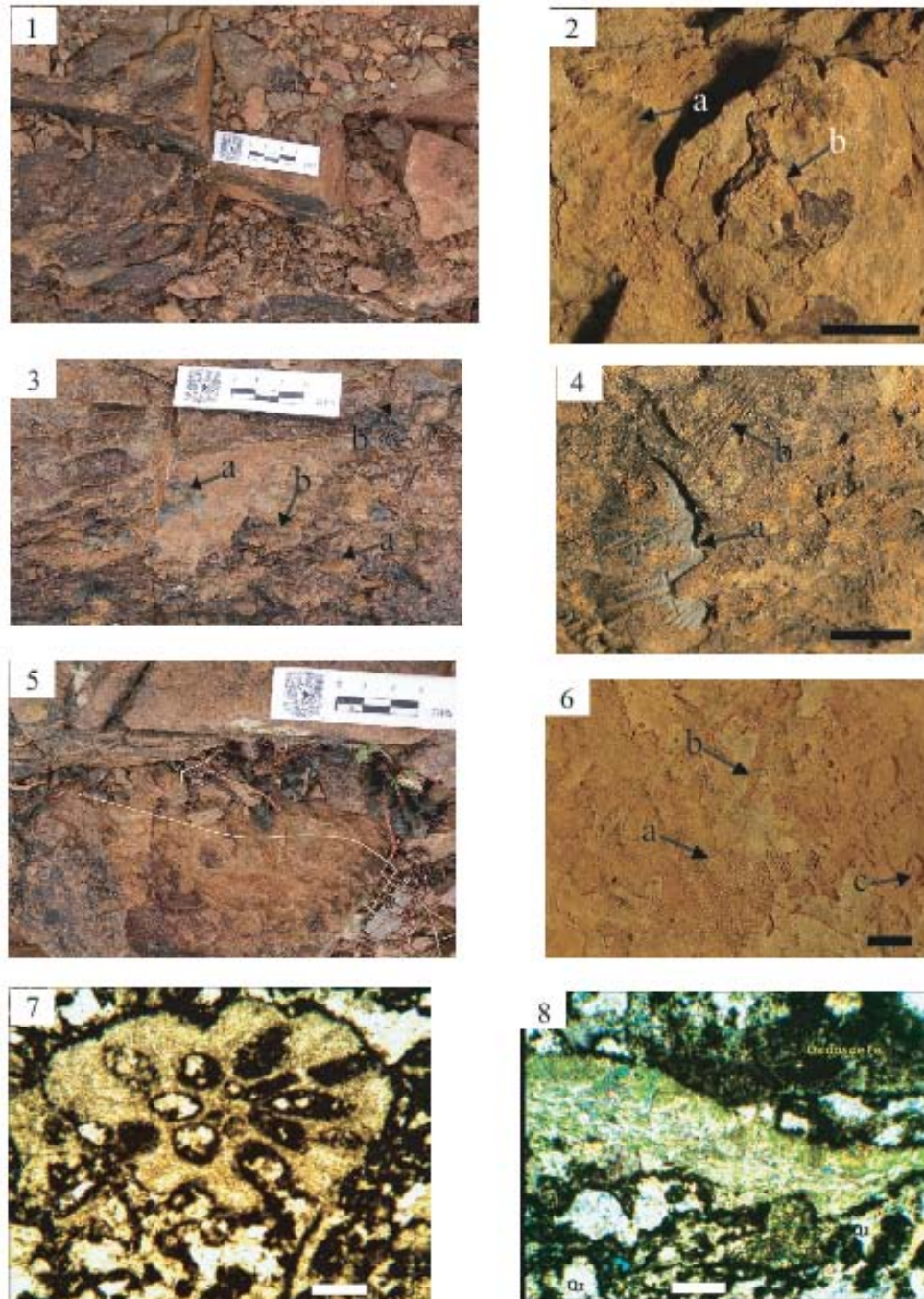


Lámina 9. Arenisca, unidad 7, niveles 1-3. **1**, vista de campo del nivel 1 en el sitio donde se extrajo la muestra, se distingue el color de intemperismo rojo abigarrado característico de toda esta unidad. **2**, detalle de una muestra del nivel anterior donde se distinguen moldes de una concha de braquiópodo (a) y de colonias laminares de briozoarios (b). **3**, vista de campo del nivel 2 donde se distingue la ubicación de algunas conchas de braquiópodos (a) y de colonias de briozoarios (b) en los estratos. **4**, detalle de una muestra del nivel 2 con una concha permineralizada de braquiópodo casi completa (a) con buena conservación de la estructura externa y moldes de briozoarios (b). **5**, vista de planta del nivel 3. **6**, superficie inferior del nivel 3 donde se distinguen colonias de briozoarios (a y b) y algunas placas de crinoideos dispersas (c). **7 y 8**, microfotografías de lámina delgada: **7**, tomada con nicoles cruzados y objetivo de 10x donde se distingue al centro un corte transversal de un fósil relleno de esparita y rodeado de óxido de hierro (Fe), **8**, tomada con nicoles cruzados y objetivo de 10x donde se distingue parte de una concha, cuarzo (Qz) y óxidos de hierro. Escala de imágenes 1, 3 y 5 = 3 cm; imágenes 2, 4, 6 = 1 cm; imágenes 7 y 8 = 100 μ .

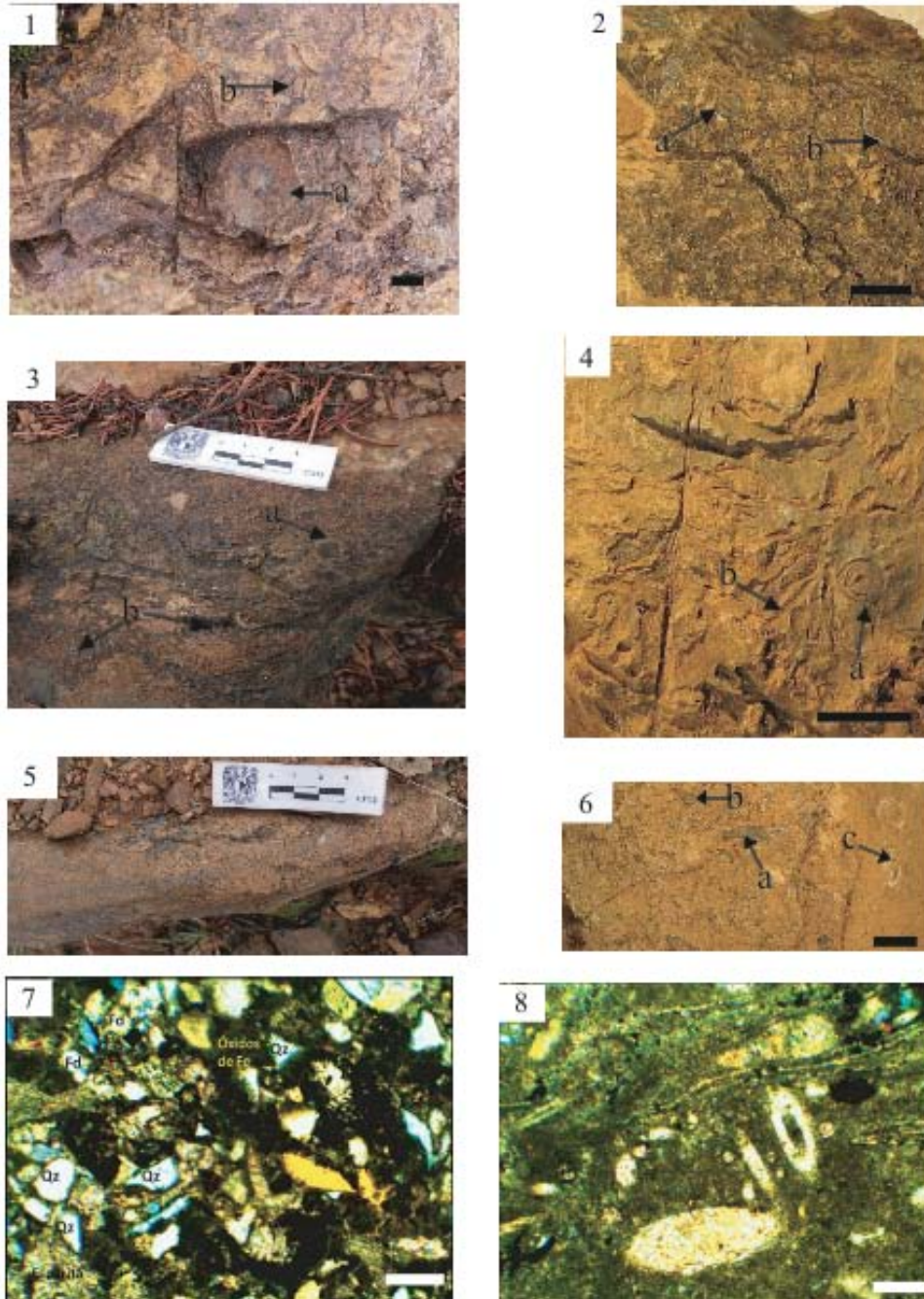


Lámina 10. Arenisca, unidad 7, niveles 4-6. **1**, nivel 4 donde se distinguen varios moldes tanto de braquiópodos (a) como de briozoarios (b). **2**, detalle que ilustra la presencia de placas de crinoideos (a) y algunos fragmentos de conchas de braquiópodos (b) permineralizados. **3**, vista de campo del nivel 5 donde se aprecia una saliente de roca de superficie rugosa con fósiles permineralizados, entre ellos, conchas de braquiópodos (a) y placas de crinoideos (b), intercalada con arenisca con moldes diversos. **4**, detalle del nivel 5 donde se observan moldes de crinoideos (a) y de valvas de braquiópodos (b). **5**, vista de campo del nivel 6 donde se distingue una laja sobresaliente de roca compacta y dura con una abundante concentración de exoesqueletos. **6**, detalle donde se distinguen fósiles permineralizados correspondientes a colonias ramificadas de briozoarios (a), placas de crinoideos dispersas (b) y fragmentos de conchas de braquiópodos (c). **7** y **8**, microfotografías de lámina delgada: **7**, tomada con nicoles cruzados y objetivo de 10x donde se observa gran cantidad de cristales de cuarzo y feldespatos, bordeados por óxidos de hierro (Fe) y cementante esparítico, **8**, tomada con nicoles cruzados y objetivo de 10x donde se distingue un fragmento de caliza *wackestone* ocupando todo el espacio de la fotografía y constituido por restos de microorganismos en una matriz de calcita microcristalina (micrita). Escala de imágenes 1, 2, 4, 6 = 1 cm; imágenes 3 y 5 = 3 cm; imágenes 7 y 8 = 100 μ .