



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**MICROFÓSILES COMO INDICADORES DE CAMBIOS PALEOAMBIENTALES
EN EL CARBONÍFERO DEL ESTADO DE SONORA (SIERRAS AGUA VERDE Y
MESTEÑAS)**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:

RAFAEL VILLANUEVA OLEA

TUTORA PRINCIPAL DE TESIS: DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN SÁNCHEZ

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR: DR. RICARDO BARRAGÁN MANZO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

DR. ALFREDO LAGUARDA FIGUERAS

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA,

UNAM

MÉXICO, CD. MX. MARZO 2019.



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**MICROFÓSILES COMO INDICADORES DE CAMBIOS PALEOAMBIENTALES
EN EL CARBONÍFERO DEL ESTADO DE SONORA (SIERRAS AGUA VERDE Y
MESTEÑAS)**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:

RAFAEL VILLANUEVA OLEA

TUTORA PRINCIPAL DE TESIS: DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN SÁNCHEZ

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR: DR. RICARDO BARRAGÁN MANZO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

DR. ALFREDO LAGUARDA FIGUERAS

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA,

UNAM

MÉXICO, CD. MX. MARZO 2019.

OFICIO CPCB/094/2019

Asunto: Oficio de Jurado para Examen de Grado.

M. en C. Ivonne Ramírez Wence
Directora General de Administración Escolar, UNAM
Presente

Me permito informar a usted, que el Subcomité Biología Evolutiva y Sistemática del Posgrado en Ciencias Biológicas, en su sesión ordinaria del día 22 de octubre de 2018, aprobó el jurado para la presentación de su examen para obtener el grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** del alumno **VILLANUEVA OLEA RAFAEL** con número de cuenta **404099949** con la tesis titulada **"MICROFÓSILES COMO INDICADORES DE CAMBIOS PALEOAMBIENTALES EN EL CARBONÍFERO DEL ESTADO DE SONORA (SIERRAS AGUA VERDE Y MESTEÑAS):**

Presidente: DRA. SARA ALICIA QUIROZ BARROSO
Vocal: DR. MARCELO AGUILAR PIÑA
Secretario: DR. ALFREDO LAGUARDA FIGUERAS
Suplente: DR. PRIYADARSI DEBAJYOTI ROY
Suplente: DRA. MARGARITA ERNA CABALLERO MIRANDA

Sin otro particular, me es grato enviarle un cordial saludo.

ATENTAMENTE
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, Cd. Mx., a 28 de enero de 2019.


DR. ADOLFO GERARDO NAVARRO SIGÜENZA
COORDINADOR DEL PROGRAMA



AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES

Al Posgrado en Ciencias Biológicas de la UNAM por haberme permitido cursar mis estudios de doctorado en su programa, lo que me permitió conseguir un crecimiento profesional y personal.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca brindada durante el tiempo que duró mi doctorado.

Asimismo, esta investigación fue financiada con los apoyos CONACyT-165826 “Evolución de los ecosistemas paleozoicos de México”, CONACyT-235970 y ECOS FRANCIA-ANUIES-CONACyT M13-U01.

A mi tutora de tesis, la Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez por aceptarme, apoyarme y dirigirme a lo largo de todo este tiempo en la realización de mi proyecto de tesis.

A los miembros del Comité Tutorial, los doctores Ricardo Barragán Manzo y Alfredo Laguarda Figueras, sus observaciones durante el tiempo que duró mi investigación permitieron mejorarla sustancialmente.

AGRADECIMIENTOS A TÍTULO PERSONAL

Al Maestro José Carlos Jiménez López y al Dr. Juan José Palafox Reyes por su apoyo en el trabajo de campo.

Al M. en C. Jaime Díaz Ortega por su asesoría y colaboración en el laminado y uso del microscopio petrográfico.

Al Dr. Daniel Vachard por su asesoría en la sistemática de foraminíferos bentónicos.

A los doctores Francisco Sour y Sara Quiroz por darme su confianza y la oportunidad ofrecida.

AGRADECIMIENTOS A TÍTULO PERSONAL

A mi madre Ma. Guadalupe Olea por su apoyo incondicional en todos los aspectos y por creer en mí y en lo que hacía.

A mi abuela Ma. Isabel Jaimes porque, aunque ya no está, me motivó a iniciar mis estudios de “doctorado”, como ella lo decía.

A Oscar Ruiz, mi compañero de vida, gracias por esos momentos tan felices que he pasado a tu lado en esta última parte de mi vida académica.

A todos mis amigos Nichte, José Carlos, Manuelito, Alejandro, Antonio Sánchez, Luis, Efraín, Alexa, Greta, Iriliana, Itzia, y los que faltan, porque todos de alguna u otra manera, me alentaron a seguir adelante.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por ser mi casa desde la licenciatura y darme la mejor preparación que haya podido recibir.

Contenido

1. INTRODUCCIÓN	16
2. OBJETIVOS	19
2.1. Objetivo general	19
2.2. Objetivos particulares.....	19
3. JUSTIFICACIÓN	20
4. ÁREAS DE ESTUDIO	20
4.1. Sierra Agua Verde.....	20
4.2. Sierra Las Mesteñas	22
5. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	25
5.1. Geología en el Paleozoico de Sonora.....	25
5.2. Consideraciones estratigráficas de la Sierra Agua Verde.....	25
5.2.1. Sección La Joya.....	27
5.3. Consideraciones estratigráficas de la Sierra Las Mesteñas	28
5.3.1. Sección La Mesa	29
6. METODOLOGÍA	31
6.1. Trabajo de campo	31
6.2. Trabajo de laboratorio	33
6.2.1. Análisis de isótopos estables	33
6.2.1.1. Isótopos estables de oxígeno	35
6.2.1.2. Isótopos estables de carbono	37
6.2.1.3. Análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$	41
6.2.2. Fluorescencia de rayos X	43
6.2.2.1 Análisis de fluorescencia de rayos X	45
6.2.3. Análisis de microfacies e interpretación paleoambiental	46
6.2.3.1. Sistemas de clasificación en microfacies	47
6.2.3.2. Microfacies estándar de Flügel.....	49
6.2.3.3. Identificación de granos esqueléticos	51
6.2.4. Diagénesis	54
6.3. Análisis multivariados.....	55
6.4. Conteo de foraminíferos.....	58
7. RESULTADOS.....	59
7.1. Sierra Agua Verde.....	59
7.1.1. Análisis de microfacies	59
7.1.2. Análisis multivariados.....	68

7.1.2.1. Análisis de correspondencia (CA).....	68
7.1.2.2. Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).....	74
7.1.3. Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno.....	76
7.1.4. Análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X	79
7.1.5. Foraminíferos de la sección La Joya	84
7.2 Sierra Las Mesteñas	98
7.2.1. Análisis de microfacies	98
7.2.2. Análisis multivariados.....	104
7.2.2.1. Análisis de correspondencia.....	104
7.2.2.2. Análisis de correspondencia sin tendencia.....	105
7.2.3. Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno.....	107
7.2.4. Análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X	110
7.2.5. Foraminíferos de la sección La Mesa.....	114
8. DISCUSIÓN	117
8.1. Correlaciones lito y bioestratigráficas con otras áreas.	117
8.2. Sierra Agua Verde.....	118
8.2.1. Análisis de microfacies, paleobiogeografía y paleoclimas.....	118
8.2.2. Análisis de correspondencia.....	120
8.2.3. Determinación taxonómica de los foraminíferos	121
8.2.3.1. Implicaciones evolutivas de los subórdenes reportados en Sierra Agua Verde	122
8.2.4. Análisis de isótopos estables	126
8.2.5. Análisis de elementos mayores	132
8.3. Sierra Las Mesteñas	138
8.3.1. Análisis de microfacies, de correspondencia y sistemática de foraminíferos	138
8.3.2. Análisis de isótopos estables	139
8.3.3. Análisis de elementos mayores	140
9. CONCLUSIONES	143
10. REFERENCIAS	146
10.1. Bibliográficas	146
10.2. Electrónicas	158
11. LÁMINAS.....	159
12. APÉNDICE.....	166
12.1. Matriz binaria presencia/ausencia de las microfacies de Sierra Agua Verde.....	166
12.2. Matriz de conteo de puntos de las microfacies de Sierra Agua Verde en % (bra, cri y esq fueron eliminados y los porcentajes, recalculados).....	167

12.3. Matriz binaria presencia/ausencia de las microfacies de Sierra Las Mesteñas.	168
12.4. Conteos de foraminíferos en secciones delgadas de la sección La Joya, SAV.	169

Índice de figuras

Fig. 1. Mapas paleogeográficos del Misisípico y Pensilvánico.....	17
Fig. 2. Mapa de localización de Sierra Agua Verde en el estado de Sonora y en México...	21
Fig. 3. Mapa geológico del área de Sierra Agua Verde.....	22
Fig. 4. Mapa de localización de Sierra Las Mesteñas en el estado de Sonora, México	23
Fig. 5. Mapa geológico de la Sierra Las Mesteñas	24
Fig. 6. Columna estratigráfica de la sección La Joya, del Pensilvánico de Sierra Agua Verde, Sonora.....	28
Fig. 7. Columna estratigráfica de la sección La Mesa, Pensilvánico de Sierra Las Mesteñas, Sonora.....	30
Fig. 8. Imagen satelital de la sección La Joya donde se muestra la posición de los puntos reportados en la Tabla 1.....	32
Fig. 9. Distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en rocas y fuentes de agua.. ..	36
Fig. 10. Rangos de los radios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ en diferentes sistemas geológicos.....	38
Fig. 11. Cambios paleoambientales vinculados a periodos de máxima y mínima excentricidad.....	40
Fig. 12. Transferencia de ^{12}C y ^{16}O durante glaciaciones y durante periodos interglaciares.....	41
Fig. 13. Diseño básico de los espectrómetros de ED-FRX y WD-FRX.....	44
Fig. 14. Espectro de una muestra de suelo medida con un espectrómetro de FRX.....	45
Fig. 15. Clasificación de Folk (1962).....	48
Fig. 16. Clasificación de Dunham (1962) y su posterior modificación por Embry y Klovan (1971)	49
Fig. 17. Distribución de las microfacies estándar de Flügel (2004) en las diferentes zonas de facies definidas por Wilson (1975) en un modelo de plataforma carbonatada bordeada.....	50
Fig. 18. Gráfica donde se observa la frecuencia de puntos de cada característica encontrada para la muestra LJ 62 procedente de la sección La Joya, formación La Joya de Sierra Agua Verde	58
Fig. 19. AF1: Grainstone/rudstone con abundancia en crinoideos.....	60
Fig. 20. AF2: Packstone de pellets/peloides.....	61

Fig. 21. AF3: Grainstone de bioclastos recubiertos y peloides	62
Fig. 22. AF4: Wackestone/floatstone de espículas y restos fragmentados y desarticulados de crinoideos, braquiópodos y ostrácodos.....	63
Fig. 23. AF5: Grainstone/rudstone y floatstone de fósiles lagunares.....	64
Fig. 24. AF6: Packstone/grainstone de crinoideos y pellets.....	65
Fig. 25. AF7: Packstone/grainstone con abundantes foraminíferos bentónicos y algas.....	66
Fig. 26. AF8: Mudstone/wackestone con escaso contenido fósil.....	67
Fig. 27. AF9: Bindstone peloidal laminado.....	68
Fig. 28. Diagramas de dispersión obtenidos por análisis de correspondencia en modo Q...	69
Fig. 29. Diagramas de dispersión obtenidos por análisis de correspondencia en modo R...	70
Fig. 30. Gráficas de relevos obtenidas a partir de una matriz binaria de presencia/ausencia.....	72
Fig. 31. Gráficas de relevos obtenidas a partir de una matriz de conteo de puntos.....	74
Fig. 32. DCA modo R obtenido de una matriz binaria de presencia/ausencia y de una matriz de conteo de puntos	75
Fig. 33. Distribución vertical isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la sección La Joya, Sierra Agua Verde, Sonora en comparación con las asociaciones de facies y curva paleobatimétrica....	78
Fig. 34. Curvas de variación del porcentaje de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y TiO_2 en muestras seleccionadas de la sección La Joya, SAV	82
Fig. 35. Curvas de variación de SiO_2 vs CaO y del radio Mg/Ca en escala logarítmica, de los estratos de la sección La Joya.....	83
Fig. 36. SMF 5: grainstone/floastone alóctono bioclástico	99
Fig. 37. SMF 9: wackestone bioclástico bioturbado	100
Fig. 38. SMF 11: grainstone recubierto bioclástico con cemento esparítico.....	101
Fig. 39. SMF 12-CRIN: caliza con concentraciones de crinoideos.....	102
Fig. 40. SMF 16-NL: grainstone/packstone peloidal no laminado	103
Fig. 41. Diagramas de dispersión del análisis de correspondencia en modos Q y R	105
Fig. 42. DCA modo R y Q que muestra la distribución de variables y muestras, respectivamente, a partir de una matriz de datos de presencia/ausencia en muestras de la sección La Mesa, SLM.....	106
Fig. 43. DCA modo Q que muestra la separación de las muestras por textura	107

Fig. 44. Curvas de distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ comparadas con la columna estratigráfica y curva paleobatimétrica de la sección La Mesa en Sierra Las Mesteñas, Sonora.....	110
Fig. 45. Porcentaje de óxido de silicio y calcio, así como la razón Mg/Ca en escala logarítmica en sedimentos de la sección La Mesa, SLM.....	112
Fig. 46. Porcentaje de óxidos de aluminio, hierro, magnesio y titanio en sedimentos de la sección La Mesa, SLM.....	113
Fig. 47. Correlación estratigráfica de las diferentes formaciones del Carbonífero de Sonora y Arizona	118
Fig. 48. Distribución de los diferentes subórdenes de foraminíferos encontrados en La Joya, junto con las diferentes asociaciones de facies determinadas y la curva paleobatimétrica inferida.....	124
Fig. 49. Relaciones logarítmicas entre el Si/Al y el Si, Al, Fe, K y Ti con el Ca, sección La Joya, SAV.....	134
Fig. 50. Relaciones logarítmicas entre el Si/Al y el Si, Al, Fe, K y Ti con el Ca, sección La Mesa, SLM	141

Índice de tablas

Tabla 1. Medidas de GPS tomadas en algunos de los estratos muestreados en la sección La Joya de la Sierra Agua Verde	31
Tabla 2. Características petrográficas utilizadas en la creación de la matriz binaria y de conteo de puntos.	57
Tabla 3. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras obtenidas de la sección La Joya, Sierra Agua Verde, Sonora, México	76
Tabla 4. Porcentajes de los elementos mayores encontrados en muestras de roca de la sección La Joya, SAV	79
Tabla 5. Relaciones de diferentes elementos mayores con el calcio y el silicio, provenientes de muestras de Sierra Agua Verde, Sonora, México	83
Tabla 6. Distribución de los géneros de foraminíferos encontrados en la sección La Joya, SAV	96
Tabla 7. Distribución de las especies de foraminíferos encontradas en la sección La Joya, SAV....	97
Tabla 8. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras obtenidas de la sección La Mesa, Sierra Las Mesteñas, Sonora, México.	108
Tabla 9. Porcentajes obtenidos de la FRX y el radio calculado del porcentaje de MgO/CaO	111
Tabla 10. Coeficientes de correlación de distintos elementos en la sección La Joya.....	138
Tabla 11. Valores máximos y mínimos, así como rangos y promedios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las secciones La Joya (Sierra Agua Verde) y La Mesa (Sierra Las Mesteñas).....	139
Tabla 12. Coeficientes de correlación de distintos elementos en la sección La Mesa	143

Abreviaturas

comm. pers.: comunicación personal.

sp.: espécimen no identificado a nivel de especie.

ex. gr.: del grupo que incluye a, afín a.

C: carbono.

O: oxígeno.

N: nitrógeno.

Cu: cobre.

CA: análisis de correspondencia.

DCA: análisis de correspondencia sin tendencia.

FRX: fluorescencia de rayos X.

LJ: La Joya.

MES: La Mesa.

SAV: Sierra Agua Verde.

SLM: Sierra Las Mesteñas.

AF: Asociación de facies.

FZ: Zona de facies.

SMF: Microfacies estándar.

VPDB: Vienna Pee Dee Belemnite.

VSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water.

RESUMEN

En el estado de Sonora, México se encuentran dos afloramientos correspondientes al Carbonífero que se reconocen por su enorme riqueza fósil: Sierra Agua Verde y Sierra Las Mesteñas. Entre los fósiles más característicos están las algas filoides, esponjas arrecifales, corales, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos, conodontos y dientes de tiburón, los cuales indican un ambiente de plataforma somera marina. En estos afloramientos se midieron dos secciones: la sección La Joya en Sierra Agua Verde y la sección La Mesa en Sierra Las Mesteñas. Con el estudio de las microfacies, donde se observaron microfósiles y aloquímicos no esqueléticos, fue posible reconocer nueve asociaciones de facies para la sección La Joya, definidas por su textura, composición y abundancia, y cinco cinturones de facies que fueron talud, margen arrecifal, bancos de arena, laguna con circulación abierta y laguna con circulación restringida. Para la sección La Mesa, igualmente se interpretaron cinco cinturones de facies que corresponden al flanco arrecifal, margen de la plataforma externa, bancos de arena, laguna con circulación abierta y laguna con circulación restringida. Los análisis de correspondencia indicaron que la distribución de los microfósiles y granos no esqueléticos se debió a un gradiente de energía del oleaje y, en segundo término, a uno de profundidad, aunque también podrían contarse gradientes de tipo costa-mar abierto debido, por ejemplo, a cambios en la productividad del medio. Particularmente, se determinaron 16 géneros (*Cornuspira*, *Planoendothyra*, *Pararchaediscus*, *Endothyra*, *Ammovertella*, *Eoschubertella*, *Trepeilopsis*, *Eostaffella*, *Millerella*, *Calcivertella*, *Parastaffelloides*, *Globivalvulina*, *Pseudostaffella*, *Climacammina*, *Staffella* y *Schubertina*) y seis especies de foraminíferos bentónicos para la sección La Joya y tres géneros (*Endothyra*, *Endothyranella* y *Planoendothyra*) sin ninguna especie determinada para la sección La Mesa. Los análisis geoquímicos indican que para la sección La Joya, se puede establecer la presencia de un evento glacial al inicio del Pensilvánico. Particularmente, el análisis de elementos mayores indicó que ocurrió muy poca erosión en la zona, aunque algunos picos demuestran que hubo periodos de aumento, los cuales se pueden relacionar con eventos cálidos durante el Carbonífero, al representar periodos de mayor humedad y temperatura, debido a que el intemperismo químico de las elevaciones de alrededor es mayor en estas circunstancias.

ABSTRACT

In the state of Sonora, Mexico, two outcrops corresponding to the Carboniferous, recognized for their huge fossiliferous richness, are exposed: Sierra Agua Verde and Sierra Las Mesteñas. Among the most typical fossils are phylloid algae, reefal sponges, corals, brachiopods, bivalves, gastropods, echinoderms, conodonts and shark teeth, which appear to indicate a shallow marine platform environment. On these outcrops, two sections were measured: the La Joya section in Sierra Agua Verde and the La Mesa section in Sierra Las Mesteñas. Based on microfacies studies, where microfossils and non-skeletal grains were observed, it was possible to recognize nine facies associations for the La Joya section of Sierra Agua Verde, defined by texture, composition, and abundance, and five facies belts which correspond to slope, reefal margin, sand banks, and open and restricted-circulation lagoons. For the La Mesa section, in Sierra Las Mesteñas, five facies belts assigned to reefal flank, outer platform margin, sand banks and open and restricted-circulation lagoon were interpreted as well. The correspondence analyses indicated that the microfossil and non-skeletal grain distribution was due to a wave-energy gradient and, secondly, a depth gradient, but an onshore-offshore gradient, perhaps reflecting productivity, could not be disregarded. Particularly, 16 genera (*Cornuspira*, *Planoendothyra*, *Pararchaediscus*, *Endothyra*, *Ammovertella*, *Eoschubertella*, *Trepeilopsis*, *Eostaffella*, *Millerella*, *Calcivertella*, *Parastaffelloides*, *Globivalvulina*, *Pseudostaffella*, *Climacammina*, *Staffella*, and *Schubertina*) and six species of benthic foraminifera for the La Joya section were determined, whereas three genera (*Endothyra*, *Endothyranella* and *Planoendothyra*) without any species determination for the La Mesa section, were reached. The geochemical analyses indicate for the La Joya section, the presence of a glacial event at the beginning of the Pennsylvanian. Particularly, major element analysis indicated low rates of erosion at the site, although some increases demonstrate that there were some periods of a rise in erosion, which could relate to warm events during the Carboniferous, characterized by high values of humidity and temperature, owing to the chemical weathering of the elevations around these carbonate platforms.

1. INTRODUCCIÓN

En Norteamérica la sucesión de estratos de rocas sedimentarias marinas del Carbonífero está representada por dos sistemas locales, el Misisípico y el Pensilvánico con una duración de 65 Ma. La principal sucesión de carbonatos del Misisípico comprende las series Osageano y Merameciano que son equivalentes al Tournaisiano y Viseano de las series europeas y el Pensilvánico está dividido por las series Morrowano, Atokano, Desmoinesiano, Missouriiano y Virgiliano (Ross 1979). La asociación de la biota marina fue abundante y diversa representada por algas, foraminíferos, esponjas, corales, briozoarios, braquiópodos, moluscos, equinodermos y conodontos que vivieron en mares someros con temperatura cálida y formaron parte de la provincia del Cratón Norteamericano con una extensa distribución geográfica en la Pangea (Fig. 1).

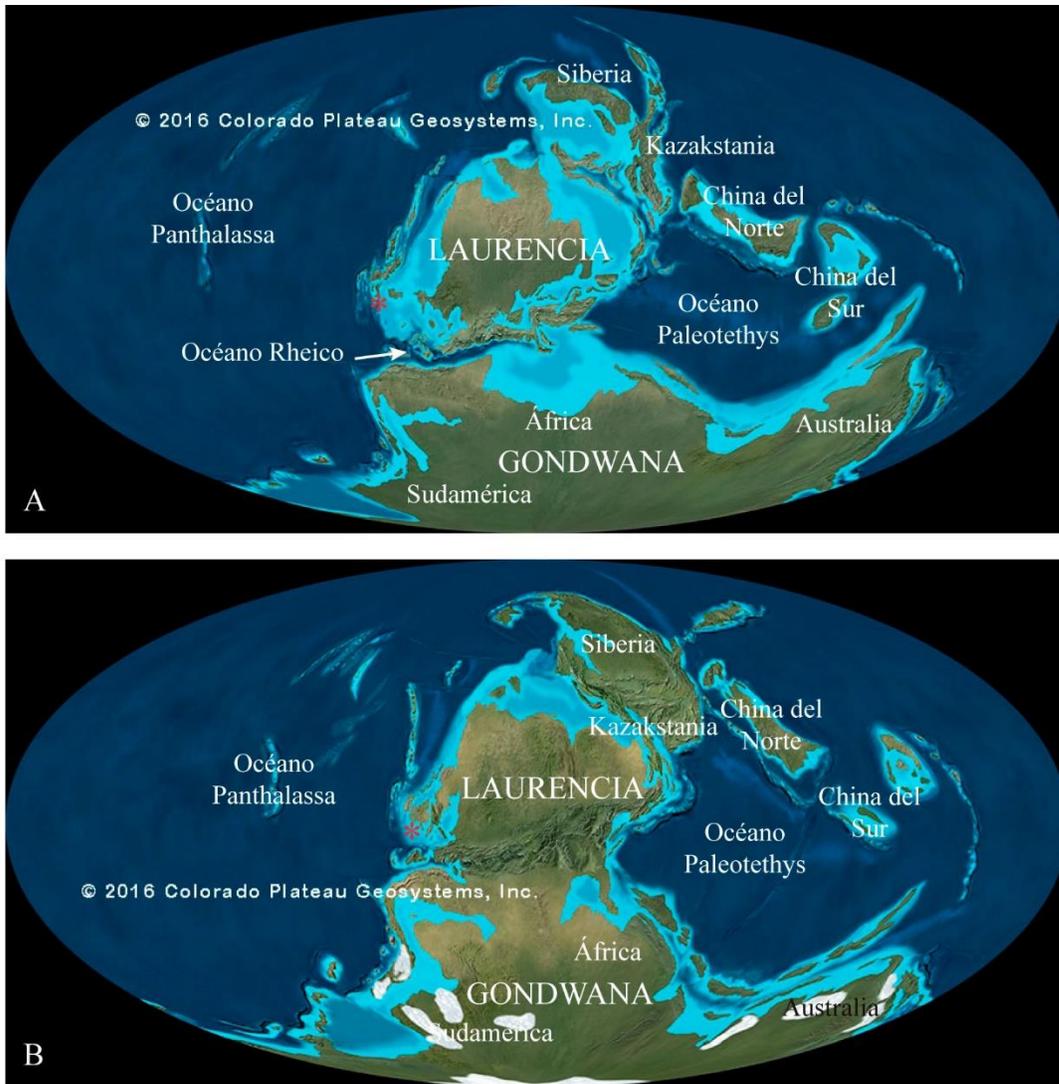


Figura 1. Mapas paleogeográficos del Misisípico (A) y Pensilvánico (B). En asterisco se muestra la ubicación de Sonora en el Cratón Norteamericano, perteneciente al continente Laurencia. Modificado de Deep Time Maps (2018) (página web: <http://deeptimemaps.com/global-paleogeography-and-tectonics-in-deep-time-series/>).

Existen relativamente escasas investigaciones sobre la geología y paleontología del Paleozoico Superior marino del estado de Sonora y únicamente se conocen estudios sobre la geología regional, menciones y algunas descripciones de la composición biótica. En la región oriental del estado se encuentran exposiciones de rocas marinas sedimentarias del Misisípico-Pensilvánico en diversas localidades y particularmente en las sierras Las Mesteñas y Agua Verde, las rocas contienen algas filoides y diversos invertebrados entre ellos esponjas arrecifales (*Chaetetes*), briozoarios fenestélidos, corales solitarios (*Caninia*) y coloniales (*Lithostrotion*), braquiópodos productidos (*Avonia* y *Dictyoclostus*), rinconélidos (*Wellerella*), espiriféridos (*Hustedia*) y terebratúlidos (*Dielasma*), gasterópodos-

belerofontáceos, crinoideos (*Rhysocamax*, *Gilbertocrinus*, *Pentadirica*, *Cyclocaudex*), y conodontos de los géneros *Polygnathus* y *Gnathodus* (Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993; Stewart et al. 1999; Almazán-Vázquez et al. 2007; Buitrón-Sánchez et al. 2007; Gómez-Espinosa 2010; Buitrón-Sánchez et al. 2012; Villanueva-Olea et al. 2016; Navas-Parejo et al. 2018).

Los invertebrados marinos reportados de diferentes regiones del mundo durante el Carbonífero sugieren una zonación climática correspondiente a mares tropicales someros. Durante el Viséano y el Moscoviano hubo transgresiones marinas en la plataforma del cratón. En el Viséano existieron conexiones marinas con dirección este-oeste cerca del Paleoecuador y del oeste de Norteamérica al este de Asia y esto, aparentemente, propició una distribución cosmopolita de las faunas marinas ecuatoriales (Ross 1979).

La distribución de las diversas especies que conforman la biota del Paleozoico Superior de Sonora, México es similar a la biota del Carbonífero de Arizona, Nuevo México, Kansas y Texas en los Estados Unidos de América.

Entre las herramientas más comunes utilizadas para la interpretación de ambientes antiguos está el estudio de microfacies y la geoquímica, en particular la de isótopos estables. Asimismo, el estudio de rocas sedimentarias con carbonatos, bandeamientos de hierro, pedernales y fosfatos, pueden presentar ciertos patrones de elementos traza que son útiles como proxies ambientales (Delpomdor et al. 2013).

El estado de Sonora es muy rico en afloramientos del Paleozoico y el propósito de esta investigación fue reconocer los diferentes paleoambientes encontrados en dos secciones del estado de Sonora: la sección La Joya en Sierra Agua Verde y la sección La Mesa en Sierra Las Mesteñas; no obstante, se tienen escasos estudios de tipo paleoclimático y paleoambiental en ese periodo de tiempo. El motivo principal de esta investigación fue la interpretación paleoambiental y paleoclimática de dos secciones del estado de Sonora: La Joya en Sierra Agua Verde y La Mesa en Sierra Las Mesteñas. Esto se consiguió mediante la precisión taxonómica de diferentes grupos de foraminíferos, de las determinaciones de asociaciones y cinturones de facies y de la caracterización geoquímica que incluyó el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, así como el análisis de elementos mayores.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo general

- Reconocer los distintos cambios paleoambientales encontrados en las secciones La Joya de Sierra Agua Verde y La Mesa de Sierra Las Mesteñas del Carbonífero de Sonora, con base en el estudio sistemático de los taxa de foraminíferos, de las microfacies y de los estudios geoquímicos.

2.2. Objetivos particulares

- Elaborar las columnas estratigráficas de las áreas en estudio y hacer las correlaciones litoestratigráficas y del contenido fósil con otros afloramientos contemporáneos en áreas cercanas.
- Determinar taxonómicamente los diferentes taxa de foraminíferos encontrados en secciones delgadas, provenientes de las secciones en estudio y reconocer la diversidad de los diferentes grupos encontrados a lo largo de la columna estratigráfica.
- Realizar el análisis de microfacies de los estratos para determinar las microfacies estándar y asociaciones de facies que permitirán reconstruir los distintos paleoambientes de ambas áreas.
- Reconocer posibles gradientes ambientales aplicando las técnicas de análisis de correspondencia (CA) y de correspondencia sin tendencia (DCA) a los componentes esqueletales y no esqueletales encontrados en las microfacies.
- Reconocer las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas con base en el estudio geoquímico de los sedimentos mediante análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, y de fluorescencia de rayos X de elementos mayores.
- Contribuir al conocimiento de la distribución paleobiogeográfica de la biota de las sierras Agua Verde y Mesteñas.

3. JUSTIFICACIÓN

Las sierras Agua Verde y Mesteñas, Sonora, son de interés científico desde el punto de vista geológico-paleontológico y porque son escasos los estudios sobre el Paleozoico de Sonora. Con relación a la diversidad y abundancia de la biota, es imprescindible reconocer las características paleoclimáticas y paleoambientales en las cuales ésta se desarrolló. Asimismo, el presente estudio permitirá correlacionar los parámetros con la paleogeografía de otras regiones, con el propósito de contribuir al conocimiento de la historia geológica de la región. Este conocimiento será la base de futuros estudios paleoecológicos.

4. ÁREAS DE ESTUDIO

El presente trabajo se desarrolló en dos secciones estratigráficas ubicadas en Sierra Agua Verde (sección La Joya) y Sierra Las Mesteñas (sección La Mesa) en el estado de Sonora, en la parte noroeste de México.

4.1. Sierra Agua Verde

En el estado de Sonora a 110 km al este de la capital Hermosillo, se encuentra la Sierra Agua Verde (Figs. 2 y 3; Tabla 1), que se ha distinguido por contener una gran cantidad de fósiles de invertebrados del Paleozoico, y donde afloran rocas del Grupo Agua Verde, que es una secuencia de plataforma carbonatada de edad Ordovícico-Pérmico Inferior (Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993).

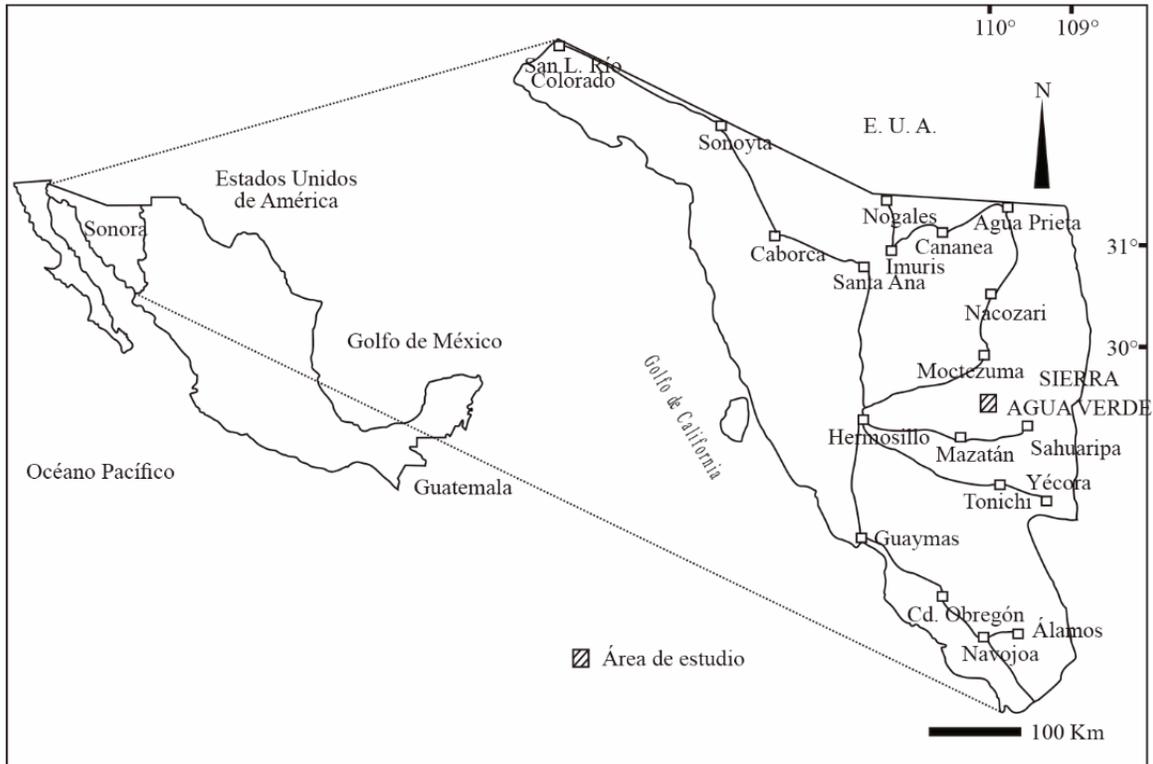
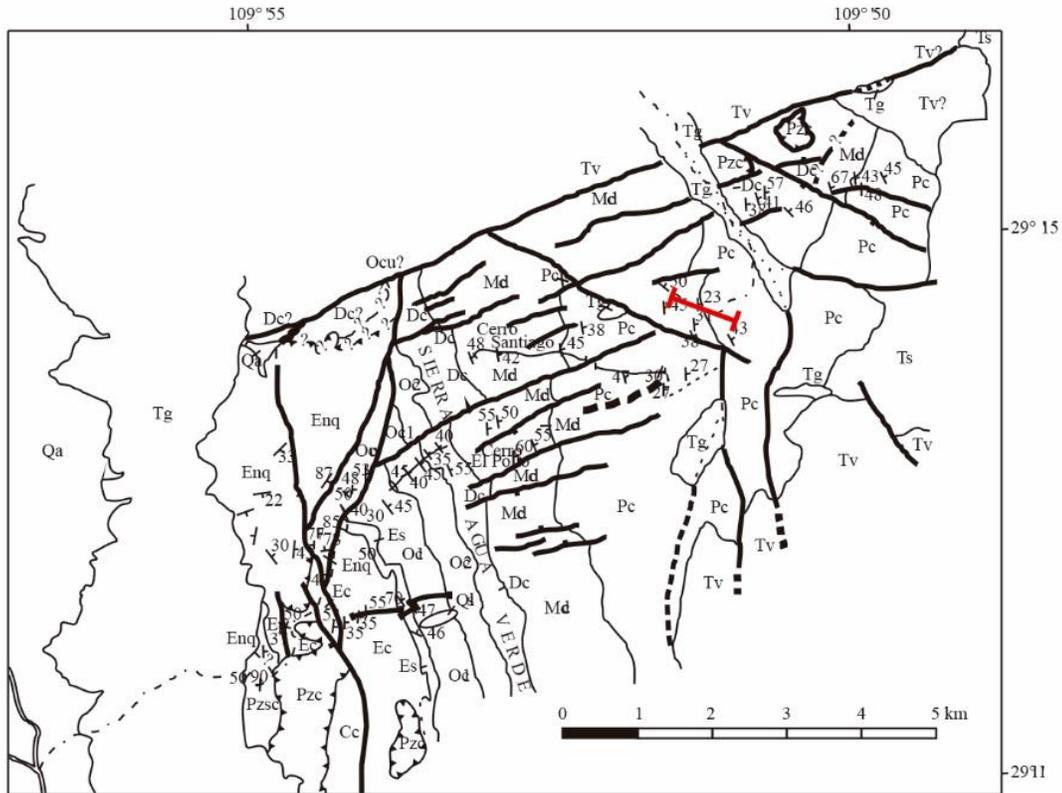


Figura 2. Mapa de localización de Sierra Agua Verde en el estado de Sonora y en México.



- | | | |
|--|--|--------------------------------|
| Qa: Depósitos aluviales del Cuaternario | | Falla de cabalgamiento |
| Qls: Depósitos de derrumbe cuaternarios | | Falla gran angular |
| Tg: Depósitos de grava del Terciario | | Rumbo y echado de los estratos |
| Ts: Arenisca, limolita y conglomerado terciarios | | Camino de terracería |
| Tv: Rocas volcánicas terciarias | | Camino para Jeep |
| Pzc: Caliza del Paleozoico? | | Sección La Joya |
| Pzsc: Limolita y caliza del Paleozoico? | | |
| Pc: Unidad carbonatada de cuesta y saliente pensilvánica | | |
| Mdc: Unidad carbonatada formadora de riscos del Devónico Superior y Misisípico | | |
| Dc: Unidad carbonatada y siliciclástica del Devónico Superior | | |
| Oc1: Unidad carbonatada 1 del Devónico Inferior | | |
| Oc2: Unidad carbonatada 2 del Devónico Inferior | | |
| Es: Unidad de limolita del Cámbrico Superior | | |
| Ec: Unidad carbonatada del Cámbrico Medio? y Superior | | |
| Ep: Cuarcita Proveedor del Cámbrico Inferior | | |
| Enq: Cuarcita, limolita y dolomita del Neoproterozoico? y Cámbrico Inferior | | |

Figura 3. Mapa geológico del área de Sierra Agua Verde (modificado de Stewart et al. 1999).

4.2. Sierra Las Mesteñas

La Sierra Las Mesteñas (30°58' - 31°5' N, 109°45' - 108°52' O) se encuentra localizada en el noreste del estado de Sonora, en la región de Cananea, aproximadamente a 45 km al suroeste de la ciudad de Agua Prieta (Figs. 4 y 5). La sierra se ubica dentro de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Occidental, dentro de la Subprovincia “Zona de Sierras y Valles Paralelos”; alrededor de Las Mesteñas, se encuentran otras unidades orográficas de

gran importancia como las sierras de Los Ajos, Cánovas y Las Cenizas, entre otras (Gómez-Tagle 1967).

El acceso al área es, partiendo de Hermosillo, por la carretera federal 14 Hermosillo-Moctezuma hasta el poblado de Moctezuma. A partir de ahí se entronca con la carretera federal 17 Moctezuma-Agua Prieta. Se toma esta ruta con dirección hacia el norte hasta el poblado de Fronteras. Desde este punto, se continúa por la misma vía 16.5 km más al norte y entonces, se toma un camino de terracería a la izquierda que conduce al Rancho La Mesa, con una distancia de 21 km.

La Sierra de Las Mesteñas se encuentra ubicada dentro de la Cuenca de Cabullona, donde se depositaron sedimentos que marcan la línea de costa de un mar del Cretácico Tardío (Taliaferro 1933; Gómez-Tagle 1967).

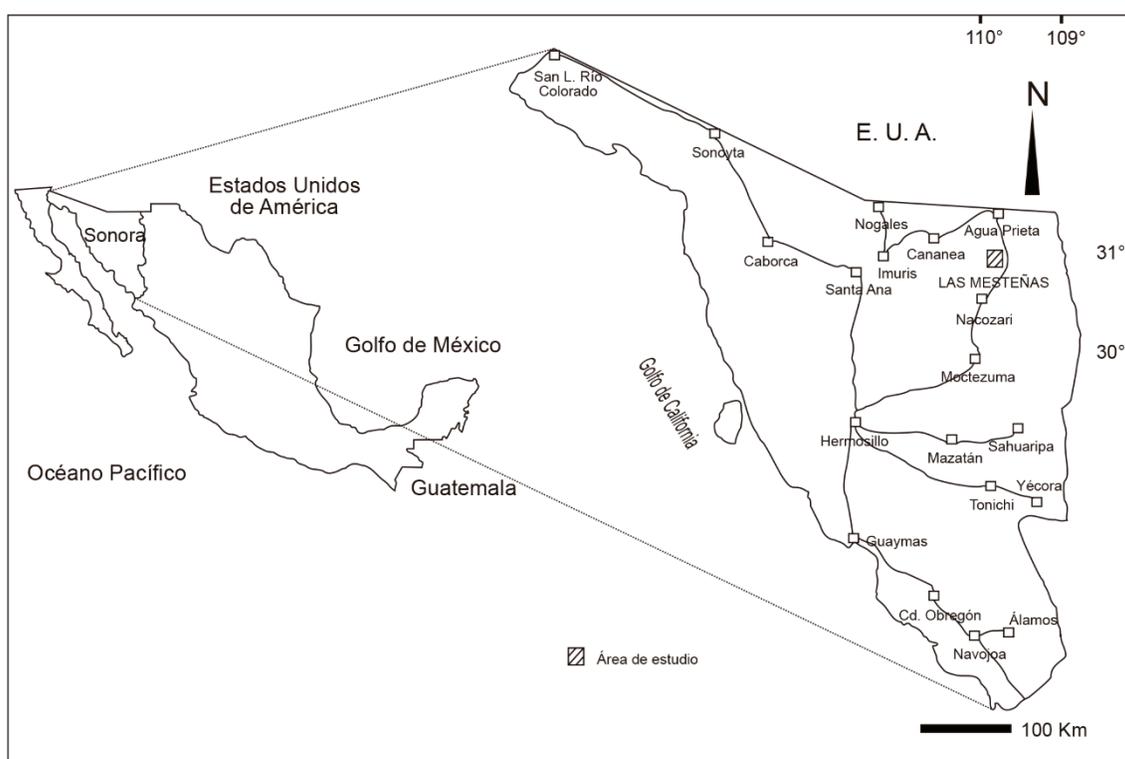


Figura 4. Mapa de localización de Sierra Las Mesteñas en el estado de Sonora, México.

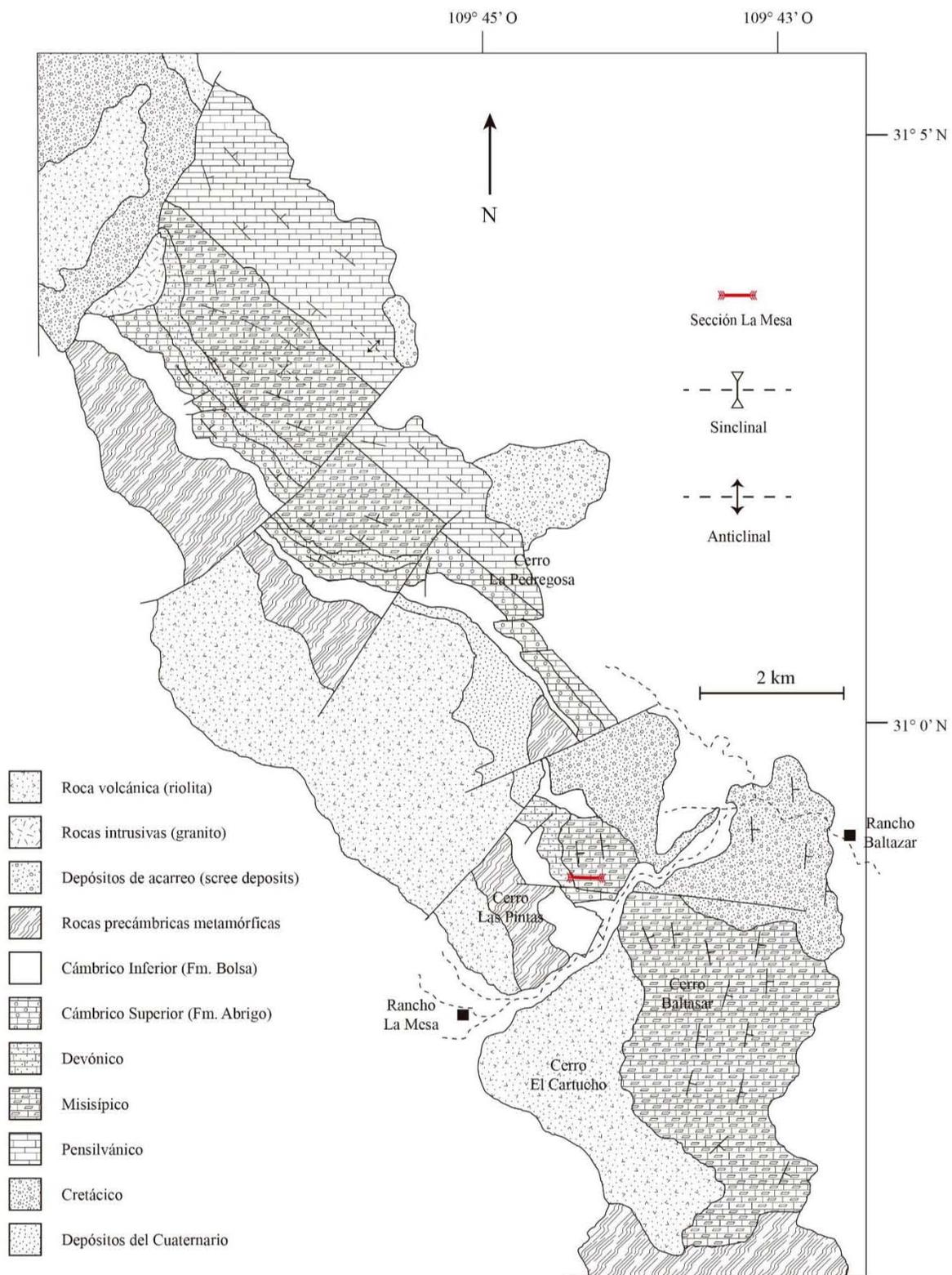


Figura 5. Mapa geológico de la Sierra Las Mesteñas. En rojo se muestra la sección estudiada en este trabajo (modificado de Peiffer-Rangin 1987).

5. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

5.1. Geología en el Paleozoico de Sonora

En Sonora, el Cratón Norteamericano está bien representado en las áreas del NE del estado y se compone de un zócalo precámbrico de tipo metamórfico y granítico. Sobre este basamento, se encuentran rocas del Paleozoico principalmente de tipo detrítico y calcáreo (Palafox-Reyes 2011).

En el NE de Sonora, donde se ubica la Sierra Las Mesteñas, se presentan facies de tipo plataforma y el rango estratigráfico varía desde Cámbrico medio a Pérmico Inferior, con un hiatus entre el Cámbrico superior y el Devónico Inferior (Palafox-Reyes 2011). Específicamente, en las áreas de Cananea, El Tule, Sierra Los Ajos, Cerro La Morita, Cerro Cabullona, Sierra Guadalupe, Pilares de Teras, El Tigre y Sierra Huachica Hueca se encontraron rocas del Paleozoico y se interpretaron como una extensión hacia el sur de los depósitos de plataforma paleozoicos reconocidos en Arizona (Peiffer-Rangin 1987). Muchas de las formaciones definidas por Ransome (1904) en Arizona, fueron introducidas en México por Taliaferro (1933) y Viveros (1965).

En primer lugar, se observa el depósito de la Cuarcita Bolsa y la Formación Abrigo del Cámbrico medio, seguidas por las formaciones Martín, Escabrosa, Horquilla, entre otras, del Grupo Naco, cuya edad comprende del Devónico medio al Pérmico inferior (Palafox-Reyes 2011).

En la zona central del estado, más cerca de la Sierra Agua Verde, se han interpretado ambientes más profundos que los encontrados en el NE del estado (Noll 1981; Noll et al. 1984; Ketner y Noll 1987), específicamente de talud superior y de mar profundo (Peiffer-Rangin 1987).

5.2. Consideraciones estratigráficas de la Sierra Agua Verde

La Sierra Agua Verde ha sido considerada como una secuencia de estratos de tipo miogeoclinal de plataforma interna, con edades del Neoproterozoico?, Cámbrico, Ordovícico Temprano, Devónico Tardío, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico (Stewart et al. 1999; Stewart y Poole 2002; Minjárez-Sosa et al. 1993; Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993) (Fig. 3). Las formaciones que comprenden el Paleozoico están clasificadas dentro de dos grupos

estratigráficos: el Grupo San José del Cámbrico y el Grupo Agua Verde del Ordovícico – Pérmico Inferior. En particular, en esta parte se describen las formaciones representadas en la sección en estudio que son Santiago y La Joya.

La formación Santiago, definida por Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993), representa una unidad litoestratigráfica informal perteneciente al grupo Agua Verde, del Misisípico, con un espesor de 375 m en su localidad principal en el Cerro Santiago. Su carácter informal viene dado debido a que cae en homonimia con la Formación Santiago del Jurásico Medio – Tardío de Tamán, SLP (Cantú-Chapa 1969) y, en segundo término, por no haber sido publicada de manera formal por Ochoa-Granillo y Sosa-León, quienes fueron los que la describieron por primera vez.

En la parte más baja de la secuencia (primeros 150 m) se encuentran calizas dolomitizadas grises a la intemperie y gris-claras en superficie fresca en estratos gruesos a masivos, con pequeños horizontes de areniscas intercalados y estratos de pedernal negro. La fauna fósil se compone de crinoides, corales del género *Amplexizaphrentis*, braquiópodos del género *Brachytyrina* y briozoarios. Enseguida, afloran 90 m de calizas arenosas finas intercaladas con areniscas y algunas lutitas calcáreas rojizas con corales, braquiópodos, briozoarios y bivalvos. La parte superior está compuesta por 135 m de calizas grises fósiles con lentes de pedernal negro y de caliza arcillo-arenosa rojiza. La fauna fósil está representada por el coral colonial *Syringopora* (Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993).

La formación La Joya, también definida de manera informal por Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) y perteneciente al grupo Agua Verde, tiene un espesor de 294 m en su sección principal del Cerro La Joya. La edad de la formación tradicionalmente se ha considerado como Pensilvánico Medio (Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993; Almazán-Vázquez et al. 2007 y Buitrón-Sánchez et al. 2007), aunque la sección en estudio fue asignada al Misisípico Medio – Pensilvánico Medio con base en el estudio de conodontos (Navas-Parejo et al. 2017).

La base de la formación presenta un espesor de 160 m donde se exponen calizas en estratos medianos a gruesos, e incluso masivos, de color gris claro a rojizo, con pequeñas intercalaciones de lodolitas calcáreas en estratos delgados, presentando también nódulos de pedernal de color negro y rojizo en superficie de intemperie y un gris claro en superficie fresca. Entre los fósiles se encuentran el coral *Syringopora* del Silúrico Medio-Pensilvánico,

el braquiópodo *Crurithyris* del Devónico-Pérmico, el briozoario *Glyptopora* del Carbonífero y restos de crinoideos. Por encima de estos estratos, se encuentran 100 m de caliza de color gris claro en superficie fresca y azul-gris en superficie de intemperismo, con intercalaciones de lodolitas calcáreas rojizas. La fauna consiste en corales del género *Syringopora*, crinoideos, briozoarios, gasterópodos y restos de conchas. En la parte superior afloran 34 m de caliza en estratos medianos, de color gris claro a rojizo en superficie de intemperie y gris claro a gris oscuro en superficie fresca, intercalada con lodolitas calcáreas rojizas, nódulos y lentes de pedernal de color blanco y rojizo con pequeñas bandas oscuras. Llegan a ser comunes también los lentes arenosos. Entre la fauna fósil encontrada, se encuentra la esponja coralina *Chaetetes* del Pensilvánico Medio, el briozoario *Fenestrellina* del Silúrico-Pérmico y el braquiópodo *Neospirifer* del Pensilvánico-Pérmico (Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993).

5.2.1. Sección La Joya

Dentro de la formación La Joya se midió una sección de 270 m de espesor, nombrada como La Joya (Fig. 6), cuya litología corresponde principalmente a caliza. En los primeros 50 m se presentan calizas arenosas intercaladas con calizas de grano fino, seguidas por calizas grisáceas con bajo contenido fósil (placas de crinoideos y conchas de braquiópodos y bivalvos). De los 50 hasta los 180 m se observa una caliza relativamente homogénea, de color gris claro a gris oscuro, con una intercalación aproximadamente a los 75 m de una delgada capa de toba volcánica color pálido, y otra intercalación a los 80 m de un horizonte delgado de coquina, compuesta principalmente por braquiópodos. De los 180 m hasta los 270 m (la parte superior de la sección), de manera general, la caliza presenta un cambio de tonos grises a rosáceos y se observan nódulos de pedernal blanco y oscuro intercalados. En esta parte también se observan fósiles de crinoideos, braquiópodos y por primera vez, dentro de la sección, esponjas coralinas del género *Chaetetes*.

La división bioestratigráfica de la sección en estudio, y usada en la presente tesis, fue realizada por Navas-Parejo et al. (2017) (Fig. 6). Estos autores lograron determinar el límite Merameciano con el Chesteriano (\approx Misisípico Medio-Superior) en la muestra LJ 34; el límite Chesteriano-Morrowano (Misisípico-Pensilvánico) se ubicó en la muestra LJ 40, mientras que el límite Morrowano-Atokano (\approx Pensilvánico Inferior-Medio) se asigna con duda en la muestra LJ 57 (Navas-Parejo, comm. pers.).

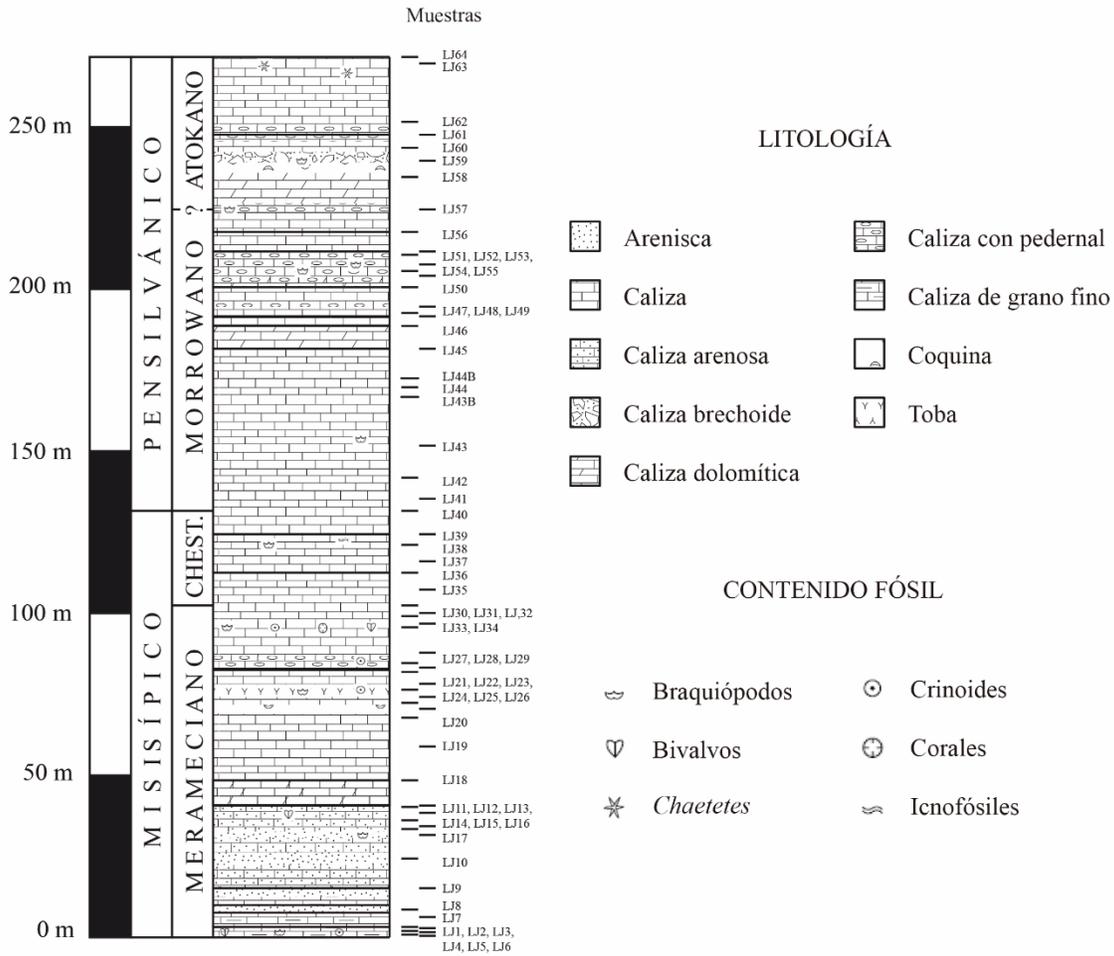


Figura 6. Columna estratigráfica de la sección La Joya, del Pensilvánico de Sierra Agua Verde, Sonora. Se muestra la distribución de los estratos muestreados para análisis de microfacies, isótopos estables y FRX.

5.3. Consideraciones estratigráficas de la Sierra Las Mesteñas

El basamento en el área de Las Mesteñas está constituido por la unidad Esquisto Pinal, fechada en 1640 Ma., que aflora en la porción sur occidental y está intrusionado por el Granito Mesteñas. En el área de Las Mesteñas se inicia el depósito de la Cuarcita Bolsa y Formación Abrigo del Cámbrico medio al superior. La Cuarcita Bolsa, definida por Ransome (1904) se caracteriza por presentar horizontes de arenisca con clastos de cuarzo de pocos milímetros, además de estratificación cruzada y una capa de conglomerados en su base. Los estratos de la Cuarcita Bolsa subyacen a los de la Caliza Abrigo del Cámbrico superior mediante un contacto transicional (Ransome 1904). Esta formación se constituye de caliza

gris oscuro de estratos delgados a medios y caliza margosa amarilla, de estratificación laminar con crinoides y braquiópodos (Gómez-Tagle 1967).

En discordancia erosional, se encuentra la secuencia representada por la Caliza Martin del Devónico (Ransome 1904), con 2 miembros: el inferior constituido por caliza gris oscura, de estratificación media, con crinoides; y el superior, compuesto por caliza gris-oscura, de estratificación delgada, con lentes de pedernal y sin fósiles (Gómez-Tagle 1967). Sobreyaciendo, en contacto concordante, se ubica la Caliza Escabrosa del Misisípico, constituida por caliza de color gris-claro, de aspecto granuloso y de estratificación gruesa, con crinoides y braquiópodos como fauna principal (Gómez-Tagle 1967).

Por encima se localizan, de manera concordante, los estratos de la Caliza Naco (Ransome 1904) del Pensilvánico. Éstos corresponden a caliza gris claro, de estratificación delgada a media, con presencia, en la parte superior, de caliza arenosa con abundantes placas columnares de crinoides. Gómez-Tagle (1967) indica que los estratos pensilvánicos que afloran en el área se correlacionan con la Caliza Naco, definida por Ransome (1904) en el Cuadrángulo de Bisbee, e identificada en Sonora por Taliaferro (1933). No obstante, Gilluly et al. (1954) la elevaron de rango a Grupo Naco e incluyeron dentro de él a las formaciones Caliza Horquilla, Earp, Caliza Colina, Dolomía Epitaph, Scherrer y Caliza Concha. La localidad tipo fue definida en Gunnison y Tombstone Hills al oeste de Sulphur Spring Valley en la parte sureste de Arizona y le asignan una edad de Pensilvánico-Pérmico (Léxico Estratigráfico de México). De esta manera, los estratos que Gómez-Tagle definió entonces como Caliza Naco, de acuerdo con Peiffer-Rangin (1987) corresponderían a la Formación Horquilla del Pensilvánico.

Por encima de estos estratos pensilvánicos, en discordancia angular, se ubican rocas del Cretácico (Gómez-Tagle 1967).

5.3.1. Sección La Mesa

La sección estratigráfica medida (Fig. 7) se ubica en las coordenadas 30°58'27.29" N y 109°44' 23.14" O y recibe este nombre por su cercanía con el Rancho La Mesa que se ubica 2.3 km al suroeste. Tiene un espesor de 111.4 metros y la edad, con base en el estudio de

foraminíferos, se asigna presumiblemente al Pensilvánico por lo que correspondería a la Formación Horquilla del Grupo Naco (Peiffer-Rangin 1987).

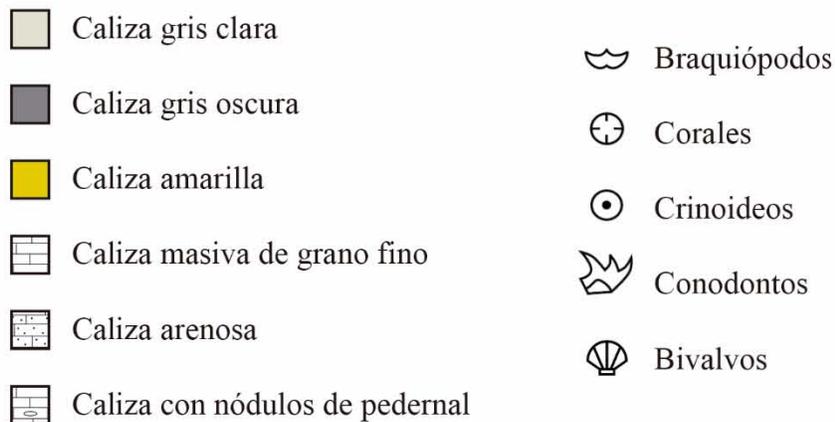
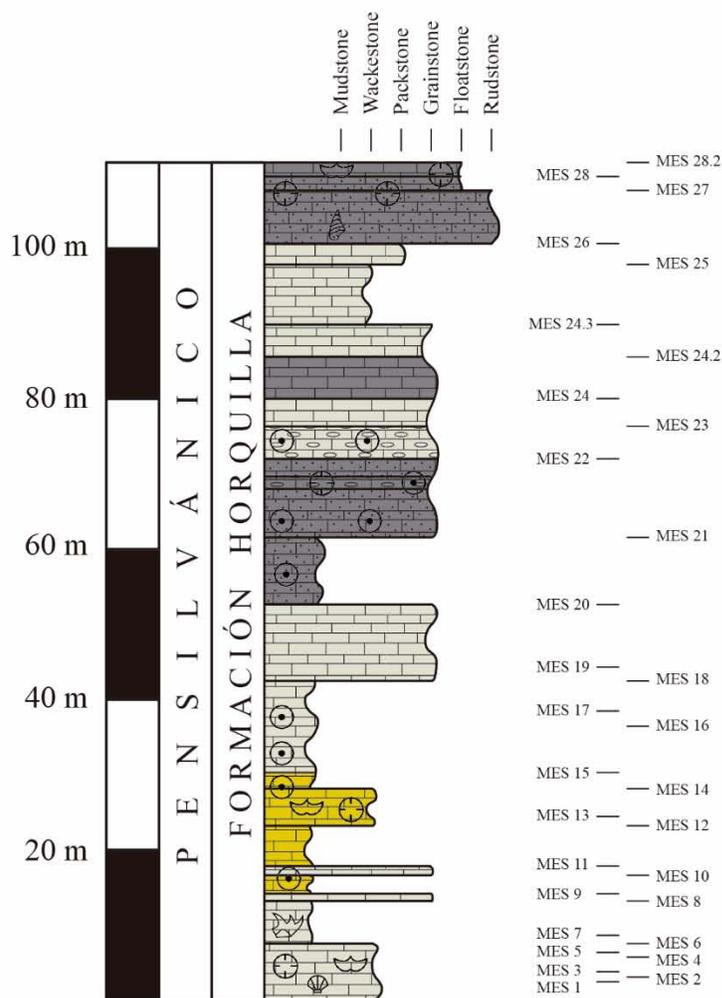


Figura 7. Columna estratigráfica de la sección La Mesa, Pensilvánico de Sierra Las Mesteñas, Sonora. Se muestra la distribución de los estratos muestreados para análisis de microfácies, isótopos estables y FRX.

Los primeros 14 metros de la sección (Fig. 7) corresponden a una caliza masiva de color gris claro en superficie de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca, rica en fósiles de crinoideos, braquiópodos, conodontos, corales solitarios y bivalvos. Enseguida, se exponen 16.1 metros de caliza que va de color gris a amarillo en superficie de intemperismo y gris claro en superficie fresca. Por encima de esta unidad, afloran 22.3 metros de caliza de color gris claro en superficie de intemperismo y superficie fresca, de grano fino, en cuya primera mitad se encuentran varios tallos y placas de crinoideos. Le sobreyace un paquete de 19.4 metros de caliza arenosa de color gris oscuro en superficie de intemperismo y fresca con abundantes crinoideos (encrinita) y algunos corales solitarios. En la mitad superior se observaron algunos horizontes de pedernal rosa. Por arriba se encuentran 4.3 m de caliza gris oscura rica en crinoideos, con un horizonte de 15 cm de pedernal negro y otro de pedernal blanco a rojizo. Le sobreyacen 24.3 metros de estratos de caliza masiva de grano fino con color gris claro alternando con caliza gris oscura, sin fósiles aparentes. Enseguida, se ubica un paquete de 8.9 metros de caliza arenosa de color gris oscuro y posiblemente con materia orgánica, con abundantes corales y elementos traza de gasterópodos. La sección termina con un estrato de 1.85 m de espesor que consiste en una caliza gris oscura de grano fino, que presenta braquiópodos espiriféridos y corales.

6. METODOLOGÍA

6.1. Trabajo de campo

La recolecta de material proveniente de Sierra Agua Verde se realizó durante el trabajo de campo en septiembre de 2014. Se hizo el reconocimiento del área de estudio, así como el levantamiento de la columna estratigráfica, se midió una sección de 270 m que fue nombrada como La Joya, homónima al nombre de la formación donde se muestrearon un total de 64 estratos (Fig. 6), y se tomaron los datos GPS en 8 puntos (Tabla 1; Fig. 8).

Tabla 1. Medidas de GPS tomadas en algunos de los estratos muestreados en la sección La Joya de la Sierra Agua Verde.

Nivel	Latitud	Longitud
LJ 1	29°14'29.00"N	109°51'25.44"O
LJ 11	29°14'25.39"N	109°51'21.07"O

LJ 17	29°14'24.07"N	109°51'19.56"O
LJ 20	29°14'22.79"N	109°51'17.50"O
LJ 26	29°14'22.18"N	109°51'14.25"O
LJ 49	29°14'24.67"N	109°51'6.04"O
LJ 59	29°14'24.72"N	109°51'3.48"O
LJ 64	29°14'24.97"N	109°51'2.66"O

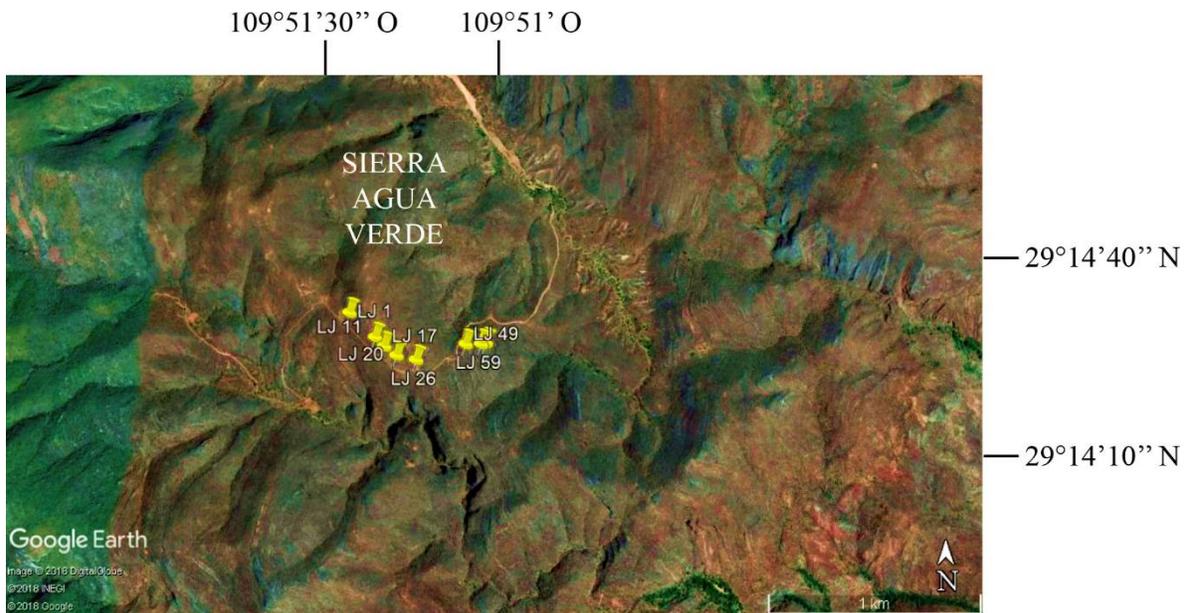


Figura 8. Imagen satelital de la sección La Joya donde se muestra la posición de los puntos reportados en la Tabla 1 (modificado de Google Earth).

El trabajo de campo para la Sierra Las Mesteñas se llevó a cabo en noviembre de 2016 y en esta área igualmente se hizo el levantamiento de la columna estratigráfica de aproximadamente 111 metros, así como de un muestreo que incluyó un total de 28 estratos, y se recolectó además un grupo completo de muestras para el estudio de conodontos que le fue entregado a la Dra. Pilar Navas-Parejo, el cual está en proceso de realización. Debido a que algunos de los estratos tenían un espesor mayor, se decidió tomar más de una muestra por estrato.

Las muestras litológicas fueron cortadas en los laboratorios de laminación de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) y del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. El material ya cortado fue transportado a los talleres de laminación del Instituto de Geología de la UNAM en Ciudad Universitaria para la obtención de secciones delgadas.

6.2. Trabajo de laboratorio

6.2.1. Análisis de isótopos estables

Los isótopos son átomos cuyo núcleo contiene el mismo número de protones, pero diferente número de neutrones; al ser átomos de un mismo elemento, ocupan la misma posición en la tabla periódica (Hoefs 2009), y pueden ser divididos en dos tipos fundamentales: las especies estables y las inestables o radioactivas. Los isótopos estables ascienden a unos 300, mientras que de los inestables se han encontrado alrededor de 1200 (Hoefs 2009).

Lo que diferencia a los isótopos estables de los inestables es que los primeros se distribuyen como resultado de procesos cinéticos y de equilibrio, en tanto que los inestables presentan decaimiento radioactivo que provoca que los isótopos padre se conviertan en isótopos de otro elemento, algo que no ocurre en los estables (Misra 2012). De acuerdo con su masa, los isótopos se pueden dividir en ligeros que tienen una masa menor y son más abundantes que los pesados, los cuales son de mayor masa y son más escasos.

El hecho de que diferentes isótopos de un elemento no tengan las mismas propiedades físico-químicas significa que los procesos de intercambio cinético e isotópico pueden conducir a variaciones en la composición isotópica en un fenómeno conocido como fraccionamiento isotópico (Morse y Mackenzie 1990). El fraccionamiento es la partición de los isótopos de un elemento entre dos sustancias o dos fases de una misma sustancia que resulta en diferentes razones isotópicas en las dos sustancias (Hoefs 2009; Misra 2012) y depende fundamentalmente de la temperatura y la tasa de reacción (Morse y Mackenzie 1990). Un elemento determinado produce isótopos con estructura electrónica idéntica, pero con masas diferentes, lo que provoca que se fraccionen durante ciertas reacciones. Por ejemplo, en el caso del agua, cuando la fase líquida pasa a la fase gaseosa, la primera presenta uniones más fuertes, por lo que concentra los átomos más pesados de oxígeno (^{18}O) e hidrógeno (^2H). La fase gaseosa (vapor de agua), con enlaces más débiles, concentra los isótopos más ligeros

(^{16}O y ^1H). Por otra parte, las moléculas isotópicamente más ligeras pueden difundirse y salir más fácilmente de un sistema y dejarlo enriquecido en los isótopos pesados (Misra 2012).

En el fraccionamiento isotópico, generalmente las diferencias entre los isótopos pesados y ligeros son muy pequeñas, por lo que las razones isotópicas se reportan generalmente en partes por mil (‰) (Kendall y Caldwell 1998). Aunque las composiciones isotópicas podrían ser reportadas en términos absolutos, para el caso de los isótopos estables ligeros más comunes (oxígeno, hidrógeno, carbono, nitrógeno y sulfuro), ha sido más conveniente reportarlas relativas a un estándar de composición típica de materiales naturales y comunes, por lo que se ha adoptado la notación δ (Kendall y Caldwell 1998):

$$\delta_x \text{ en } \text{‰} = \left(\frac{R_x}{R_s} - 1 \right) \times 10^3$$

donde R denota la razón del isótopo pesado/ligero (ej. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$), R_x es la razón isotópica en la muestra y R_s es la razón isotópica en el estándar con el cual se está comparando la muestra a analizar.

Un valor de δ positivo indica un enriquecimiento en el isótopo más pesado en la muestra con relación al estándar con el que se está comparando, mientras que un valor negativo indica la eliminación del isótopo más pesado de la muestra, con relación al estándar. Por ejemplo, un valor de $\delta^{15}\text{N}$ de +30‰ significa que la razón $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ de la muestra es 30 partes por mil o 3% mayor que la razón $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ del estándar (Kendall y Caldwell 1998).

La abundancia relativa de diferentes isótopos de un elemento puede variar sustancialmente, como en el cobre que es un elemento pesado: el ^{63}Cu tiene un valor de 69% mientras que el ^{65}Cu , 31%. En el caso de los elementos ligeros, sólo un isótopo es predominante; los otros solo se presentan en cantidades traza (Hoefs 2009). En el caso del oxígeno, el isótopo dominante ^{16}O presenta una abundancia de 99.763%; el isótopo ^{17}O , de 0.0375%, mientras que el ^{18}O , de 0.1995% (Morse y Mackenzie 1990). Para el sulfuro, el radio o razón promedio de abundancia terrestre de los isótopos pesados/ligeros es de 1:22. El radio para los isótopos del hidrógeno ($^2\text{H}/^1\text{H}$) es mucho más bajo (1:6410).

A la hora de hacer comparaciones entre los valores δ de dos materiales, hay varias formas de interpretar los resultados: 1) valores altos contra bajos; 2) valores más/menos negativos vs.

más/menos positivos (-10‰ es más positivo que -20‰); 3) más pesado vs. más ligero (el material más pesado será aquel con el valor δ más alto); y 4) enriquecido vs. agotado. En el cuarto punto es importante explicar cuál isótopo es el de menor suministro (ej. un material está enriquecido en ^{18}O o ^{16}O con relación a otro material y tal enriquecimiento o agotamiento es el resultado de alguna reacción o proceso) (Kendall y Caldwell 1998).

6.2.1.1. Isótopos estables de oxígeno

En la figura 9 se muestran los valores de ^{18}O en diferentes reservorios, incluyendo diversos tipos de agua, de roca y en el manto terrestre. De manera general se acepta que los eventos de glaciación y deglaciación continental inducen cambios en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los océanos en escalas cortas de tiempo, aunque en escalas grandes no se ha llegado a un acuerdo (Hoefs 2009). Por ejemplo, el cambio en condiciones no glaciares a interglaciares (como en la actualidad) aumentaría el valor de $\delta^{18}\text{O}$ en 1‰, mientras que el paso de condiciones interglaciares a completamente glaciares provocaría un nuevo aumento de 1.0‰ a 1.7‰; de esta manera, se espera un aumento de al menos 2‰ cuando se pasa de condiciones no glaciares a completamente glaciares (Mii et al. 1999).

De acuerdo al modelo de Muehlenbachs y Clayton (1976), la composición isotópica en el agua marina se mantiene constante debido a dos factores que actúan en contraposición: por un lado, existe un intemperismo de la corteza oceánica que elimina al agua oceánica de ^{18}O (esto sucede porque ^{18}O se une de manera preferencial a los productos de intemperismo con respecto al ^{16}O), y por el otro, el océano se ve enriquecido en ^{18}O debido a la alteración hidrotermal de los basaltos generados en las zonas de expansión oceánica de las dorsales. Durante este proceso de alteración, el ^{16}O se incorpora de manera preferencial a la fase sólida de la corteza oceánica, por lo que el agua marina aumenta su concentración en el isótopo pesado ^{18}O .

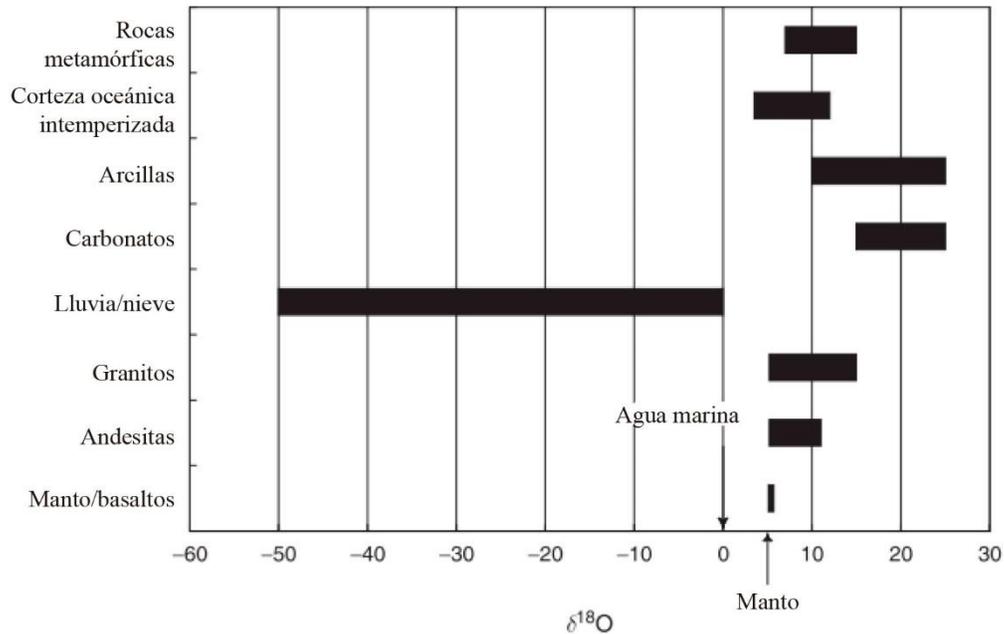


Figura 9. Distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en rocas y fuentes de agua. La variación isotópica tan amplia en el agua meteórica se debe a la precipitación atmosférica que ocurre a baja temperatura (modificado de Albarède 2009).

Como estos procesos no parecen haber cambiado, se considera que las razones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se han mantenido constantes a lo largo del tiempo. La única manera en que la cantidad de ^{18}O pudiese haberse visto disminuida sería por una disminución en la tasa de expansión del fondo oceánico, dejando sólo a los efectos del intemperismo continental y submarino actuar (Hoefs 2009).

Uno de los procesos más conocidos que fraccionan los isótopos de oxígeno es el que sucede entre el agua y los carbonatos (Albarède 2009); esto ha permitido su uso en paleotermometría (Urey 1947). Kim y O'Neil (1997) fueron los que investigaron de manera cuidadosa este tipo de fraccionamiento y llegaron a la siguiente fórmula:

$$1000 \ln a_{\text{calcite}/\text{water}}^{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}} = \frac{18030}{T} - 32.42$$

El agua marina cambia su razón isotópica de oxígeno cuando hay un ingreso de agua dulce, la cual tiene valores isotópicos muy diferentes (Albarède 2009). De esta manera, es posible conocer la evolución de los casquetes de hielo (eventos de deglaciación quedarían registrados en un aumento en los niveles del isótopo ligero procedente del agua dulce del deshielo) o bien, de tasas de precipitación mayores que produzcan un descenso en los valores de ^{18}O con

respecto a ^{16}O . Si este efecto es ignorado, el valor resultante de ^{18}O puede entonces ser usado para la inferencia de la temperatura del agua. Es importante indicar que para hacer estudios sobre paleotemperaturas, se recomienda el uso de fósiles con conchas carbonatadas como los foraminíferos (Albarède 2009).

Cuando se estudian isótopos de oxígeno y carbono en calizas, hay que tener mucho cuidado a la hora de hacer las interpretaciones de los datos obtenidos en las razones isotópicas, particularmente en el caso de los isótopos de oxígeno: aunque los registros de isótopos de oxígeno son muy sensibles a los cambios en la temperatura del agua, en estratos muy antiguos, éstos pueden no mostrar ningún cambio sistemático que indique condiciones cambiantes del medio, aun cuando éstas hayan ocurrido (Haas et al. 2006). Esto se debe a que en realidad no se está preservando la señal isotópica original del ^{18}O en ese tipo de depósitos, puesto que la cantidad de oxígeno presente en los fluidos diagenéticos con respecto a la de carbono es mucho mayor. Por otro lado, la firma isotópica procedente del carbono es más estable debido a que se encuentra en menor proporción en los fluidos diagenéticos y, por lo tanto, puede reflejar las condiciones originales al momento del depósito.

6.2.1.2. Isótopos estables de carbono

Las razones isotópicas de ^{13}C varían de acuerdo con el sistema geológico del que se trate (Fig. 10); así pues, se tiene que valores positivos de ^{13}C son más comunes en los carbonatos marinos, mientras que bajos valores de ^{13}C se ubican en el metano atmosférico, termogénico y biogénico (Misra 2012).

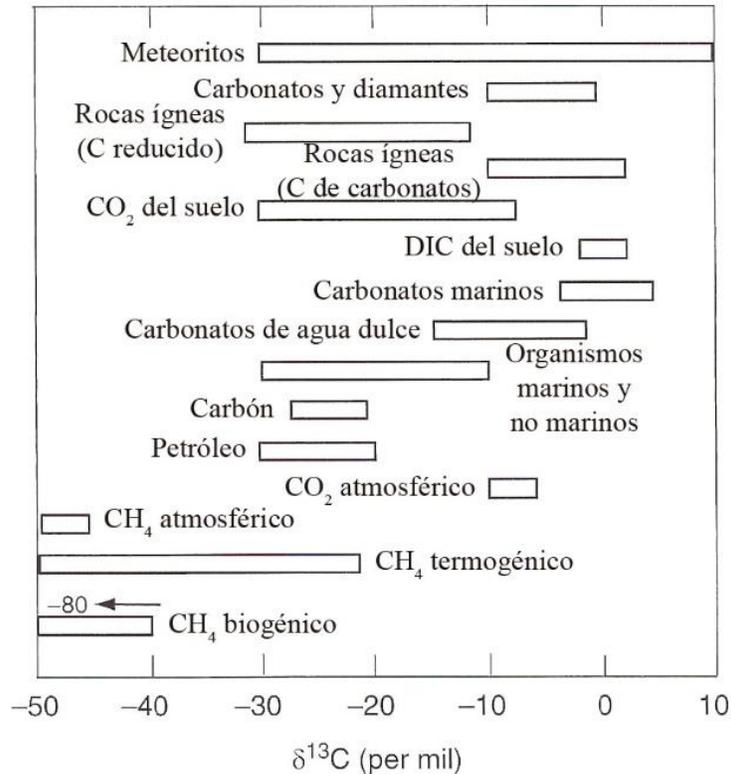
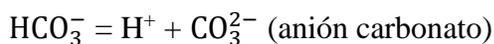
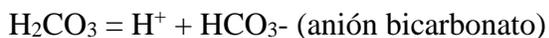
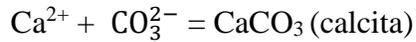


Figura 10. Rangos de los radios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ en diferentes sistemas geológicos (modificado de Misra 2012).

En la Tierra existen dos reservorios principales de carbono, que son la materia orgánica y los carbonatos sedimentarios. Los efectos isotópicos de tipo cinético durante la fotosíntesis concentran el isótopo ligero ^{12}C en el material orgánico sintetizado. Por otro lado, en el caso del carbono inorgánico, éste sigue la siguiente ruta: CO_2 atmosférico – bicarbonato disuelto – carbonato sólido, que finalmente formará roca carbonatada (ej. caliza); este proceso se da en reacciones en equilibrio de intercambio isotópico y conducen a un enriquecimiento del isótopo pesado ^{13}C en los carbonatos (Hoefs 2009). La ruta del sistema del carbono inorgánico es la siguiente:



Ahora, el anión carbonato, al tener dos valencias negativas, puede combinarse con un catión con dos valencias positivas como el calcio:



El resultado final es la incorporación del carbono disuelto en el agua, en el mineral calcita (CaCO_3), que formará roca caliza, un tipo de roca sedimentaria de origen bioquímico.

A partir del análisis de isótopos de carbono es posible medir algunos parámetros ambientales que se pueden correlacionar con eventos a escala global, como son los cambios climáticos vinculados a periodos de máxima y mínima excentricidad de la órbita terrestre (Fig. 11). Se ha visto que cuando la Tierra presenta una órbita más excéntrica, hay una estacionalidad muy fuerte con un clima más seco y periodos de lluvia cortos con tormentas intensas. Bajo condiciones áridas, la vegetación sufre estrés hídrico y los incendios forestales favorecen la degradación de materia orgánica a partículas lábiles. Durante la corta temporada de lluvias se acelera el transporte y la descarga fluvial de nutrientes, carbonatos y carbono orgánico al océano, ricos en el isótopo ligero ^{12}C . Esta entrada breve pero masiva de nutrientes, fertiliza los océanos y promueve una alta productividad estacional, lo que conduce finalmente a anoxia estacional en aguas poco mezcladas. Parte de este carbono se acumulará como depósitos orgánicos en el fondo del océano, pero otra parte, una vez terminado el periodo de anoxia, se oxidará e incorporará al agua oceánica aumentando los niveles de ^{12}C (Martínez y Dera 2015) (Fig. 11a). Por el contrario, durante periodos de mínima excentricidad, las condiciones climáticas serán húmedas de manera permanente, por lo que habrá una entrada continua de nutrientes al océano, esto conducirá a una alta tasa de productividad anual y anoxia generalizada en los fondos oceánicos, lo que impedirá una posterior reincorporación del ^{12}C a las aguas marinas, por lo que éstas quedarán agotadas en el isótopo ligero (Fig. 11b).

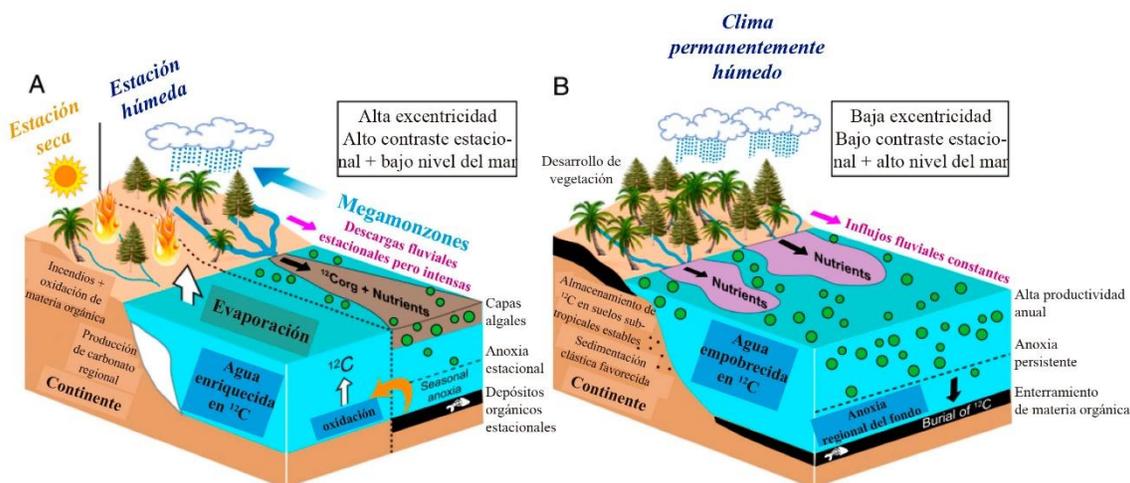
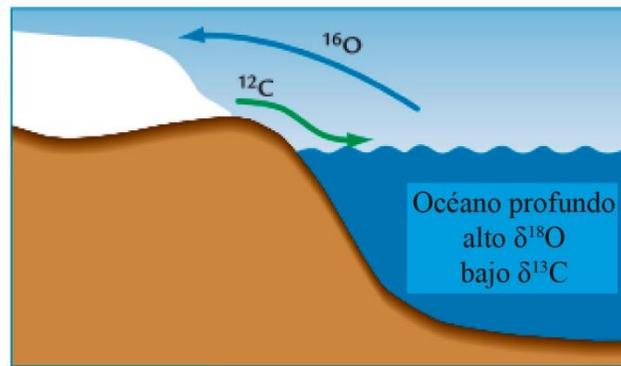


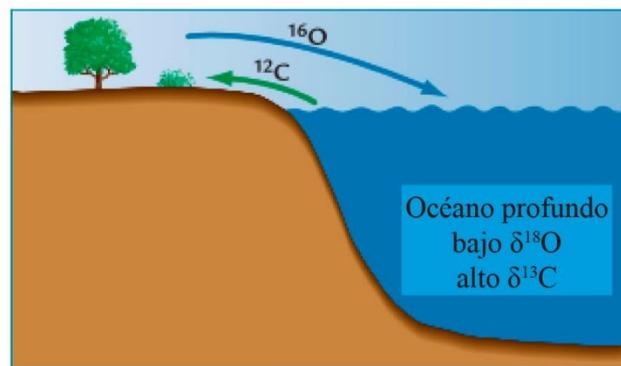
Figura 11. Cambios paleoambientales vinculados a períodos de máxima (A) y mínima (B) excentricidad. Durante los períodos de máxima excentricidad se esperan valores de ^{13}C menores que en los períodos de mínima excentricidad (modificado de Martínez y Dera 2015).

La liberación de hidratos de metano, por otra parte, también puede influir en los cambios en los valores de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en el agua marina (Haas et al. 2006). El hidrato de metano se libera de los sedimentos del piso oceánico, los cuales son ricos en ^{12}C , esto conlleva a una baja en la concentración de ^{13}C con respecto a ^{12}C . Si el metano liberado es oxidado a CO_2 por los sistemas biológicos, el isótopo pesado ^{13}C recuperará sus valores previos a la liberación. Otra vía es que los hidratos de metano liberados se vuelvan a formar como parte de un ciclo rápido de calentamiento (liberación de hidrato de metano)-enfriamiento (formación de hidrato de metano), recuperando el ^{13}C sus valores anteriores (Haas et al. 2006).

De acuerdo a Ruddiman (2008), durante los períodos glaciales, el ^{12}C contenido en la materia orgánica se transfiere desde la zona continental al océano profundo y se convierte en una forma inorgánica, por lo que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ tienden a ser más negativos, debido al enriquecimiento del isótopo ligero ^{12}C en el mar profundo; al mismo tiempo, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se vuelven más positivos, debido a una extracción del isótopo ligero ^{16}O de los océanos para incorporarse en las capas de hielo (Fig. 12). Durante los períodos interglaciales, el patrón opuesto es lo que ocurre: el carbono ligero regresa al continente desde el mar y el ^{16}O regresa al mar desde las capas de hielo, lo que se expresa en valores de $\delta^{13}\text{C}$ más positivos y de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos (Ruddiman 2008).



A Clima glacial



B Clima interglacial

Figura 12. Transferencia de ^{12}C y ^{16}O , A) durante glaciaciones y B) durante periodos interglaciares. En periodos glaciares, el carbono orgánico, rico en ^{12}C se transfiere del continente al medio oceánico, mientras que el ^{16}O se incorpora del océano a las capas de hielo, lo que se expresa en una disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y un aumento en los de $\delta^{18}\text{O}$. Durante los periodos interglaciares, ocurre exactamente lo contrario (modificado de Ruddiman 2008).

No obstante, lo que se ha observado en estudios de conchas de braquiópodos de diferentes secciones del Carbonífero es un incremento en el $\delta^{13}\text{C}$ correlativo con un incremento en el $\delta^{18}\text{O}$ durante eventos de glaciación (Mii et al. 1999, 2001). La explicación de este aumento es por respuesta a un aumento en el enterramiento de carbono orgánico y niveles reducidos de CO_2 atmosférico.

6.2.1.3. Análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$

Para los análisis isotópicos de oxígeno y carbono, se seleccionaron aquellas muestras que presentaran el menor grado de diagénesis, esto con el fin de que la señal obtenida fuera la representante del ambiente de depósito de los carbonatos. Las muestras fueron perforadas con un microtaladro Dremel 4000 en áreas correspondientes a la matriz en muestras lodosoportadas y en áreas al azar para muestras granoportadas.

La técnica que se siguió fue la descrita por McCrea (1950) para el análisis de carbonatos donde básicamente, se midió el CO₂ liberado por una reacción ácida con ácido fosfórico (H₃PO₄) al 100% a 25°C durante 54 horas. La preparación del material, muestras y análisis se realizó siguiendo el procedimiento descrito por Révész et al. (2001) y Révész y Landwehr (2002), utilizando un Gas Bench II acoplado a un espectrómetro de masas de isótopos estables Thermo Finnigan MAT 253.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ reportados están medidos y expresados relativos a la escala VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) normalizada empleando los valores de consenso de -46.6‰ para LSVEC (LiCO₃) y $+1.95\text{‰}$ para el NBS19 (Coplen et al. 2006). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ están expresados relativos a la escala VPDB y VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), normalizados de acuerdo con Coplen (1988). Los análisis se realizaron utilizando los materiales de referencia LSVEC, NBS-19 y NBS-18, y cada 7 muestras se colocó una referencia interna CaCO₃ Sigma para verificar la repetibilidad y reproducibilidad la cual debe ser menor a 0.2‰ .

Como patrón de trabajo se utilizó un tanque de CO₂ con una pureza de 99.998%. Este patrón de trabajo se calibra diario con tanque de CO₂ Oztech de composición isotópica certificada ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -9.78$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -10.99$). Para esta técnica, además, se insertó un carbonato de calcio cada 7 muestras para monitorear la calidad de los resultados el cual tiene un $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -21.4 \pm 0.06$ y un $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -8.08 \pm 0.05$.

Método de medida. Está basado en un método de nulos que compara directamente la composición isotópica del CO₂ de la muestra $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ con respecto a la composición isotópica CO₂ estándar de trabajo $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

La unidad de reporte $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ es la medida para determinar las relaciones isotópicas de carbono $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y la unidad de reporte $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ es la medida para determinar las relaciones isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del CO₂ proveniente de una muestra por espectrometría de masas de isótopos estables con respecto a las relaciones isotópicas de carbono $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y oxígeno $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de un CO₂ del estándar internacional PDB el cual es un carbonato de origen marino de la formación cretácica Peedee en Carolina del Sur (Craig 1957).

El cálculo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ está de acuerdo con la siguiente expresión:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Muestra}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}} - 1 \right] \cdot 10^3$$

El cálculo del $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ está de acuerdo con la siguiente expresión:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Muestra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}} - 1 \right] \cdot 10^3$$

donde:

$\delta^{13}\text{C}$ está expresado por los cocientes de los isótopos estables ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) de la muestra contra el patrón internacional VPDB y $\delta^{18}\text{O}$ está expresado por los cocientes de los isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de la muestra contra el patrón internacional VPDB.

Los resultados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de carbonatos se normalizaron utilizando varios materiales de referencia del NIST como el NBS-19, NBS 18 y LSVEC a la escala VPDB de acuerdo con las correcciones descritas por Coplen (1988) y Werner y Brand (2001). Para esta técnica se tiene una desviación estándar de 0.2‰ para oxígeno y 0.2‰ para carbono.

6.2.2. Fluorescencia de rayos X

La fluorescencia de rayos X (FRX) es un método analítico para determinar la composición química de todo tipo de materiales (sean estos sólidos, líquidos, materiales retenidos en filtros u otra forma). El método es rápido, exacto y no-destructivo, y usualmente requiere de un mínimo de preparación de muestra. El campo de aplicaciones es muy amplio, e incluye a industrias tales como metal-mecánica, cementeras, productoras de aceite y polímeros, plásticos e industria de la comida, junto con minería, mineralogía y geología, además de análisis ambientales de aguas y desechos industriales. La FRX es también una técnica de análisis muy útil para investigación y en la industria farmacéutica (Brouwer 2013).

La metodología seguida en FRX es la siguiente (Fig. 13): se coloca la muestra en un espectrómetro de rayos X, se hace pasar un haz de rayos X producidos por una fuente a través de una muestra, en este caso, de sedimento. Los rayos X irradian la muestra y, una vez que excitan a los diferentes átomos que componen la muestra, emitirán radiación fluorescente (compuesta también de rayos X) que será captada por un detector y éste será capaz de leer los valores de las energías provenientes de cada muestra. Estos valores serán característicos

para esos elementos. Por la medición de las energías de radiación emitida por la muestra es posible determinar los elementos que están presentes (análisis cualitativo). Por la medición de las intensidades de las energías emitidas es posible determinar qué cantidad de cada elemento está presente en la muestra (análisis cuantitativo) (Brouwer 2013).

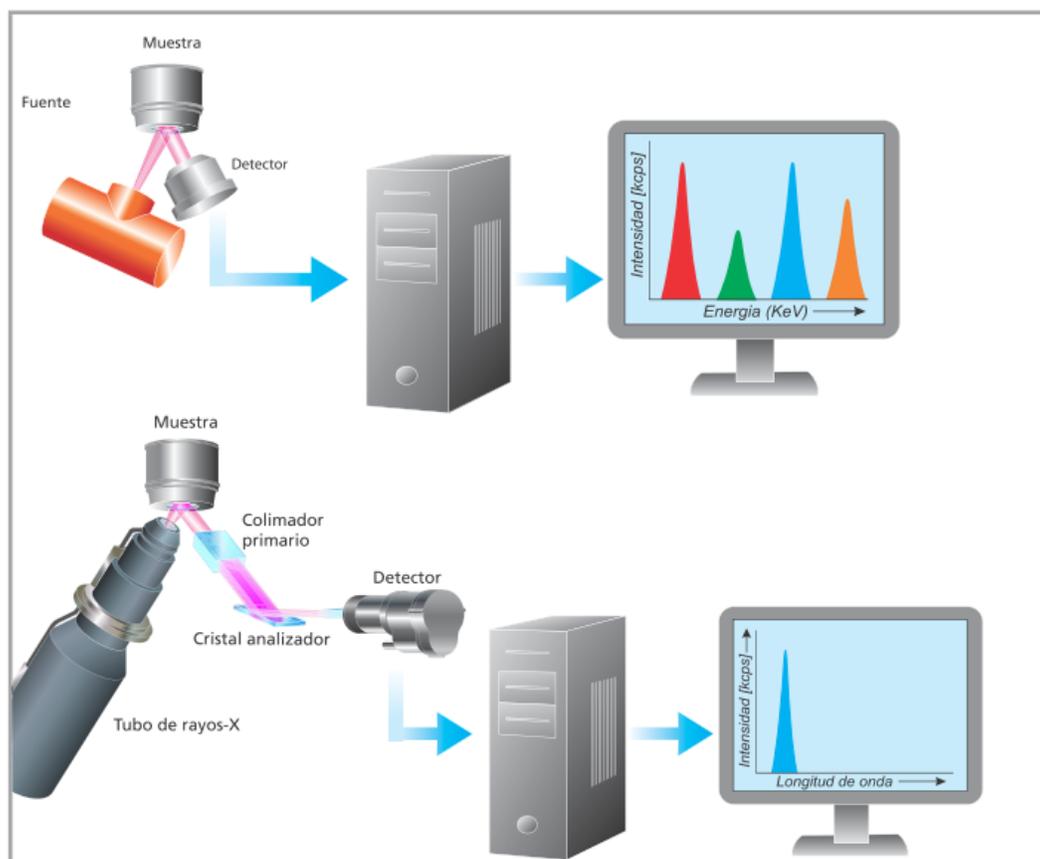


Figura 13. Diseño básico de los espectrómetros de ED-FRX (arriba) y WD-FRX (abajo). La diferencia entre cada tipo de espectrómetro es el sistema de detección. El detector en los espectrómetros ED-FRX mide las diferentes energías de la radiación procedente directamente de la muestra. Los espectrómetros WD-FRX usan un cristal analizador para dispersar las diferentes energías. Toda la radiación procedente de la muestra incide en dicho cristal, el cual difracta las diferentes energías en diferentes direcciones, similar a un prisma que dispersa diferentes colores en diferentes direcciones (tomado de Brouwer 2013).

Los datos obtenidos por el detector son transmitidos a una computadora en donde se despliega el espectro típico de la muestra, donde la posición de los picos determina los elementos presentes, en tanto que su altura determina las concentraciones (Fig. 14).

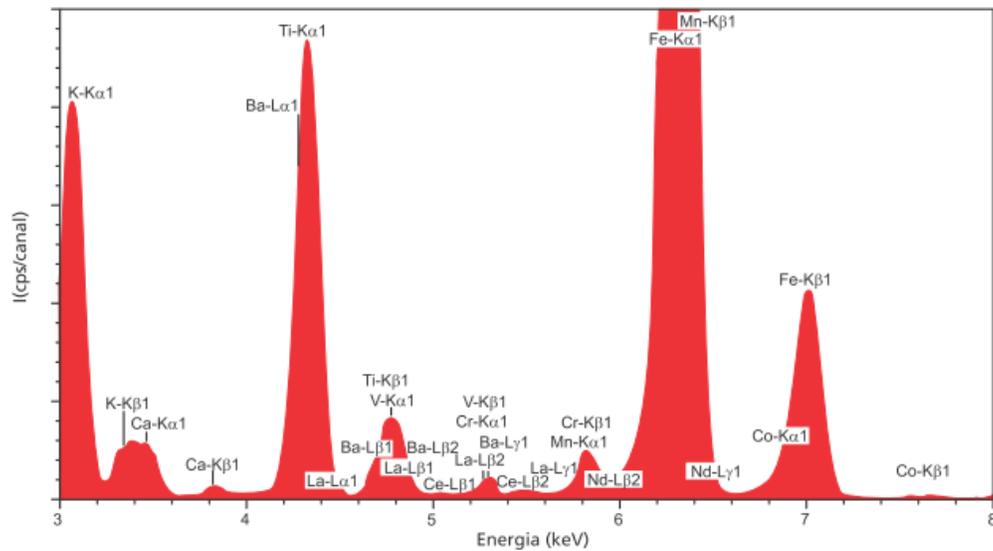


Figura 14. Espectro de una muestra de suelo medida con un espectrómetro de FRX. Cada pico muestra la energía fluorescente captada por la excitación de átomos de un elemento particular (tomado de Brouwer 2013).

A partir de la FRX es posible conocer la composición de los óxidos de elementos mayores (los más abundantes) en rocas calcáreas, que son un reflejo de las condiciones de depósito de los sedimentos calcáreos a partir de los cuales se formaron tales rocas (Palafox-Reyes 2011) y, a partir de esto, se pueden hacer interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas.

6.2.2.1 Análisis de fluorescencia de rayos X

Para el análisis de fluorescencia de rayos X se seleccionaron las muestras con menor cantidad de diagénesis (dolomitización, silicificación, presencia de estilolitos y óxidos de hierro), la cual fue evaluada cualitativamente mediante microscopía petrográfica, de manera que la mayor parte de los resultados reflejaran las condiciones del ambiente de depósito.

Para la sección La Joya (Misisípico-Pensilvánico de SAV) se molieron un total de 31 muestras y para la sección La Mesa (Misisípico-Pensilvánico? de SLM), se molieron 12 muestras en un molino Spex SamplePrep 8000M con vial de carburo de tungsteno que lo llevó a partículas menores a 72 μm . Cada vial fue lavado y secado perfectamente en cada ronda de molienda para evitar contaminación cruzada.

Las muestras fueron, entonces, secadas en una estufa Rios de 30x40x35 cm de capacidad, a una temperatura de 110°C durante 24 horas. Una vez deshidratadas, se mezcló un total de 0.8 g de cada muestra junto con 7.2 g de fundente Fluxite GF-50-51 (50% metaborato de litio, 50% tetraborato de litio con 0.5% en peso de yoduro de litio adicionado) con una razón

muestra/fundente 1:9. El ioduro de litio adicionado cumplió la función de agente no mojante para evitar que la muestra se pegara en los crisoles. La pérdida por calcinación fue determinada calentando 1 g de muestra a 950°C por una hora, y midiendo posteriormente la diferencia en peso porcentual. Este dato se sumó a las concentraciones obtenidas en el espectrómetro, para obtener el total de la masa en la muestra.

La mezcla de cada muestra fue fundida en crisoles de platino/oro (razón Pt/Au de 95:5) usando un fluxer Claisse Fluxy-10 bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un periodo de 10 minutos aproximadamente. La concentración de muestra/fundente de 1:10 se ha demostrado como ideal para lograr fundir muestras con composiciones extremas de SiO₂, Al₂O₃ y MgO (Lozano et al. 1995; Lozano y Bernal 2005).

De la fusión se obtuvieron perlas de vidrio en forma de discos que incluían la muestra junto con el fundente. Los discos fueron colocados en un espectrómetro de fluorescencia de rayos X dispersivo de longitud de onda (WD-FRX) ZSX Primus II Rigaku, que tiene la capacidad de detectar la radiación proveniente de la muestra pero que pasa a un cristal que difracta los rayos X en diferentes direcciones en función de su longitud de onda. En otras palabras, sus sistemas de detección son capaces de medir las diferentes longitudes de onda características de cada elemento mayor presente en la muestra. Este tipo de espectrómetros tiene la sensibilidad de detectar elementos desde el berilio (Be) hasta el uranio (U) (Brouwer 2013).

Las intensidades obtenidas para cada elemento se compararon en las curvas de calibración (intensidad vs. concentración) preparadas con material de referencia generado por instituciones de prestigio internacional como el Servicio Geológico de EUA, Canadá, Sudáfrica, Francia y el Instituto de Geología de la UNAM, obteniendo así las concentraciones de los elementos mayores en cada muestra problema.

6.2.3. Análisis de microfacies e interpretación paleoambiental

El término microfacies engloba todas las características sedimentológicas y paleontológicas que pueden obtenerse del estudio de secciones delgadas, impresiones en acetato, secciones pulidas o de muestras de rocas. Para hacer un análisis completo de las microfacies de una sección estratigráfica se utilizan técnicas de microscopía petrográfica, microscopía de

catodoluminiscencia, de inclusiones fluidas, electrónica y geoquímica de isótopos estables (Flügel 2010).

Cuando se realizan estudios de microfacies se pueden plantear dos objetivos totalmente diferentes: por un lado, se encuentra el estudio de las condiciones ambientales presentes al momento del depósito del sedimento (facies deposicionales) y por otro, el estudio de las vías diagenéticas que siguió este material depositado (facies diagenéticas). El estudio de microfacies ha revelado patrones que reflejan la historia de las rocas carbonatadas a partir de características sedimentológicas y paleontológicas de las rocas, en especial de los microfósiles presentes en ellas (Flügel 2010).

El término de “tipos de microfacies estándar” (SMF types) fue definido por Wilson (1975) para clasificar microfacies con criterios sedimentológicos, biológicos y texturales idénticos, a pesar de que las rocas fueran de distintos lugares y hayan sido depositadas en edades muy diferentes (Flügel 2010).

La petrografía de carbonatos es un área de la geología enfocada en el estudio de calizas, dolomías y depósitos asociados que es llevado a cabo mediante el uso de un microscopio óptico o electrónico. Esta técnica es complemento de los estudios de campo, de observaciones de núcleos y sienta un marco de referencia para estudios geoquímicos (Scholle y Ulmer-Scholle 2003). La petrografía permite la identificación de los granos constituyentes de una muestra, la clasificación precisa de sedimentos y rocas, la interpretación de ambientes de depósito y la determinación de la historia de alteración post-deposicional de las rocas.

Los granos carbonatados, a diferencia de los siliciclásticos continentales, se producen próximos al sitio de su último depósito (de menos de 1 m a cientos de metros), y son producidos básicamente, por organismos, lo que los convierte en excelentes indicadores de información ecológica y bioestratigráfica (Scholle y Ulmer-Scholle 2003).

6.2.3.1. Sistemas de clasificación en microfacies

Existen dos modelos de clasificación de microfacies que están ampliamente extendidos debido a su uso y practicidad: el primero es el sistema de clasificación de Dunham (1962) y su modificación por Embry y Klovan (1971) y el segundo es el sistema de clasificación de Folk (1959, 1962).

La clasificación de Folk (Fig. 15) se basa en las proporciones de granos carbonatados o aloquímicos, de matriz de calcita (lodo calcáreo) y de esparita (cemento calcítico). A partir de esta clasificación y usando el nombre que reciben estas rocas, es posible conocer el nivel de energía del agua en el área de depósito. Si las muestras se depositaron en ambientes de alta energía, el material más fino (lodo calcáreo o micrita) fue lavado y, por lo tanto, sólo hay depósito de material grueso constituido por granos (alocuímicos esqueletales y no esqueletales); por otro lado, si el material se depositó en ambientes de baja energía, el lodo micrítico (material fino) tiene la oportunidad de sedimentarse y no ser removido. Cuando ocurre la remoción del material más fino a causa de la turbulencia del agua, en los poros presentes entre los granos que no fueron removidos ocurre la precipitación y cementación con calcita esparítica. De acuerdo con esta clasificación, los nombres de las rocas se componen de dos prefijos; el primero de ellos hace referencia al nombre del grano más común (oo- para ooide, bio- para fósiles, pel- para pellets, intra- para intraclastos, etc.), mientras que el segundo se refiere a la masa de fondo (que puede ser esparita o micrita) (Flügel 2010).

	Más de 2/3 de matriz de lodo calcáreo				Subigual Esparita y lodo calcáreo	Más de 2/3 de cemento esparítico		
	0 - 1	1 - 10	10 - 50	+ 50		Mala clasificación	Buena clasificación	Redondeada y desgastada
% aloquímicos								
Nombre de roca	Micrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita empaquetada	Bioesparita poco lavada	Bioesparita no clasificada	Bioesparita clasificada	Bioesparita redondeada
Terminología de 1959	Micrita	Micrita fosilífera	Biomicrita		Bioesparita			
Análogo terrígeno	Lutita		Lutita arenosa	Arenisca arcillosa o inmadura	Arenisca submadura	Madura	Supermadura Arenisca	

Matriz de lodo calcáreo
 Matriz de calcita esparítica

Figura 15. Clasificación de Folk (1962) con un aumento en la madurez textural de izquierda a derecha (modificado de Flügel 2010).

La clasificación de Dunham (1962) hace una división de acuerdo con la textura de la roca (Fig. 16): si la muestra es grano-soportada, lodo-soportada o si se trata de bioconstrucciones (boundstones). Si la roca es lodo-soportada, entonces se analiza el porcentaje de granos; si éste es menor a 10%, recibe el nombre de mudstone; si tiene más del 10%, se la conoce como wackestone; en el caso de las rocas grano-soportadas, si contienen lodo calcáreo, se llaman

packstone, pero si no lo tienen, grainstone. Las rocas lodo-soportadas cuyos granos excedan 2 mm de diámetro se llaman floatstones, en tanto que las rocas grano-soportadas con granos mayores a 2 mm se conocen como rudstones. Ahora, el nombre de la roca va acompañado del nombre del grano que se encuentre en mayor abundancia, ejemplo “grainstone de ooides” o “floatstone de braquiópodos” (Flügel 2010). Embry y Klovan (1971) hicieron algunas modificaciones a la clasificación de Dunham, que consistían en dividir la roca tipo boundstone en tres diferentes: framestone, bindstone y baffestone. Framestone se refiere a rocas con construcciones rígidas; bindstone, a rocas encrustantes; finalmente, en los baffestones, la bioconstrucción capta sedimento mediante un mecanismo de tipo “baffle”.

CALIZA ALÓCTONA						CALIZA AUTÓCTONA		
Componentes originales no unidos orgánicamente durante el depósito						Componentes unidos orgánicamente durante el depósito		
Componentes > 2 mm, menos del 10% Contiene lodo calcáreo (< 0.03 mm)		Sin lodo calcáreo		Componentes > 2 mm, más del 10%		por organismos que		
Lodo-soportada		Grano-soportada		Matriz-soportada	Soportada con componentes > 2 mm	construyen una estructura rígida	incrustan y unen	actúan como bafflers
<10% granos (0.03-2 mm)	>10% granos							
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE	BOUNDSTONE		
						FRAMESTONE	BINDSTONE	BAFFLESTONE

Figura 16. Clasificación de Dunham (1962) y su posterior modificación por Embry y Klovan (1971) (Tomado de Flügel 2010).

6.2.3.2. Microfacies estándar de Flügel

En 2004, en su libro “Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application”, Flügel definió una serie de tipos de microfacies estándar (SMF, por sus siglas en inglés). Las SMF son categorías virtuales fáciles de reconocer, y resumen microfacies con criterios idénticos, simples, no cuantitativos o semicuantitativos. Muchos de estos tipos de SMF se basan sólo en unas pocas características dominantes que comprenden el tipo de grano (frecuencia de grano y asociaciones de éstos), la biota que los componen (fósiles, grupos dominantes, asociaciones, etc.) así como las texturas de depósito (de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962)) (Flügel 2010).

La importancia de reconocer los diferentes tipos de microfacies estándar es que permiten asociar cada una de ellas a un cinturón de facies o zona de facies de Wilson (1975) (Fig. 17), lo que finalmente, permite construir una curva paleobatimétrica de las secciones en estudio.

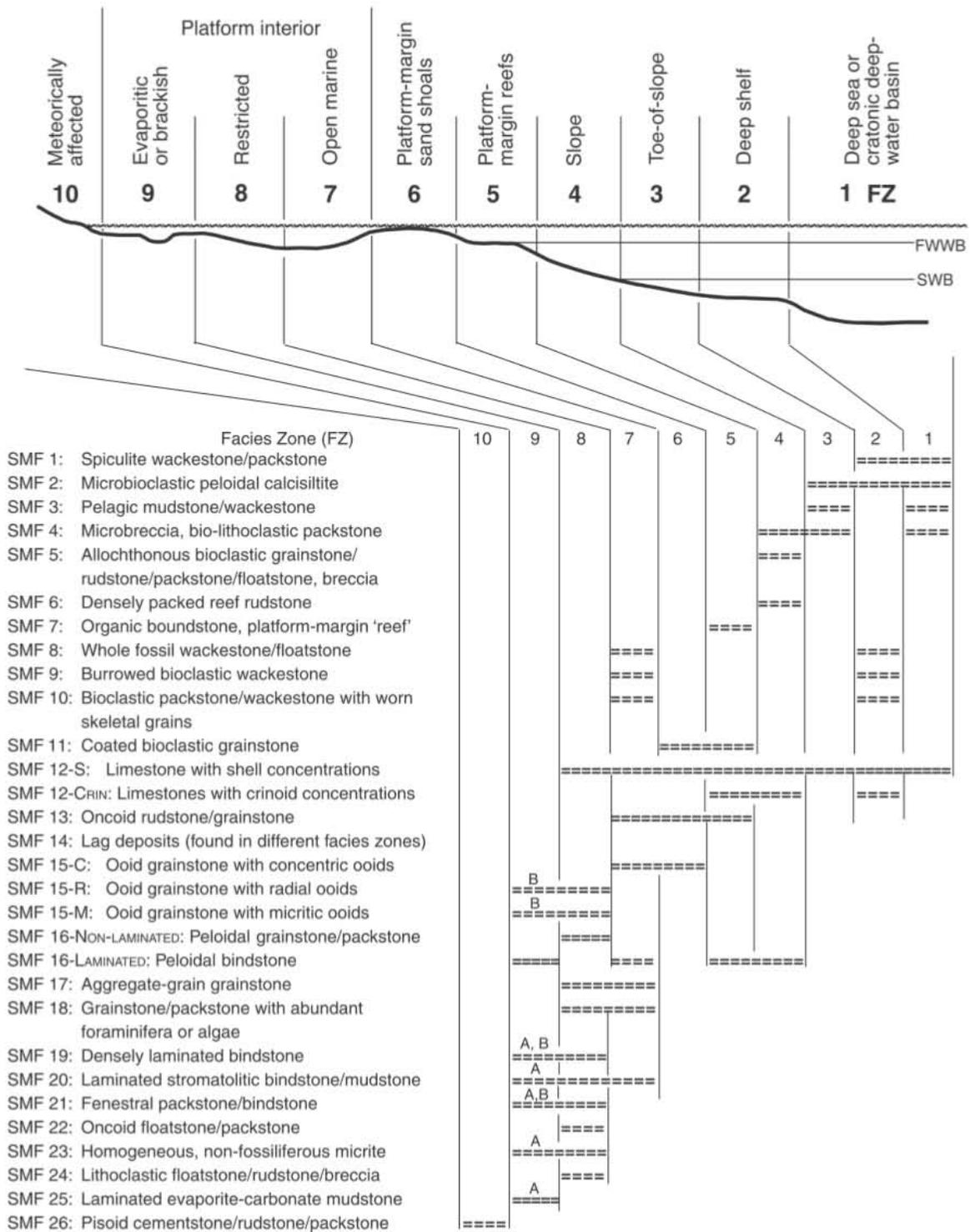


Figura 17. Distribución de las microfacies estándar de Flügel (2004) en las diferentes zonas de facies definidas por Wilson (1975) en un modelo de plataforma carbonatada bordeada. Modificado de Flügel (2010).

Para el reconocimiento paleoambiental de la sección La Joya en Sierra Agua Verde y de la sección La Mesa en Sierra Las Mesteñas, se realizó el estudio petrográfico de las muestras tomadas en campo, siguiendo el esquema de clasificación de Dunham (1962).

Las muestras fueron laminadas por duplicado, de manera que para cada una hubiera dos secciones delgadas cortadas de manera perpendicular una con respecto a la otra para obtener la mayor cantidad de información. Las secciones delgadas fueron observadas en un microscopio petrográfico Olympus BX51 y se tomaron imágenes con una cámara CoolSNAP-Pro Color RS Photometrics, integrada al microscopio, a objetivos de 2x, 4x y 10x. Para la edición de imágenes, se utilizó el programa Image-Pro Plus Versión 7.0.0.591 de Media Cybernetics.

Con ayuda de las imágenes y de la observación directa al microscopio, se determinaron las asociaciones de facies para cada una de las muestras obtenidas. Posteriormente, se identificaron las distintas microfacies estándar (*sensu* Flügel 2004) que componían cada asociación de facies, esto con el fin de vincular cada una de ellas con alguno de los cinturones de facies de Wilson (1975).

Finalmente, cada una de las asociaciones de facies fue colocada dentro de alguno de los cinturones de facies propuestos por Wilson (1975), con lo cual se logró determinar la evolución paleoambiental de las secciones en estudio.

6.2.3.3. Identificación de granos esquelatales

Las diferentes microfacies estándar se determinaron reconociendo diferencias en la textura y composición de los distintos granos esquelatales y no esquelatales que componían las muestras. Cada uno de estos granos o aloquímicos es un indicador paleoambiental particular, y para ello, se siguió la propuesta paleoambiental y de reconocimiento petrográfico de diferentes granos esquelatales de Scholle y Ulmer-Scholle (2003) y de Flügel (2010). Los diferentes granos esquelatales reconocidos en las microfacies son los que se enumeran en los siguientes párrafos; en los mismos se mencionan los diferentes paleoambientes que se pueden interpretar de su presencia, así como los rasgos petrográficos que permitieron su identificación.

Las algas calcáreas, al ser organismos fotosintéticos, requieren luz y por lo mismo, son más comunes a profundidades de 2 a 30 m, con aguas extremadamente salinas a salobres, en zonas arrecifales a retro-arrecifales. Se identifican fácilmente por su forma tubular o filamentosa y por presentar un córtex externo y una médula interna.

Varios grupos de foraminíferos bentónicos, entre ellos los fusulínidos, se cree que vivían en simbiosis con algas, por lo que su presencia es indicativa de ambientes someros en la zona fótica. Las claves para su reconocimiento petrográfico fueron el diferente arreglo de sus cámaras y la diferenciación de su pared: microgranular, aporcelanada y hialina.

Las esponjas del Paleozoico y Mesozoico se caracterizaron por habitar principalmente áreas de la plataforma somera y fueron componentes arrecifales importantes. Su distinción petrográfica se dio principalmente por la ocurrencia de espículas de esponja silicificadas, completamente desagregadas.

Los braquiópodos presentaron un rango de salinidad significativo desde los ambientes salobres hasta los ligeramente hipersalinos. Todos los braquiópodos paleozoicos vivieron en ambientes de la plataforma, con profundidades no mayores a los 200 metros. Las formas de concha más gruesa tienden a encontrarse en aguas más someras y más cálidas. En secciones delgadas se pueden llegar a confundir con conchas de bivalvos, pero la capa externa (y la más delgada) de los primeros tiene fibras de calcita orientadas con sus ejes más largos de manera perpendicular al margen de la concha. La capa más gruesa e interna de la concha se compone de fibras largas de calcita arregladas en un ángulo bajo, aproximadamente de 15° con respecto a la pared de la concha.

Los briozoarios tienen una gran tolerancia a la salinidad y se los conoce por habitar ambientes tropicales a subtropicales durante el Paleozoico. Los de tipo encrustante y masivo son encontrados típicamente en ambientes caracterizados por una alta energía del medio, mientras que las variedades erectas y delicadas, en ambientes de baja energía. La forma más sencilla de reconocerlos en petrografía es por la presencia de zoecios individuales o colonias de zoecios, cuyas paredes consisten en cristales laminares, foliados o granulares de carbonato de calcio.

Los trilobites eran artrópodos móviles, bentónicos, que se alimentaban de detritos y se caracterizaron por vivir en ambientes de plataforma somera con baja tolerancia a la salinidad. Los rasgos clave para su reconocimiento en microfacies son el reconocimiento de sus márgenes curvos con una forma de anzuelo. Además, presentaban una microestructura prismática homogénea, cuyos fragmentos muestran una extinción en barrido (de tipo ondulosa) cuando se rota la muestra en luz polarizada cruzada.

Los ostrácodos son crustáceos comunes en aguas con salinidad normal, pero se los puede encontrar en aguas salobres e incluso, hipersalinas. Se los reconoce en secciones delgadas por ser organismos bivalvos, de pequeño tamaño (menores a 1 mm), con una forma ovalada y un solapamiento de sus valvas.

Los equinoideos son índices de ambientes marinos de salinidad normal, en áreas arenosas de la plataforma, o bien en las líneas de costa siendo bioheradores. Las formas fósiles eran más comunes en depósitos de plataforma abierta. La forma de reconocerlos en secciones delgadas es por la presencia de placas de gran tamaño (hasta de 30 mm), no obstante, el rasgo más distintivo para su reconocimiento es la presencia de sus espinas, que presentan una forma de red o malla en corte transversal. Cada fragmento o placa se comporta como un solo cristal de calcita, por lo que despliega una extinción en unidad (o extinción completa), como en el resto de los equinodermos, cuando se gira la platina del microscopio en luz polarizada.

Los crinoideos son organismos completamente marinos y viven en ambientes de salinidad normal. Para el Paleozoico, fueron formas comunes en sitios del margen de la plataforma e, incluso, en ambientes más profundos. En petrografía, sus placas componentes son fácilmente reconocibles, ya que, en el caso de las placas de la columna, presentan un contorno frecuentemente circular o pentagonal con un orificio en el medio; por otra parte, las placas braquiales en sección transversal tienen forma de U o de “pacman”. Como todos los equinodermos, presentan un patrón de extinción completa al usar el filtro de luz polarizada.

Los bivalvos son habitantes de ambientes marinos someros, aunque se pueden llegar a encontrar en una gran variedad de ambientes, incluyendo regiones costeras hipersalinas y zonas de aguas profundas. De manera general, se ha encontrado una correlación positiva entre el espesor de la concha con la energía del medio. Los rasgos petrográficos para determinar bivalvos en secciones delgadas son el tamaño de la pared (en el rango de mm a

cm), las conchas ligeramente curvadas, con algunas ornamentaciones, con una capa interna laminar y una capa externa prismática.

Los gasterópodos son moluscos que se pueden encontrar en una gran variedad de ambientes, desde los de salinidad normal hasta los salobres, hipersalinos, de agua dulce y subaéreos. Las conchas de los gasterópodos son fácilmente reconocibles en láminas delgadas por su forma espiralada, aunque se pueden confundir con las de foraminíferos, aunque las de los gasterópodos son más grandes (en el orden de mm a cm). Se diferencian de las conchas de los cefalópodos pues carecen de la formación interna de cámaras de los últimos.

6.2.4. Diagénesis

La diagénesis comprende todos los procesos físicos y químicos que actúan sobre el sedimento después de que ha ocurrido el enterramiento (Kidwell et al. 1986), es decir, durante la litificación. Algunos procesos diagenéticos son capaces de enmascarar la facies de depósito haciendo imposible obtener información sobre el ambiente original de formación del sedimento; entre los procesos diagenéticos más importantes están la micritización, la disolución, la cementación, la compactación, el neomorfismo, la dolomitización y el reemplazamiento (Flügel 2010).

Entre los procesos más importantes de diagénesis que afectan las rocas carbonatadas de las secciones estudiadas en Sierra Agua Verde (SAV) y Sierra Las Mesteñas (SLM) están la cementación, la recristalización, la dolomitización y el reemplazamiento (ej. silicificación). La cementación implica la precipitación de minerales en poros primarios o secundarios a partir de un fluido supersaturado con el mineral. La recristalización se refiere a los cambios en el tamaño, forma y estructura del cristal sin alterar su composición. La dolomitización es el cambio de la calcita (CaCO_3) por dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), cuando el agua presenta una alta concentración de magnesio. Finalmente, el reemplazamiento se refiere al cambio en la composición original del material (ej. silicificación de granos carbonatados) (Flügel 2010). En las muestras de SAV y SLM se puso especial interés en reconocer las facies fuertemente diagenetizadas a través de una evaluación cualitativa del grado de diagénesis. Los procesos diagenéticos más comunes encontrados en estos estratos fueron la dolomitización, la silicificación, la formación de estilolitos y la cementación.

La dolomitización se reconoció por la formación de cristales euhedrales y subhedrales de dolomita. La silicificación se reconoció por la presencia de cristales de cuarzo ecuantes con sus colores de birrefringencia que correspondían al amarillo (Scholle y Ulmer-Scholle 2003), o bien por la ocurrencia de calcedonia de tonos muy claros usando el filtro de luz polarizada en varios cristales. La presencia de cementos de calcita se reconoció por la forma y la disposición de los cristales de calcita (acicular, fibroso, botroidal, de diente de perro, en bloques, menisco, pendiente, sintaxial, etc.) (Flügel 2010). Las muestras con un alto grado de alteración se excluyeron de los análisis geoquímicos pues su señal ya fue alterada y no reflejaría la química original del agua durante el depósito.

6.3. Análisis multivariados

Además de conocer las diferentes asociaciones de facies y los paleoambientes donde éstas habrían existido, se investigó si había algún gradiente ecológico que controlara la distribución de los fósiles y de los aloquímicos de tipo no esquelético; para ello se llevó a cabo un análisis de ordenación que permitiera observar estos patrones utilizando el programa de cómputo PAST 3.0. En este sentido, se decidió utilizar el Análisis de Correspondencia (CA) y el Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA), esto con el fin de comparar cuál es más útil en la interpretación de gradientes ambientales.

El CA permite proyectar una gran cantidad de datos en un espacio muy reducido para lograr entender de una manera más eficaz la información proporcionada por éstos. Con él se visualizan tendencias, agrupamientos o gradientes ambientales (Greenacre 1984; Jongman et al. 1995; Legendre y Legendre 1998). El CA es una técnica muy utilizada en ecología y biogeografía como método de ordenación de muestras y taxones, los que pueden ser colocados en la misma gráfica para ver las relaciones entre ellos (Hammer y Harper 2006). La ventaja del CA como método de ordenación recae en la posibilidad de usar datos numéricos (p. ej. porcentaje) o binarios (presencia/ausencia).

A pesar de la utilidad del CA en la interpretación paleoambiental, este análisis presenta dos problemas inherentes a su algoritmo: el primero es que tiende a comprimir los extremos de la distribución de los ejes de ordenación, por lo que los gráficos de dispersión tenderán a verse aplastados en sus extremos sin ninguna razón relacionada a su distribución (Hammer y Harper 2006); el segundo es el efecto de arco que ocurre cuando el gradiente ambiental

subyacente se filtra en ambos ejes de ordenación, en lugar de estar vinculado al primero. El resultado es que la distribución muestra un efecto parabólico (Hennebert y Lees 1991; Hammer y Harper 2006). Esta es la razón por la cual se prefiere usar el DCA en muchos estudios paleoecológicos, ya que éste corrige tales problemas a través del reescalamiento de los datos (Holland 2008), estirando los extremos de los ejes para remover el efecto de compresión y eliminar esta tendencia, transformando el arco en una recta (Hammer y Harper 2006).

A pesar de esto, el efecto de arco resulta muy útil pues su ocurrencia se convierte en un buen indicador de un relevo, lo que conlleva a la interpretación de un gradiente sedimentario potencial (Hennebert y Lees 1991). Un relevo es un cambio sistemático y progresivo de la importancia relativa que llega a tener un componente (variable) sobre un área considerable o un intervalo estratigráfico, es decir, que al final habrá un solapamiento en la composición causada por el cambio en los gradientes ambientales. En los relevos, los límites definidos entre una facies y la otra son claramente arbitrarios y confusos (Hennebert y Lees 1991) y se observará, entonces, un reemplazamiento gradual de un componente a lo largo de distintos tipos de asociaciones de facies.

Aunque a partir del análisis de correspondencia y de los relevos inherentes a los datos se pueden obtener asociaciones de facies (rompiendo la continuidad del relevo en unidades discretas como pueden ser las microfacies estándar), en este estudio se propusieron asociaciones de facies no usando los análisis de correspondencia, sino analizando de manera directa todas y cada una de las muestras, como está indicado en el apartado anterior, esto debido a que se considera que es la forma más clara y auténtica de clasificar las microfacies. Los análisis de correspondencia, en este estudio, se limitaron a reconocer la presencia de un gradiente ambiental en los datos obtenidos de las muestras recolectadas.

Con el fin de evaluar la posibilidad de un relevo y un gradiente ambiental que esté controlando la distribución de los elementos, se decidió realizar el CA con dos tipos de matrices: una binaria de presencia/ausencia y otra de conteo de puntos. El fin de utilizar una matriz de conteo de puntos fue darle un carácter más cuantitativo al análisis. El DCA también fue utilizado con el fin de vencer las distorsiones inherentes al CA y analizar si hay alguna diferencia en la distribución.

Igual que en el CA, para hacer el DCA, se utilizaron las mismas matrices de presencia/ausencia y de conteo de puntos. En la tabla 2 se muestran las diferentes características evaluadas en cada tipo de matriz. Para la matriz binaria de presencia/ausencia, simplemente se codificó un 0 para denotar la ausencia de la característica (variable) en la muestra, en tanto que el 1, denotaba su presencia.

Para la matriz de conteo de puntos, se calculó el porcentaje de puntos de cada variable (Tabla 2) en cada una de las muestras. Para eso se ocupó el programa JMicroVision 1.27, que permite hacer la cuantificación con base en imágenes. Aunque el programa muestra una gráfica de evolución donde indica en qué punto del conteo la muestra se estabiliza y ya no es necesario seguir contando más puntos (esto era alrededor de los 200-300 puntos contados), se ajustó un total de 500 a 600 puntos por cada muestra analizada. El resultado final es un número de puntos asociados a las diferentes características a evaluar y con ello, su porcentaje en la muestra (Fig. 18).

Tabla 2. Características petrográficas utilizadas en la creación de la matriz binaria y de conteo de puntos.

Matriz binaria presencia/ausencia	Matriz de conteo de puntos
1. Textura granosoportada (gst)	1. Matriz (mat)
2. Textura lodosoportada (mst)	2. Ooides (ooi)
3. Laminación (lam)	3. Oncoides (onc)
4. Ooides radiales (rao)	4. Cortoides (cor)
5. Ooides tangenciales (tao)	5. Peloides (pel)
6. Oncoides (onc)	6. Intraclastos (int)
7. Cortoides (cor)	7. Algas verdes (clo)
8. Peloides (pel)	8. Foraminíferos bentónicos (bef)
9. Intraclastos (int)	9. Espículas de esponja (sps)
10. Algas verdes (clo)	10. Braquiópodos (bra)
11. Foraminíferos bentónicos (bef)	11. Briozoarios (bry)
12. Espículas de esponja (sps)	12. Trilobites (tri)
13. Braquiópodos (bra)	13. Ostrácodos (ost)
14. Briozoarios (bry)	14. Equinoideos (ech)
15. Trilobites (tri)	15. Crinoideos (cri)

16. Ostrácodos (ost)	16. Bivalvos (biv)
17. Equinoideos (ech)	17. Gasterópodos (gas)
18. Crinoideos (cri)	18. Esqueletal indeterminado (ske)
19. Bivalvos (biv)	19. Granos de arena (sag)
20. Gasterópodos (gas)	

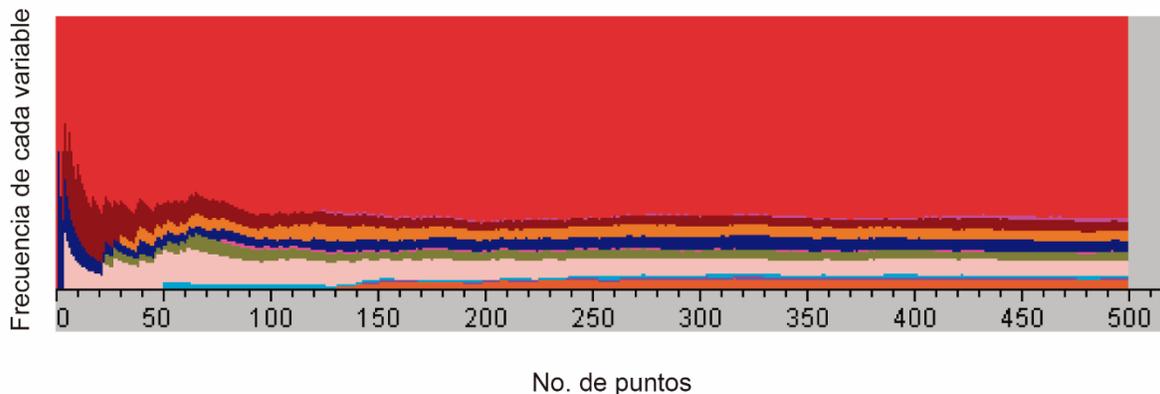


Figura 18. Gráfica donde se observa la frecuencia de puntos de cada característica encontrada para la muestra LJ 62 procedente de la sección La Joya, formación La Joya de Sierra Agua Verde. La frecuencia de todas las variables se deja de variar entre los 150 a 200 puntos, más allá de este valor, la frecuencia de las características no cambia significativamente.

6.4. Conteo de foraminíferos

Para la sección La Joya, de la Sierra Agua Verde, se procedió a hacer el conteo total y por subórdenes, de foraminíferos bentónicos en las mismas secciones delgadas que se ocuparon en el análisis de microfacies. Una vez que se determinaron los diferentes taxones, se procedió a seleccionar todas aquellas secciones delgadas que contuvieran uno o más especímenes. La identificación taxonómica se hizo primordialmente por el tipo de pared: la pared de los textularinos es de tipo aglutinada no laminar (Armstrong y Brasier 2005), por lo que aparece granulosa, pues se compone de fragmentos de arena o de detritos calcáreos adheridos a la pared de la testa; la de los fusulininos es de tipo calcárea microgranular y pueden llegar a tener dos o más capas (Armstrong y Brasier 2005), lo que las hace fácilmente reconocibles al microscopio; finalmente, la de los miliolinos es de tipo aporcelanada sin perforaciones (Armstrong y Brasier 2005), pero al microscopio se observa simple, sin la textura fibrosa o radial característica de los fusulininos.

Se contaron todos los foraminíferos presentes en cada laminilla, pero como el área analizada varió en cada sección delgada, se decidió tomar un área estándar de 6 cm² para todas las secciones por lo que se hizo una regla de tres para que los conteos fueran comparables entre una sección y la otra. Por ejemplo, la laminilla LJ 44 arrojó 221 miliólidos en un área total de 10.6 cm², pero para calcular la cantidad de ejemplares que puede haber en 6 cm², sólo se multiplicó el área estándar de 6 cm² por los 221 especímenes contados y se dividió el resultado entre el área total para esa muestra, que fue de 10.6 cm², el resultado fue que para 6 cm² debió haber un total de 125.1 miliólidos. Los resultados de estos cálculos se presentan en el apéndice 13.4.

7. RESULTADOS

7.1. Sierra Agua Verde

7.1.1. Análisis de microfacies

El análisis del conjunto de microfacies estándar permitió definir 9 asociaciones de facies con características texturales y composicionales bien definidas que aparecen de manera frecuente a lo largo de la sección estudiada. Estas asociaciones de facies fueron colocadas dentro de alguno de los cinturones de facies (zonas de facies) propuestos por Wilson (1975).

AF1. Grainstone/rudstone con abundancia en crinoideos (Fig. 19). Esta facies se asocia con conchas fragmentadas de braquiópodos y bivalvos, así como algunos briozoarios y ostrácodos en menor número. De manera aislada, se encuentran ooides y foraminíferos. Zona de facies 5: margen arrecifal.

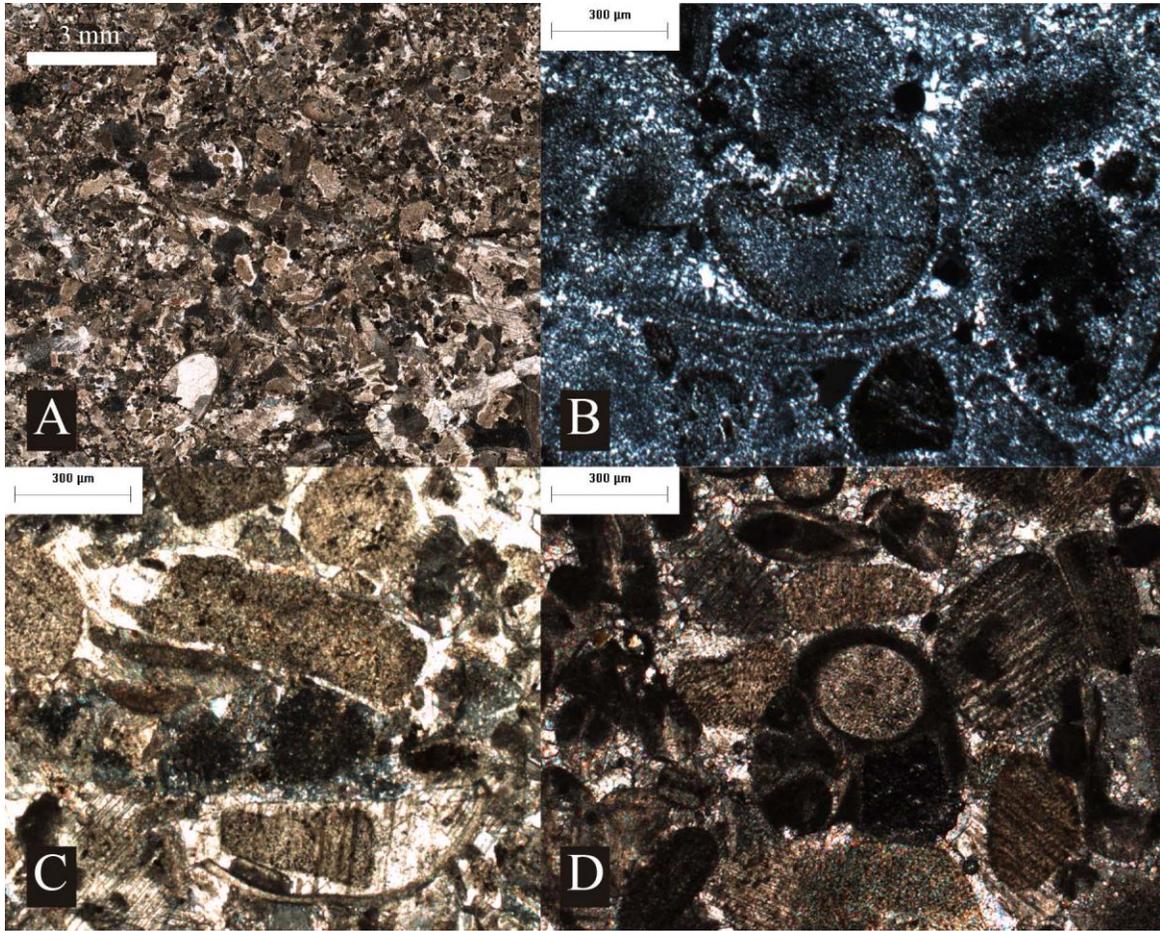


Figura 19. AF1: Grainstone/rudstone con abundancia en crinoideos. a) Muestra LJ 4, reconstrucción a partir de imágenes a 2x; b) muestra LJ 10; c) muestra LJ 15 y d) muestra LJ 36.

AF2. Grainstone/packstone de pellets/peloides (Fig. 20). Muestras ricas en pellets/peloides y granos de arena con fauna consistente en crinoideos, foraminíferos y espículas de esponja. En esta asociación, aunque los crinoideos están presentes, no son tan abundantes como en la asociación 1. Por la presencia de espículas de esponja y de una gran cantidad de pellets, se interpreta como perteneciente a una laguna con circulación restringida. La presencia de terrígenos indica una cercanía al continente; la buena clasificación del material habla de un retrabajo local. Zona de facies 8: laguna con circulación restringida.

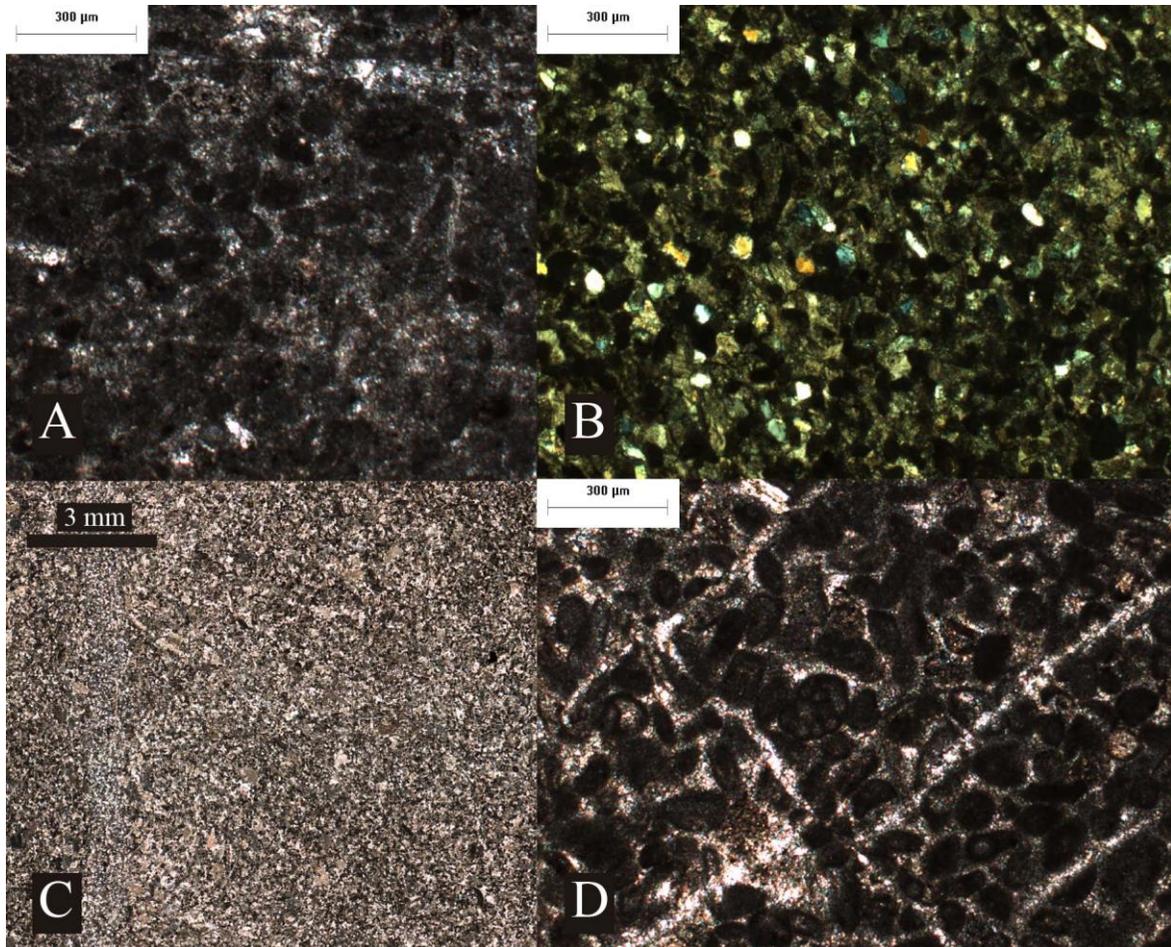


Figura 20. AF2: Packstone de pellets/peloides. a) Muestra LJ 8; b) muestra LJ 31; c) muestra LJ 34, reconstrucción a partir de imágenes a 2x y d) muestra LJ 64.

AF3. Grainstone de bioclastos recubiertos y peloides (Fig. 21). En esta facies, como en la 2, los peloides son un componente muy importante, sólo que, en este caso, los bioclastos se encuentran recubiertos por capas de micrita formando cortoides. Aparentemente, los peloides son producto de la micritización excesiva de los mismos cortoides. Se observa una presencia importante de algas, foraminíferos bentónicos y crinoideos. Se pueden encontrar algunos ooides, y como elementos traza, oncoides de *Girvanella*. Zona de facies 6: bancos de arena en el margen de la plataforma con acción constante de las olas, en o por encima del nivel del oleaje de buen tiempo.

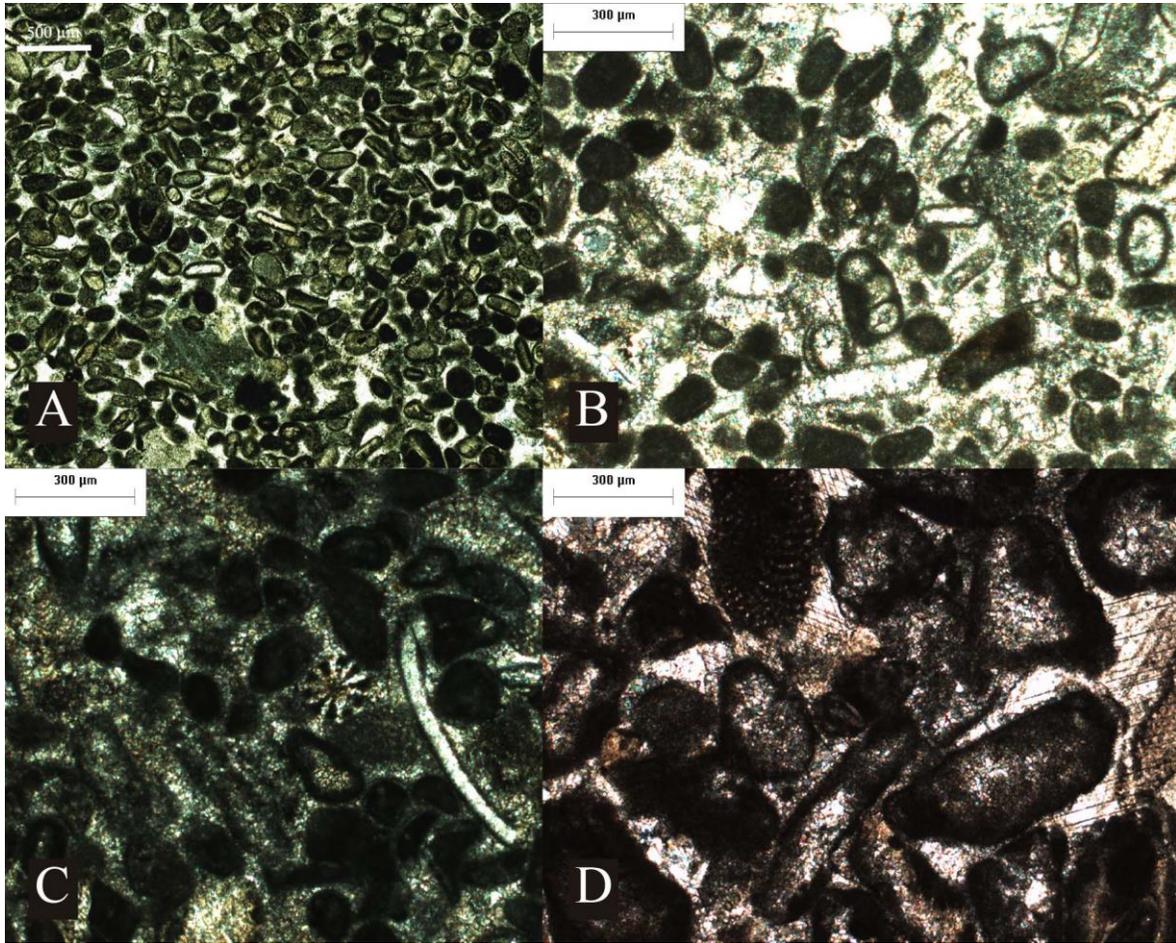


Figura 21. AF3: Grainstone de bioclastos recubiertos y peloides. a) Muestra LJ 3, reconstrucción a partir de imágenes a 4x; b) muestra LJ 41; c) muestra LJ 42 y d) muestra LJ 52.

AF4. Wackestone/floatstone de espículas y restos fragmentados y desarticulados de crinoideos, braquiópodos y ostrácodos (Fig. 22). Esta facies es típica de ambientes de talud (FZ 4) y de ambientes lagunares (FZ 7) que presentan texturas con gran cantidad de lodo y elementos procedentes de la cresta arrecifal y del margen de la plataforma que caen hacia el talud (posición antearrecifal) o hacia la laguna (posición retroarrecifal), como los restos de crinoideos y braquiópodos, además de fragmentos líticos en textura tipo brecha. Se interpreta como un ambiente de laguna con circulación abierta debido a la poca evidencia de ambientes de talud en microfacies sucesivas.

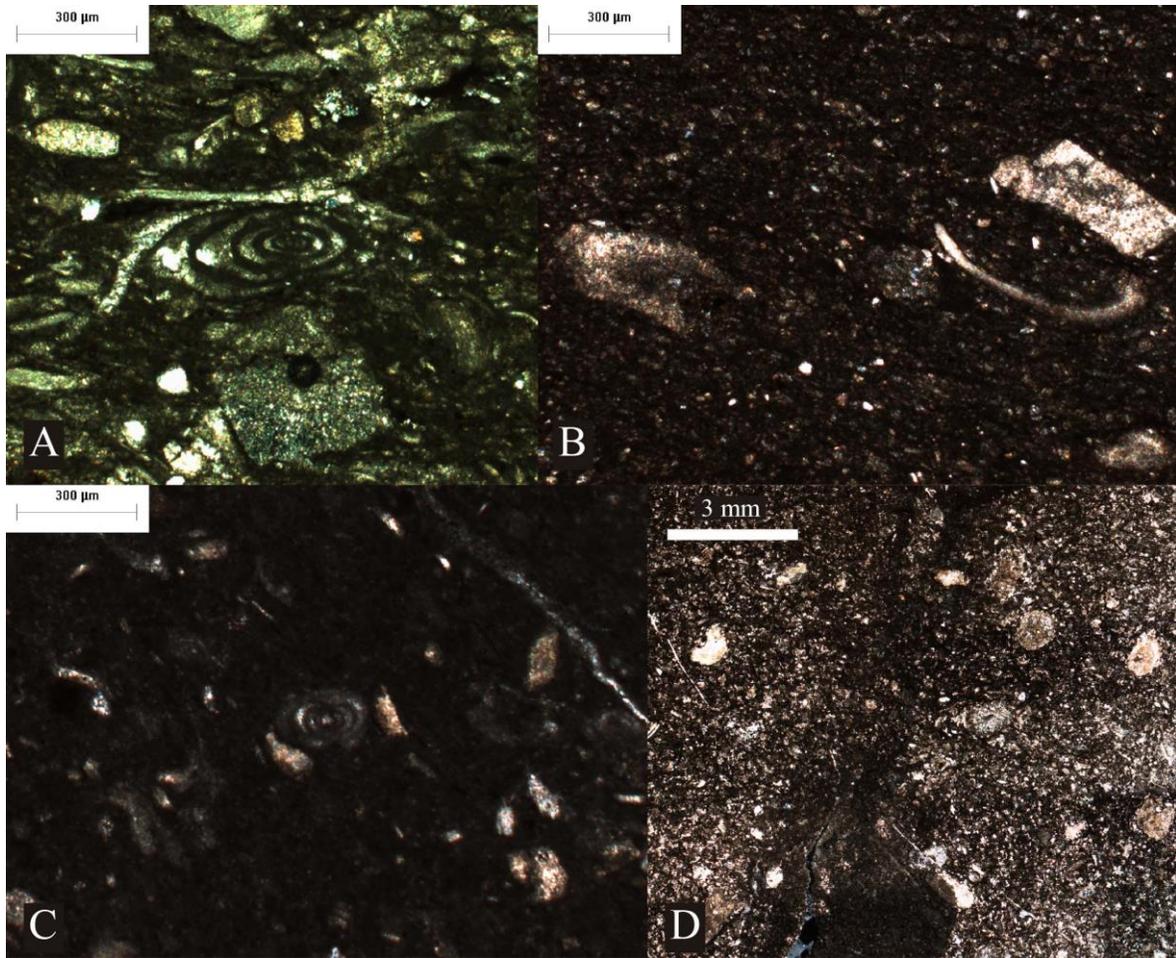


Figura 22. AF4: Wackestone/floatstone de espículas y restos fragmentados y desarticulados de crinoideos, braquiópodos y ostrácodos. a) Muestra LJ 45; b) muestra LJ 47; c) muestra LJ 48 y d) muestra LJ 49, reconstrucción a partir de imágenes a 2x.

AF5. Grainstone/rudstone y floatstone de fósiles lagunares (Fig. 23). Facies con crinoideos y braquiópodos y fauna típica de ambientes lagunares como los foraminíferos, briozoarios, gasterópodos, equinoideos, bivalvos y esponjas. Como elementos no esqueléticos se encuentran los cortoides e intraclastos. A diferencia de la asociación 1, aquí los elementos se encuentran en textura híbrida con texturas tipo wackestone/floatstone, es decir, están pobremente lavadas debido a que se ubican en la zona de la laguna donde la influencia del oleaje es menor. Aunque esta podría tratarse de una asociación de talud cercano al arrecife, la gran cantidad de foraminíferos permite asignarla a la posición retroarrecifal correspondiente a una laguna de circulación abierta (zona de facies 7).

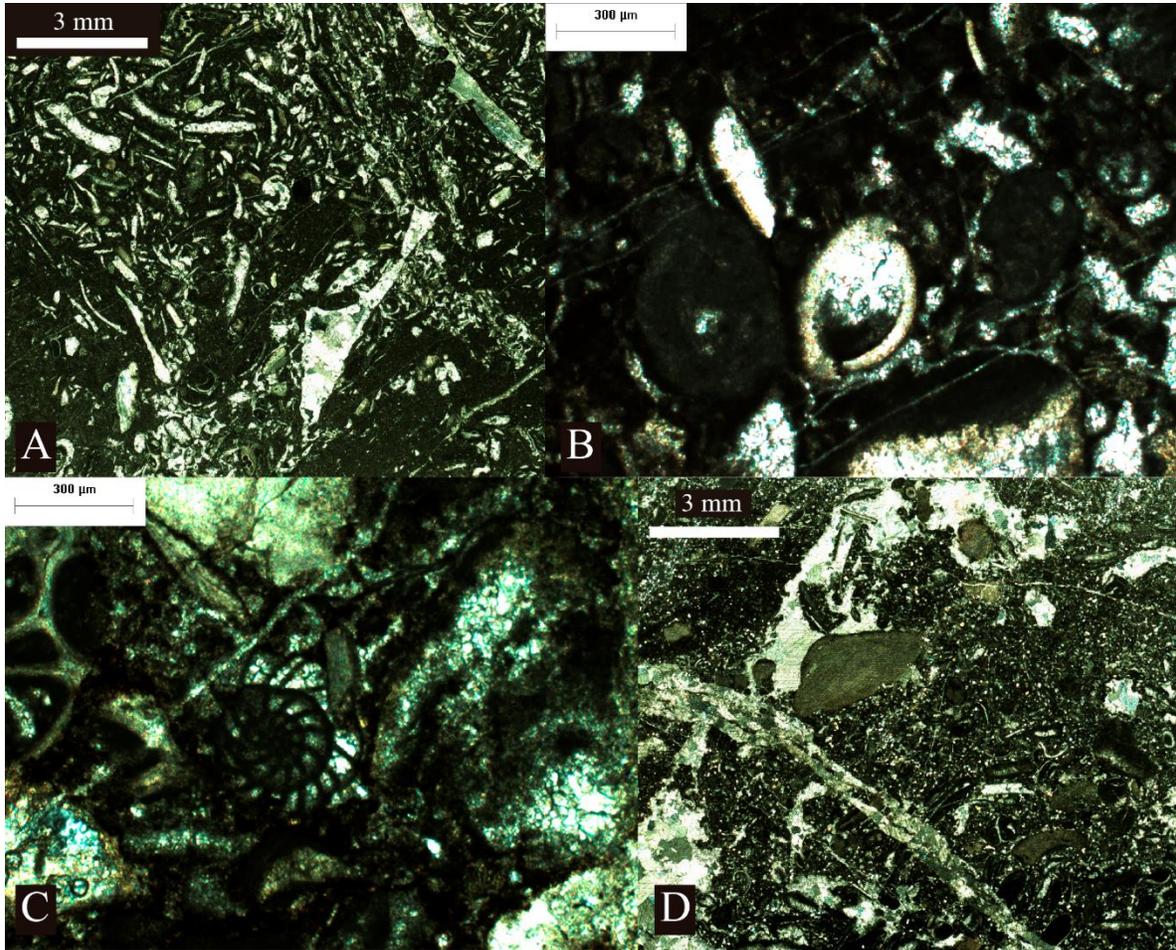


Figura 23. AF5: Grainstone/rudstone y floatstone de fósiles lagunares. a) Muestra LJ 54; b) muestra LJ 56; c) muestra LJ 57 y d) muestra LJ 62, reconstrucción a partir de imágenes a 2x.

AF6. Grainstone de crinoideos y pellets (Fig. 24). A diferencia de la asociación 1, en ésta los fragmentos de crinoideos se encuentran rodeados de pellets/peloides, lo que le da a la muestra una mayor cantidad de lodo micrítico. Se considera como un intermedio entre las asociaciones 1 y 2, pues no contiene tantos crinoideos como la asociación 1, pero tampoco demasiados pellets como la 2. Zona de facies 5: margen arrecifal de la plataforma.

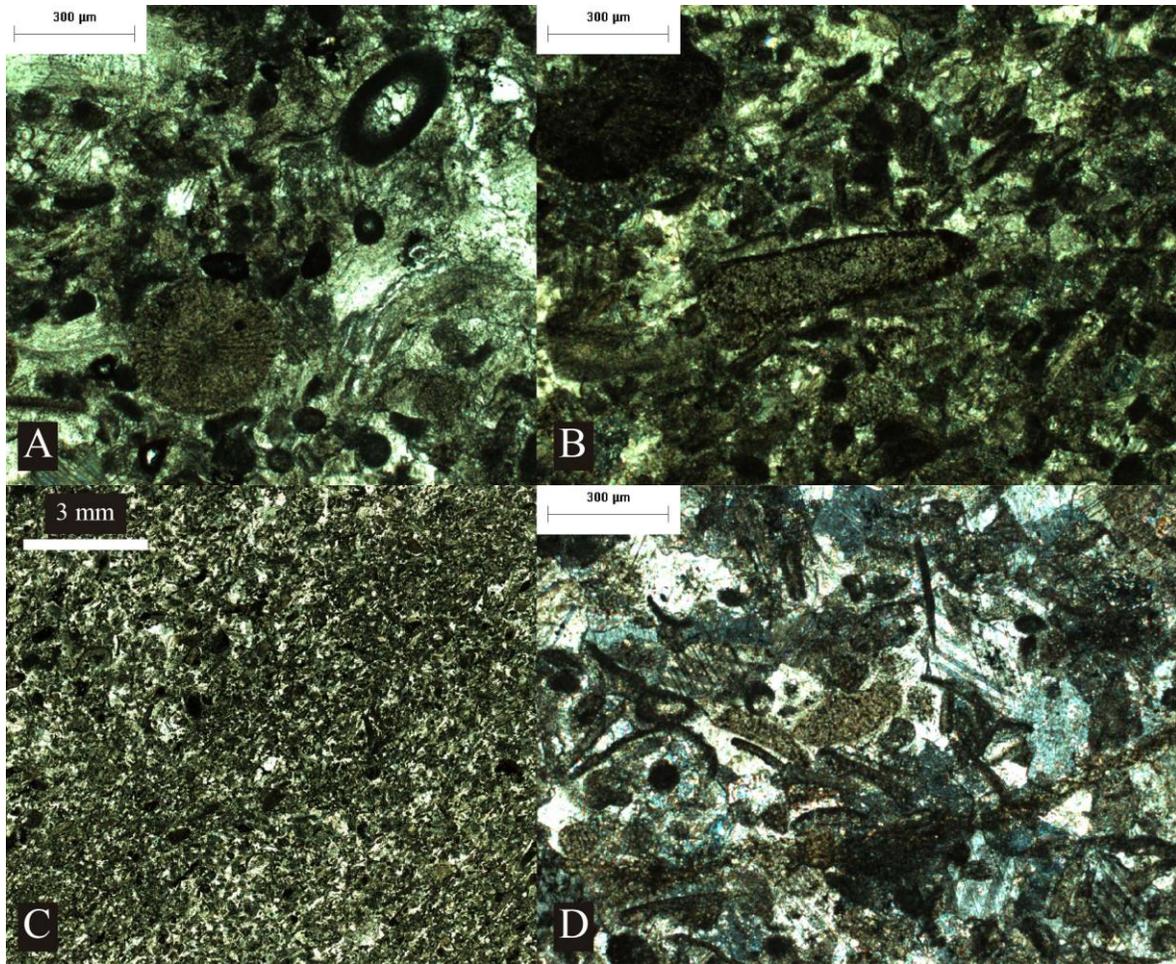


Figura 24. AF6: Packstone/grainstone de crinoideos y pellets. a) Muestra LJ 5; b) muestra LJ 11; c) muestra LJ 11, reconstrucción a partir de imágenes a 2x y d) muestra LJ 12.

AF7. Packstone/grainstone con abundantes foraminíferos bentónicos y algas (Fig. 25).

Algunos de los foraminíferos se ven desgastados y rotos, lo que indica que sufrieron un transporte desde ambientes de alta energía hasta los de baja energía en la laguna con circulación abierta. Zona de facies 7: laguna con circulación abierta.

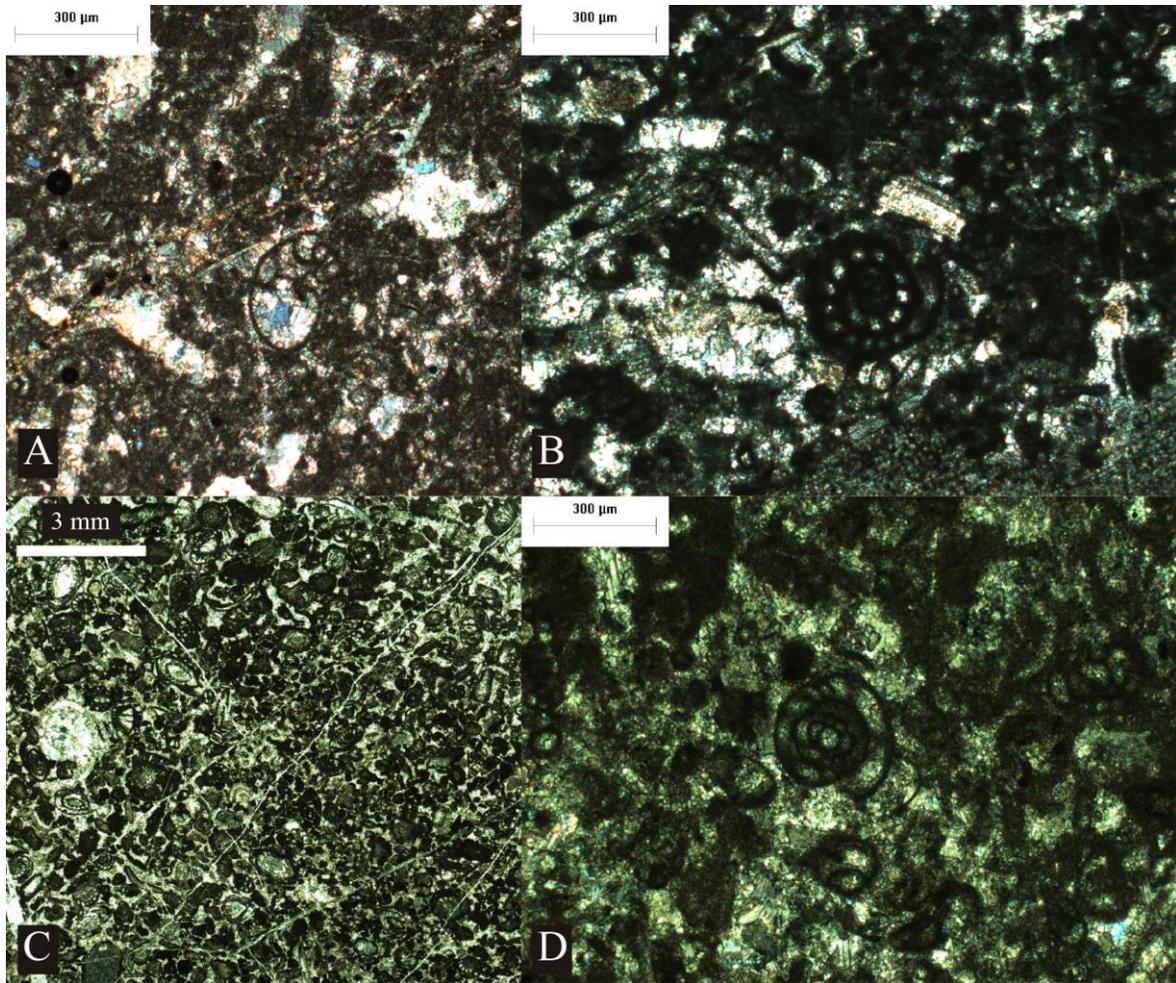


Figura 25. AF7: Packstone/grainstone con abundantes foraminíferos bentónicos y algas. a) Muestra LJ 43B; b) muestra LJ 44; c) muestra LJ 63, reconstrucción a partir de imágenes a 2x y d) muestra LJ 63bis.

AF8. Mudstone/wackestone con escaso contenido fósil (Fig. 26). El mayor porcentaje corresponde a matriz micrítica y sólo se llegan a encontrar algunas espículas de esponja y crinoideos, y de manera esporádica, algunos ostrácodos. Las muestras llegan a presentar alteración por diagénesis de tipo dolomitización y silicificación, aunque no parece ser muy intensa. Se asocia a las microfacies estándar 1 "wackestone/packstone de espículas" por la presencia de espículas de esponja y a la 23 "micrita homogénea no laminada" por las texturas tipo mudstone sin fósiles. Aunque la microfacies estándar SMF-1 es típica de ambientes profundos, Flügel (2010) indica que también es posible hallar este tipo de microfacies en ambientes protegidos someros como la laguna con circulación restringida (FZ 8).

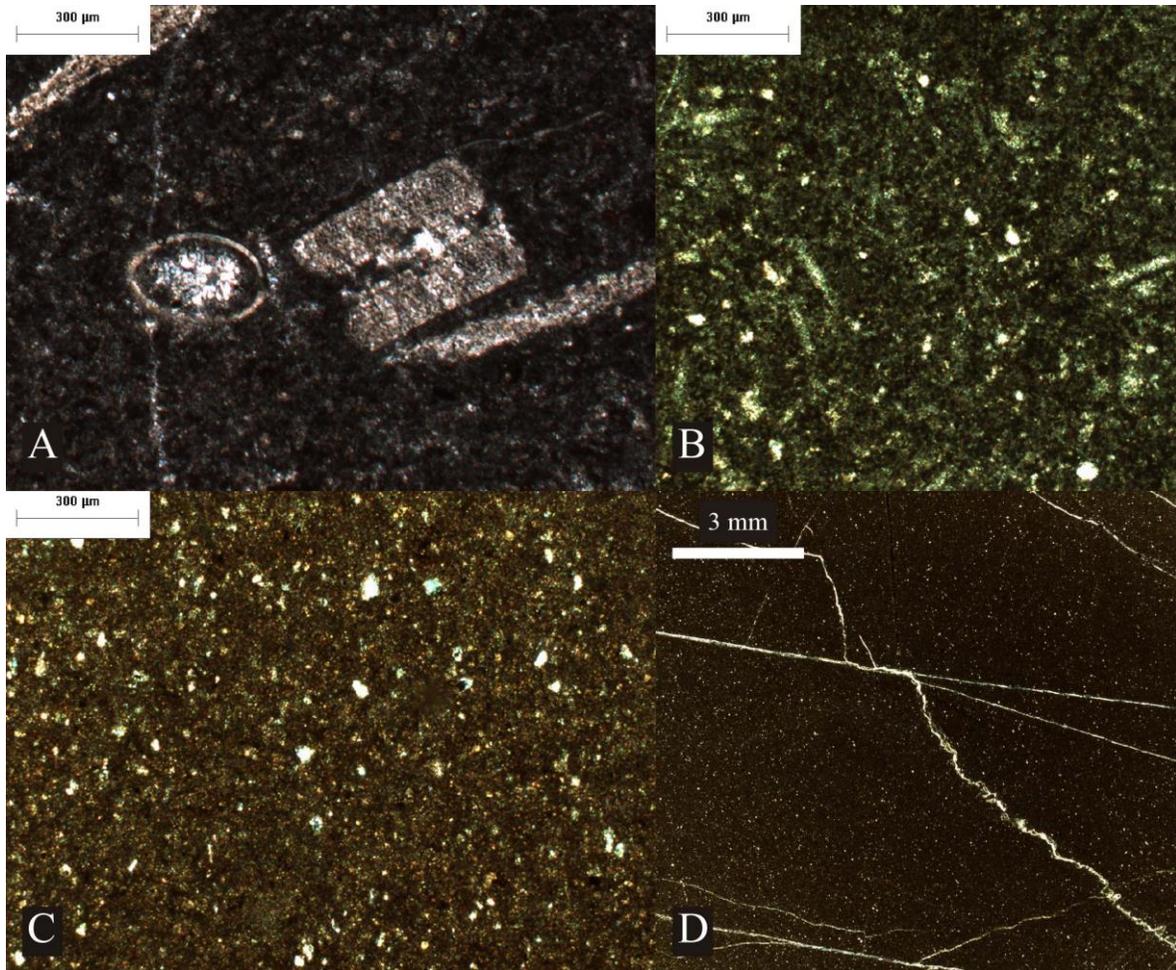


Figura 26. AF8: Mudstone/wackestone con escaso contenido fósil. a) Muestra LJ 51; b) muestra LJ 55; c) muestra LJ 60 y d) muestra LJ 60, reconstrucción a partir de imágenes a 2x.

AF9. Bindstone peloidal laminado (Fig. 27). Esta asociación de facies se asigna a la SMF 16-L por la presencia de láminas micríticas compuestas de peloides de lodo. Además, se pueden encontrar granos de arena traídos por erosión desde el continente, y algunos intraclastos de la misma plataforma. La disposición es en láminas de pelesparita alternadas con láminas de pelmicrita de origen microbiano, con los peloides repartidos homogéneamente en todas las láminas. Zona de facies 8: laguna con circulación restringida.

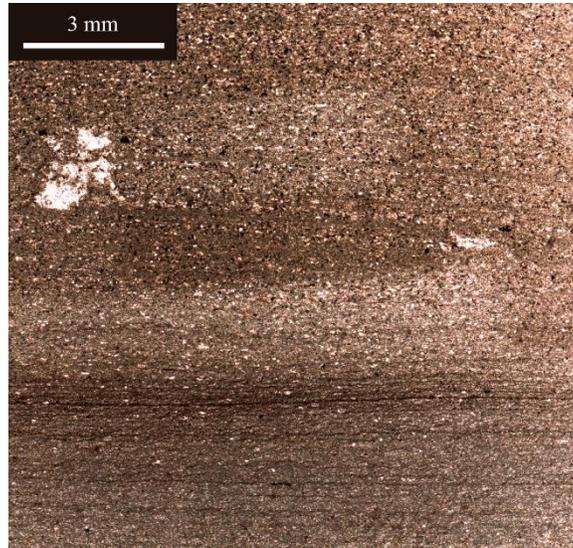


Figura 27. AF9: Bindstone peloidal laminado. Muestra LJ 39; reconstrucción a partir de imágenes a 2x.

7.1.2. Análisis multivariados

7.1.2.1. Análisis de correspondencia (CA)

En la figura 28 se presentan los diagramas de dispersión obtenidos del CA en modo Q que evalúa la distribución de las muestras. En primer lugar, está el gráfico de dispersión obtenido de una matriz binaria de presencia/ausencia con todas las variables a analizar (Fig. 28a; Tabla 2). Se observa un arco más o menos claro, con una forma cóncava hacia abajo; el lado derecho se observa más estirado con una distribución a lo largo del eje horizontal, mientras que el lado izquierdo presenta una mayor compresión, y la distribución es mayor a lo largo del eje vertical. La varianza explicada por los dos primeros ejes es de 37.2%. Después, se realizó el mismo análisis, pero esta vez se eliminaron las variables “crinoideos” y “braquiópodos” por considerarlas poco informativas para definir gradientes; esto debido a que tanto los crinoideos como los braquiópodos resultan ser elementos encontrados en la gran mayoría de las muestras por lo que se consideró que no son buenos indicadores en el discernimiento de un posible gradiente ambiental. En este caso, la forma de arco se sigue conservando y los valores atípicos están más cerca de la nube de puntos (Fig. 28b); la varianza explicada por los dos ejes aumenta a 38%.

El resultado del CA por conteo de puntos vuelve a mostrar el efecto de arco, pero esta vez, el arco presenta una forma cóncava hacia arriba y no es tan claro como en el caso anterior (Figs. 28c y d). En primer lugar, se realizó el análisis tomando en cuenta todas las variables

previamente mencionadas para el conteo de puntos (Tabla 2) y se puede ver un arco más extendido a lo largo del eje horizontal mientras que en el eje vertical hay una menor dispersión de las muestras, excepto por una que presenta valores negativos muy alejados de la nube de puntos (Fig. 28c). Los valores de varianza aumentaron a 45.4%. Después, se procedió a correr el mismo análisis removiendo, además de las variables “crinoideos” y “braquiópodos”, la variable “esqueletal indeterminado” (Figura 28d). Esta última se eliminó del análisis puesto que no es informativa, es material presente en las muestras que no pudo ser asignado a ninguna categoría taxonómica.

El resultado fue una mayor compresión de los puntos en el lado izquierdo, con coordenadas muy cercanas al origen, con sólo tres datos en el flanco derecho muy dispersos unos de otros en el eje X y muy cercanos a 0 en el eje Y, aunque aún se conservaba la forma de arco hacia arriba vista en la figura 27c. La varianza explicada, después de la remoción de los elementos poco informativos, subió a 49.3%. Estos diagramas de dispersión muestran que, efectivamente, hay un gradiente inherente a los datos que está causando la distribución de los elementos de esa manera (Hennebert y Lees 1991).

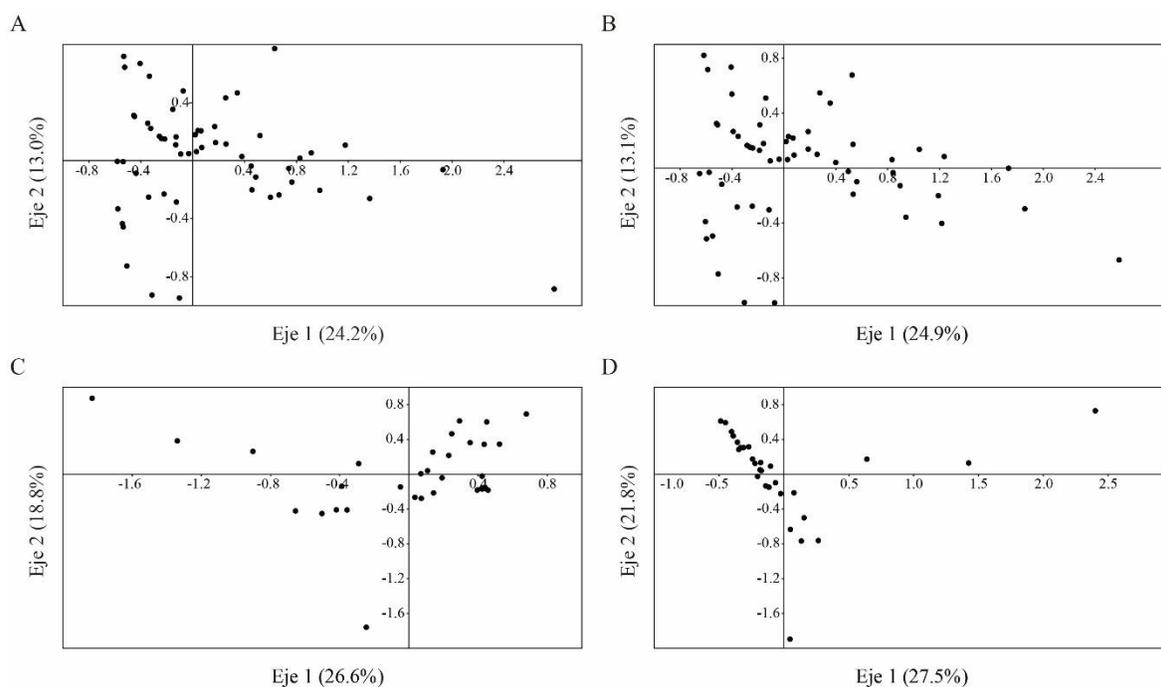


Figura 28. Diagramas de dispersión obtenidos por análisis de correspondencia en modo Q. (a) y (b), CA obtenido a partir de una matriz binaria de presencia/ausencia. En (a) se consideran todas las variables; en (b) se han eliminado las variables “braquiópodos” y “crinoideos”. (c) y (d), CA obtenido a partir de una matriz de conteo de puntos. En (c) se consideran todas las variables; en (d) se han eliminado las variables “esqueletal indeterminado”, “braquiópodos” y “crinoideos”.

Por otra parte, en la figura 29 se muestra el resultado obtenido del CA en modo R, es decir, aquél que evalúa la distribución de las variables con base en su ocurrencia en cada una de las muestras. En los diagramas obtenidos por matriz presencia/ausencia, ya sea ocupando todas las variables originales (Fig. 29a), o bien, eliminando los componentes “braquiópodos” y “crinoideos” (Fig. 29b), se observa que en ambos casos no hay diferencias sustanciales: las variables de textura lodosoportada, laminación y espículas de esponja se ubican en el extremo derecho, mientras que los ooides de tipo radial, los trilobites, gasterópodos y oncoides, se sitúan del lado izquierdo. Cuando se grafica el CA obtenido por una matriz de conteo de puntos, la posición cambia con respecto a la matriz binaria. Si se compara el diagrama resultante de utilizar todas las variables (Fig. 29c) con el diagrama donde se han eliminado las variables “esqueletal indeterminado”, “braquiópodos” y “crinoideos” (Fig. 29d), se ve que ambas son imágenes especulares a lo largo del eje 1: sag tiene un valor aproximado a 0.8 en la figura 29c, pero cercano a -0.8 en la figura 29d.

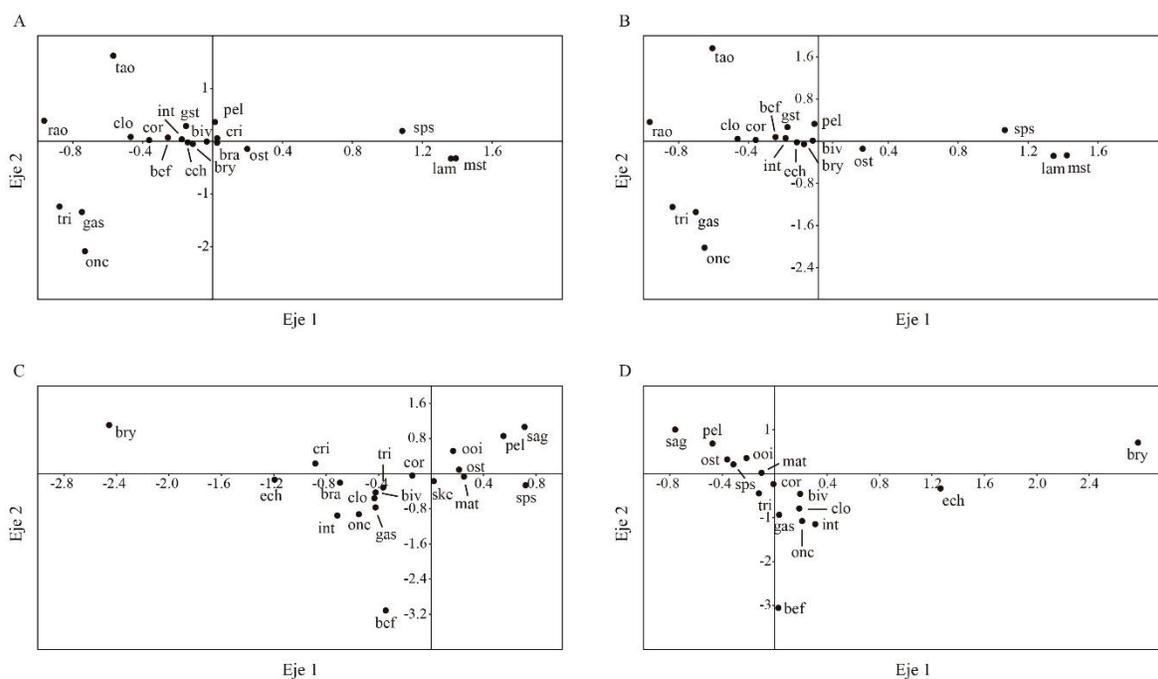


Figura 29. Diagramas de dispersión obtenidos por análisis de correspondencia en modo R. (a) y (b), CA obtenido a partir de una matriz binaria de presencia/ausencia. En (a) se consideran todas las variables; en (b) se han eliminado las variables “braquiópodos” y “crinoideos”. (c) y (d), CA obtenido a partir de una matriz de conteo de puntos. En (c) se consideran todas las variables; en (d) se han eliminado las variables “esqueletal indeterminado”, “braquiópodos” y “crinoideos”.

Una forma de poder apreciar la presencia de gradientes entre los componentes es graficando los porcentajes de cada componente o variable como una función de la coordenada en el

primer eje, generándose así un gráfico que se conoce como de relevos (Hennebert y Lees 1991). El objetivo del gráfico de relevos es mostrar la secuencia de las curvas de respuesta unimodales a lo largo del gradiente; se grafican las abundancias de cada variable en las diferentes muestras. El gráfico de relevos está compuesto por una serie de diagramas por columna (variable); los diagramas se ordenan de acuerdo con la posición presente en el primer eje de correspondencia (Hammer 2016).

El gráfico de relevos revelará entonces las variables ordenadas de acuerdo con sus posiciones a lo largo de los gradientes, y para cada variable idealmente debería mostrar un pico unimodal que se solaparía parcialmente con el pico de la siguiente variable a lo largo del gradiente, en el caso en que el CA se haya trabajado mediante una matriz de conteos. Si el origen de los datos fue una matriz de presencia/ausencia, el gráfico de relevos sólo mostrará una línea que indica la presencia de la variable en la muestra, o si ésta no se presenta, no se grafica.

Este mismo gráfico, debido a la heterogeneidad de los datos, los convierte en un índice de relevo (RI). Este índice es un rescalamiento de los valores de las muestras, que toma el valor mínimo como 0 y el máximo como 100, lo que permite expresar en un solo valor la posición de la muestra en el relevo, esto con el fin de hacer más entendible la expresión de los gradientes (Hennebert y Lees 1991).

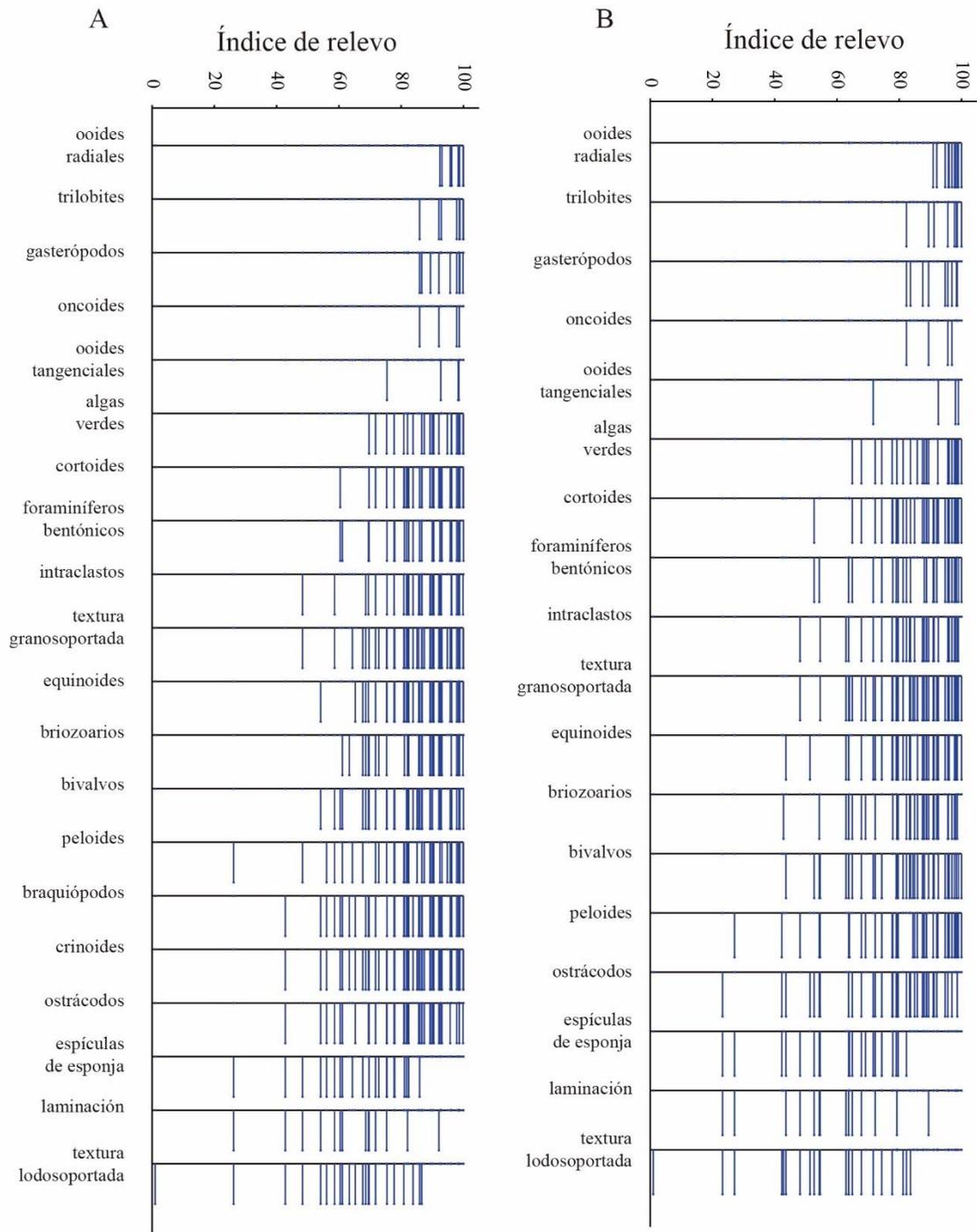


Figura 30. Gráficas de relevos obtenidas a partir de una matriz binaria de presencia/ausencia, con los elementos originales (a) y después de remover los elementos “braquiópodos” y “crinoideos” (b).

Estudiando los diagramas de dispersión obtenidos por CA (Figs. 29a, b) junto con los diagramas de relevo obtenidos a partir de una matriz binaria (Fig. 30), se puede observar la presencia de un gradiente que va desde un extremo donde son muy abundantes componentes

como los ooides radiales, los trilobites, los gasterópodos y oncoides con valores de RI mayores a 80, hasta el otro extremo donde la presencia de texturas laminadas, junto con espículas de esponja y texturas ricas en lodo son las presentes, con valores de RI menores a 50, aunque es claro que la mayor cantidad de datos está ubicada hacia el lado derecho, con RI's mayores a 50. A partir de esto es posible inferir un gradiente de tipo energético, cuyo extremo derecho está dominado por elementos de ambientes donde el oleaje es mayor, hasta el extremo izquierdo, donde se observan condiciones más tranquilas; este gradiente es más claro en el gráfico de relevo generado cuando se han eliminado las variables poco informativas (braquiópodos y crinoideos). El gradiente energético observado no necesariamente indica un transecto de tipo costa-mar abierto, pues como se sabe, hay ambientes cercanos a la costa donde la energía del medio es baja, como es el caso de la laguna con circulación restringida.

En la figura 31 se presentan las gráficas de relevos a partir del análisis de conteo de puntos. El patrón de relevo no es tan obvio como en el caso en el que se utilizó una matriz binaria (Fig. 30). Cuando se contemplan todas las variables (Fig. 31a), hay un relevo más o menos claro que corre de manera continua desde el extremo izquierdo -con elementos como las espículas de esponja, los granos de arena, los peloides y la matriz, con sus picos de valores de RI (unimodal peaks) menores a 20-, hasta el extremo derecho -cuyos elementos están poco representados en las muestras, con picos unimodales de entre 40 y 60 de RI, como los gasterópodos, algas verdes, oncoides, braquiópodos e intraclastos-. Más hacia la derecha, y con una distribución bastante dispersa se ubican los crinoideos, equinoideos y briozoarios, con valores máximos de RI mayores a 60. El gradiente interpretado es uno de tipo costa-mar abierto, es decir, que los elementos más cercanos a la costa (espículas de esponja, granos de arena, peloides y matriz) se ubican a la izquierda del gráfico, mientras que los elementos más alejados (oncoides, braquiópodos, intraclastos, crinoideos, entre otros), se ubican hacia la derecha.

Tradicionalmente, se ha considerado que los crinoideos se los puede encontrar en el margen de la plataforma. No obstante, en las muestras de esta sección se los ubica en prácticamente todos los ambientes interpretados. Debido a eso, se decidió correr un relevo eliminando esta variable, así como la de "braquiópodos" y "esqueletal indeterminado" (Fig. 31b). Cuando se

eliminan estas variables, el patrón de relevo resulta ser menos claro que cuando no se eliminan. Esto se explica por el hecho de que las variables eliminadas presentan un alto porcentaje en la gran mayoría de las muestras, y sólo se dejan variables que tienen muy poca representación como es el caso de los granos de arena, los foraminíferos bentónicos o los gasterópodos, entre otras.

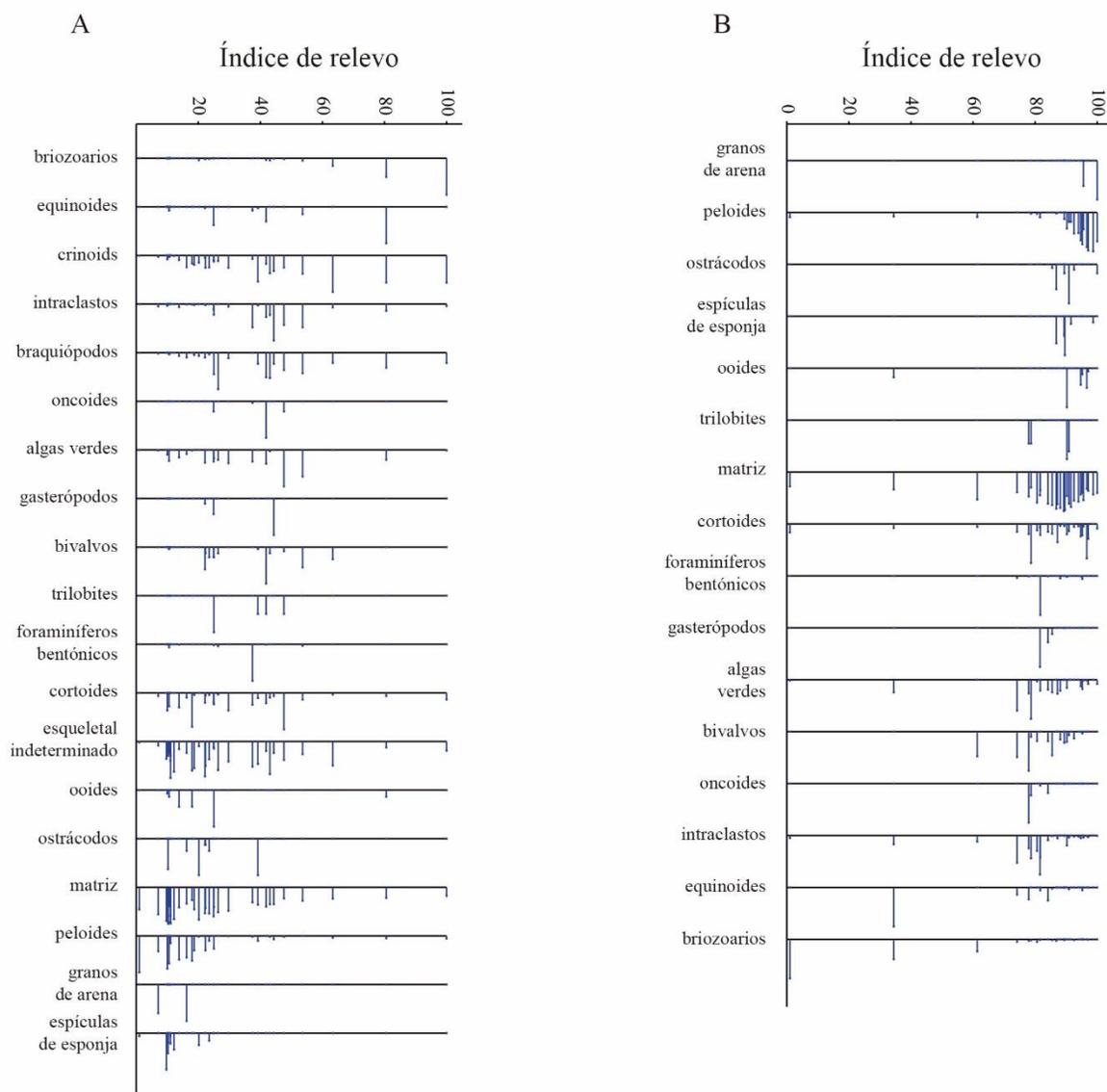


Figura 31. Gráficas de relevos obtenidas a partir de una matriz de conteo de puntos, con los elementos originales (A) y después de remover los elementos “esqueletal indeterminado”, “braquiópodos” y “crinoideos” (B).

7.1.2.2. Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

En la figura 32 se muestran los diagramas obtenidos por el DCA modo R tanto de una matriz binaria de presencia/ausencia como de una matriz de conteo de puntos. Los eigenvalores

obtenidos de la matriz binaria fueron de 0.25 para el primer eje y 0.13 para el segundo eje de ordenación; en el caso de la matriz de conteo de puntos, los valores fueron de 0.31 para el primer eje y 0.14 para el segundo eje. Es decir que juntos, los dos primeros ejes explican 38% de la varianza total para el caso de la matriz binaria y 45% de la varianza total para el caso de la matriz de conteo de puntos.

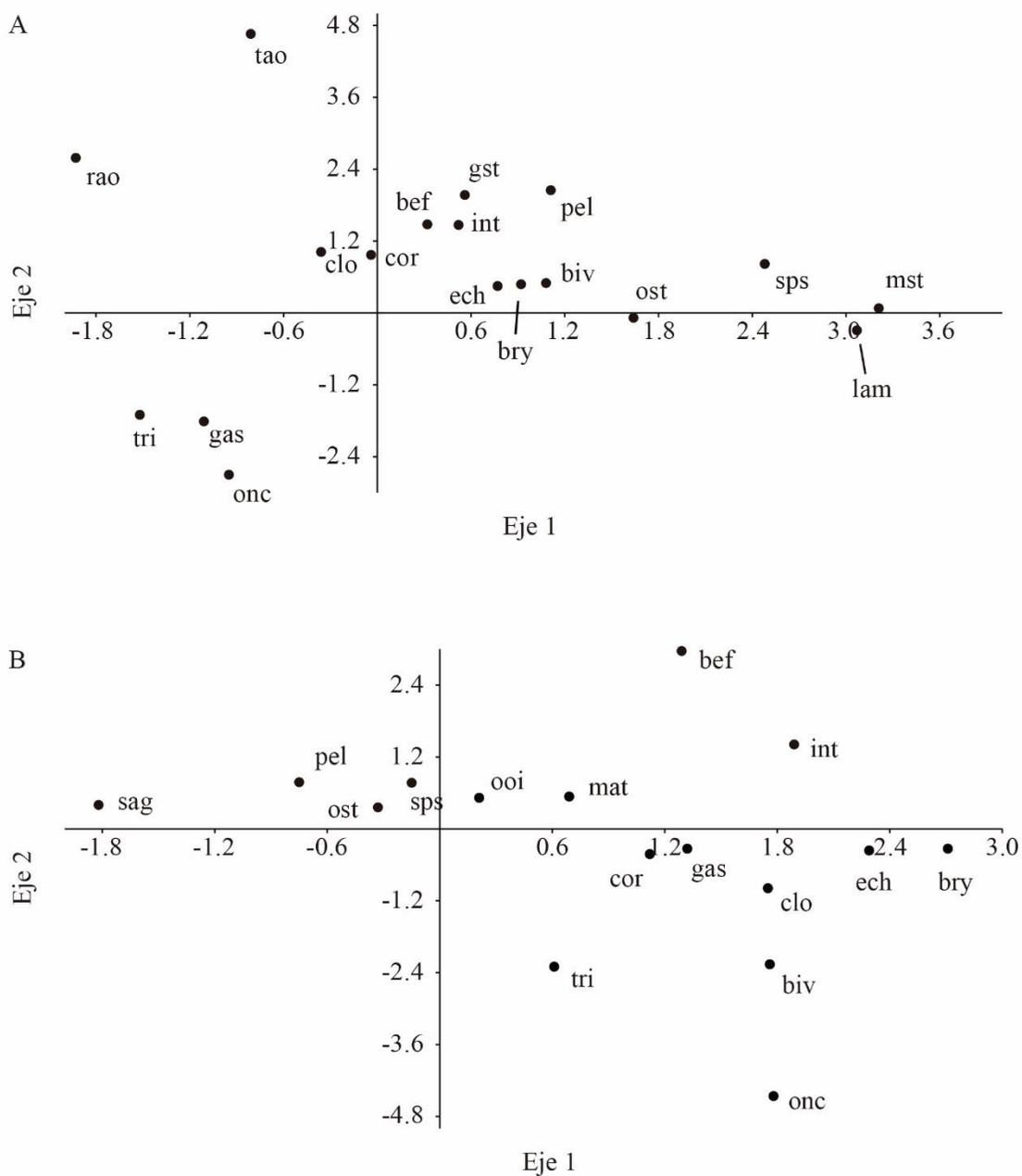


Figura 32. DCA modo R obtenido de una matriz binaria de presencia/ausencia (A) y de una matriz de conteo de puntos (B). En (A) se observa un patrón en el que los elementos que representan un menor nivel energético se encuentran hacia la derecha del eje horizontal, mientras que los elementos típicos de un nivel mayor de

energía, hacia la izquierda. En (B) las variables no parecen mostrar ningún gradiente ambiental aparente que controle la distribución de los elementos.

En el caso del análisis obtenido de la matriz binaria, se observan valores positivos para el eje horizontal, con características que son comunes encontrarlas en ambientes tranquilos de menor energía del oleaje: la presencia de laminación, textura lodosoportada y de espículas de esponja. Asimismo, con valores negativos se observan elementos característicos de ambientes con un mayor nivel energético como son los ooides (tao, rao), las algas verdes (clo), los trilobites (tri), gasterópodos (gas), oncoides (onc) y cortoides (cor). De esta manera, es posible explicar el primer eje de ordenación como un gradiente de nivel energético, donde los valores más positivos dan cuenta de un ambiente más tranquilo con menor nivel de energía del oleaje, en tanto que los valores negativos indican un ambiente más energético.

Para el DCA obtenido de una matriz de conteo de puntos (Fig. 32b), la distribución de las variables en este espacio no permitió observar un gradiente ambiental claro, aunque podría llegar a interpretarse uno de tipo costa a mar abierto (onshore-offshore) que se expresa a lo largo del eje 1. En éste, se puede ver que las características que definen a un ambiente más cercano a la costa se ubican del lado izquierdo del diagrama (granos de arena, peloides, ostrácodos y espículas). Las espículas de esponja, aunque se considera representan elementos encontrados en ambientes tranquilos de cuenca, también es posible hallarlas en áreas cercanas a la costa como las lagunas de circulación restringida. Conforme uno se desplaza a la derecha del diagrama, hay una composición más parecida a ambientes más alejados de la costa, con un aumento tenue en la profundización (oncoides, cortoides, intraclastos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y briozoarios); no obstante, hay elementos que cabría esperar que se ubicaran más hacia los lados opuestos del eje de ordenación: las algas verdes más hacia la izquierda (más cercanas a la costa) y los ooides más hacia la derecha (más cercanos a un banco de ooides o a la zona del margen arrecifal).

7.1.3. Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno

En la tabla 3 se muestran los resultados obtenidos a partir del análisis de isótopos estables de ^{13}C y ^{18}O , mientras que en la figura 33 se presentan las curvas de variación de ambos isótopos comparadas con el registro estratigráfico.

Tabla 3. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras obtenidas de la sección La Joya, Sierra Agua Verde, Sonora, México.

<i>Muestra</i>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰)	<i>Muestra</i>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰)
<i>LJ 2</i>	3.50	-9.14	<i>LJ 37</i>	-0.04	-9.86
<i>LJ 3</i>	2.33	-6.92	<i>LJ 38</i>	0.44	-7.81
<i>LJ 4</i>	3.00	-9.29	<i>LJ 39</i>	-0.47	-9.96
<i>LJ 5</i>	3.69	-15.22	<i>LJ 40</i>	0.39	-10.96
<i>LJ 6</i>	3.03	-14.50	<i>LJ 41</i>	-1.48	-12.73
<i>LJ 7</i>	1.79	-9.04	<i>LJ 42</i>	-1.75	-13.40
<i>LJ 8</i>	2.53	-9.97	<i>LJ 43B</i>	-1.22	-11.97
<i>LJ 11</i>	2.17	-6.66	<i>LJ 44</i>	-0.61	-11.59
<i>LJ 12</i>	1.95	-7.38	<i>LJ 44B</i>	-1.43	-10.00
<i>LJ 13</i>	1.57	-8.36	<i>LJ 45</i>	-1.47	-10.31
<i>LJ 14</i>	1.84	-8.25	<i>LJ 47</i>	1.20	-8.40
<i>LJ 15</i>	2.46	-5.89	<i>LJ 48</i>	0.67	-7.80
<i>LJ 16</i>	-1.49	-8.42	<i>LJ 49</i>	0.30	-5.67
<i>LJ 21</i>	1.83	-6.43	<i>LJ 50</i>	-1.00	-10.67
<i>LJ 24</i>	-2.85	-7.89	<i>LJ 52</i>	-1.41	-8.21
<i>LJ 25</i>	2.52	-6.11	<i>LJ 53</i>	-1.14	-5.99
<i>LJ 26</i>	2.16	-5.88	<i>LJ 54</i>	-1.96	-9.57
<i>LJ 27</i>	2.56	-7.38	<i>LJ 55</i>	-2.04	-7.17
<i>LJ 29</i>	2.27	-9.30	<i>LJ 56</i>	-1.68	-9.20
<i>LJ 30</i>	3.25	-9.64	<i>LJ 57</i>	-0.54	-8.66
<i>LJ 31</i>	1.28	-7.79	<i>LJ 59</i>	-0.78	-9.82
<i>LJ 32</i>	1.84	-7.07	<i>LJ 60</i>	1.48	-4.26
<i>LJ 33</i>	0.71	-5.75	<i>LJ 61</i>	0.11	-10.25
<i>LJ 34</i>	1.35	-7.08	<i>LJ</i>	0.07	-7.19
			<i>63bis</i>		
<i>LJ 35</i>	1.27	-7.31	<i>LJ 64</i>	1.32	-6.40
<i>LJ 36</i>	1.07	-6.41			

Se observa que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son extremadamente bajos: de -15.2‰ a -4.3‰ (Tabla 3) y corresponden a los registrados en la lluvia o la nieve (Albarède 2009; fig. 9). Esto indica que la señal de oxígeno puede estar alterada por diagénesis. El ^{13}C , no obstante, es más resistente a la diagénesis y, por tanto, un indicador más confiable de las condiciones de depósito. Si bien la señal de $\delta^{18}\text{O}$ está alterada y no puede ser comparada con otras localidades de la misma edad, se presupone que la diagénesis debió afectar de una manera similar a todos los estratos de la sección, así que las tendencias en los patrones de excursiones del oxígeno

no debieron verse afectadas y fueron usadas para obtener algunas interpretaciones, las cuales, no obstante, fueron tomadas con cautela.

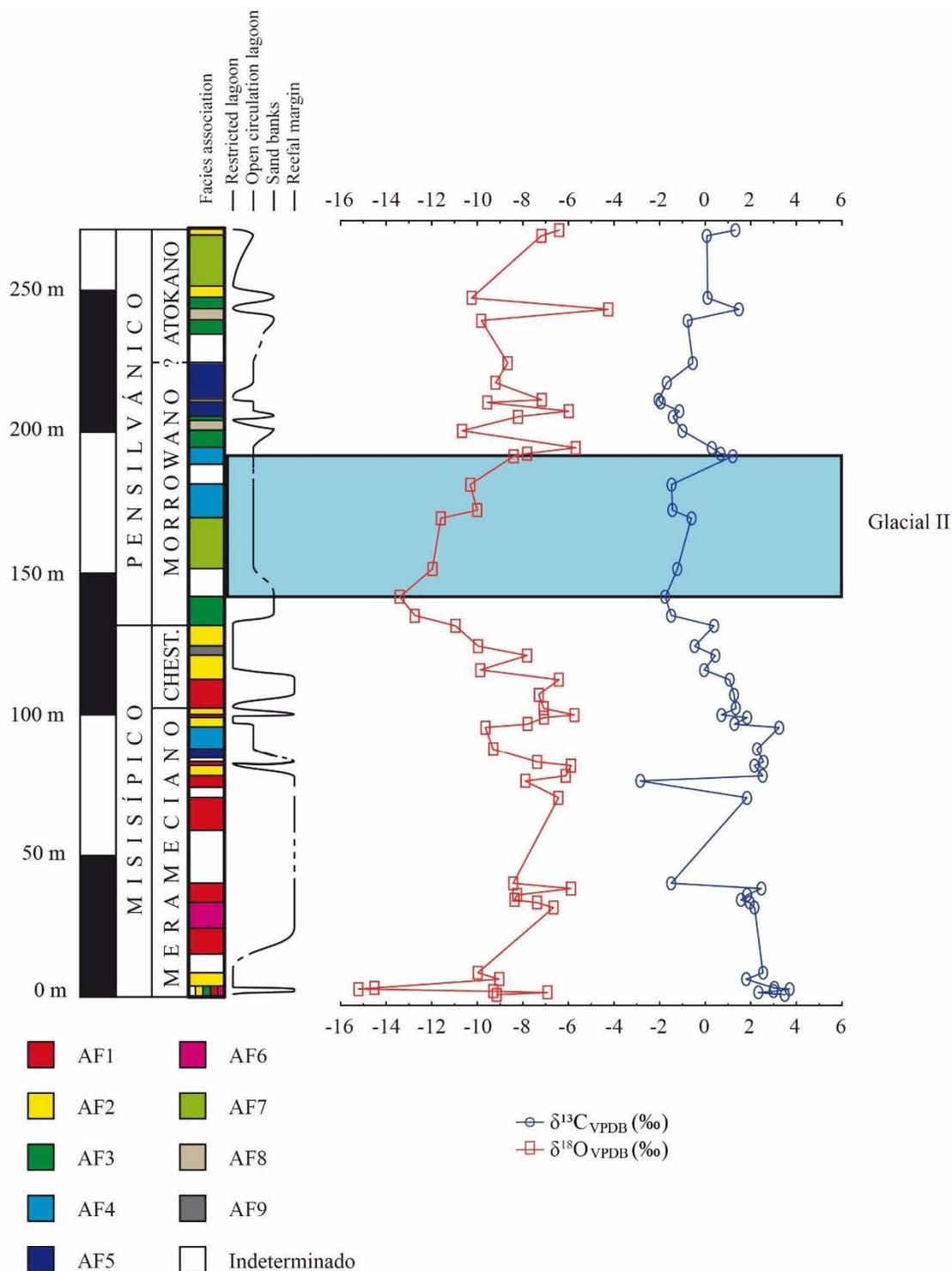


Figura 33. Distribución vertical isotópica de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ en la sección La Joya, Sierra Agua Verde, Sonora en comparación con las asociaciones de facies y curva paleobatimétrica.

La curva de $\delta^{13}\text{C}$ presenta valores mayormente positivos durante el Merameciano (Misisípico Medio), excepto por dos picos muy negativos en los estratos muestreados LJ 16 (-1.63‰) y LJ 24 (-1.95‰). Después, los valores se vuelven positivos desde finales del Merameciano alcanzando valores máximos de hasta 3.25‰ en el estrato LJ 30, un poco antes del límite Merameciano-Chesteriano. Durante el Chesteriano (Misisípico), los valores disminuyen variando entre 1.35‰ y -0.47‰. El límite Misisípico-Pensilvánico se encuentra en el estrato LJ 40. En el cambio de LJ 40 a LJ 41 se observa una caída en el $\delta^{13}\text{C}$ de 0.39 a -1.48‰. A partir de aquí, los valores se mantienen negativos a lo largo de todo el Morrowano (entre -0.61 y -1.75‰), excepto por un pico en el estrato LJ 47 con un valor de 1.2‰ que se continúa con una disminución hasta -2.04‰ en el estrato LJ 55, casi al final del posible límite entre el Morrowano y el Atokano. Desde este punto, los valores comienzan a subir y se observa un pico positivo en lo que parecen ser ya estratos del Atokano, específicamente en el estrato LJ 60 ($\delta^{13}\text{C}=1.48‰$), para no volver a disminuir a valores cercanos a 0 hasta el final de la sección que remonta a 1.32‰ en el estrato LJ 64.

7.1.4. Análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X

Los resultados obtenidos a partir del análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) se resumen en la tabla 4, donde se observan los porcentajes de cada uno de los elementos mayores en óxidos. El valor total se acerca a un 100%. En promedio, el compuesto más abundante es el óxido de calcio (CaO) con un 50.29%, seguido del sílice (SiO_2) con 7.34%, óxido de magnesio (MgO) con 1.32%, óxido de hierro (Fe_2O_3) con 0.32% y el óxido de aluminio (Al_2O_3) con 0.30%. El valor de PC indica el porcentaje de pérdida por calcinación.

Tabla 4. Porcentajes de los elementos mayores encontrados en muestras de roca de la sección La Joya, SAV. Los valores por debajo del límite de detección se simbolizan con el signo <; PC se refiere a la pérdida por calcinación.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PC	Total
Muestra	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
LJ 2	2.76	0.03	0.23	0.19	0.00	3.53	50.41	<0.002	0.05	0.03	42.18	99.40
LJ 4	0.77	0.04	0.00	0.17	0.01	1.65	53.94	<0.002	0.02	0.04	42.77	99.40
LJ 6	0.74	0.03	0.00	0.14	0.01	0.37	55.62	<0.002	0.02	0.01	42.48	99.40
LJ 7	0.58	0.05	0.05	0.18	0.00	0.33	56.13	<0.002	0.05	0.01	42.02	99.40
LJ 11	0.67	0.04	0.06	0.54	0.01	0.33	54.67	<0.002	0.03	0.07	42.98	99.40
LJ 12	0.49	0.05	0.07	0.20	0.01	0.29	55.64	<0.002	0.03	0.03	42.61	99.40
LJ 14	1.52	0.04	0.19	0.51	0.01	0.31	54.86	<0.002	0.08	0.03	41.85	99.40
LJ 16	2.22	0.06	0.28	0.34	0.01	0.26	54.72	<0.002	0.11	0.05	41.36	99.40
LJ 21	61.03	0.03	0.02	0.10	0.00	0.13	21.53	<0.002	0.02	0.54	16.04	99.42
LJ 24	15.47	0.26	2.22	0.99	0.01	0.56	44.47	<0.002	0.68	0.25	34.49	99.40
LJ 27	6.31	0.03	0.00	0.15	0.00	0.66	52.08	<0.002	0.02	0.13	40.02	99.40
LJ 29	3.05	0.05	0.02	0.14	0.01	0.37	54.30	<0.002	0.03	0.37	41.06	99.40
LJ 30	18.74	0.07	0.94	0.46	0.01	0.56	43.76	<0.002	0.31	0.05	34.51	99.40
LJ 32	13.51	0.13	0.55	0.18	0.01	0.35	47.70	<0.002	0.21	0.06	36.70	99.40
LJ 34	7.62	0.11	0.37	0.15	0.01	0.30	51.42	<0.002	0.15	0.17	39.09	99.40
LJ 36	1.41	0.03	0.04	0.13	0.01	0.29	55.36	<0.002	0.04	0.17	41.91	99.40
LJ 38	1.06	0.04	0.00	0.20	0.01	0.26	55.48	<0.002	0.03	0.12	42.20	99.40
LJ 40	7.82	0.07	0.23	0.20	0.01	0.27	51.74	<0.002	0.09	0.06	38.92	99.40
LJ 41	1.59	0.03	0.00	0.22	0.01	0.37	54.84	<0.002	0.03	0.04	42.28	99.40
LJ 42	0.63	0.03	0.12	0.18	0.00	0.24	55.98	<0.002	0.00	0.03	42.19	99.40
LJ 44	1.77	0.04	0.06	0.15	0.00	0.38	54.81	<0.002	0.04	0.03	42.11	99.40
LJ 45	1.67	0.03	0.03	0.20	0.01	1.04	54.05	<0.002	0.00	0.04	42.34	99.40
LJ 48	1.28	0.05	0.04	0.30	0.00	7.20	46.68	<0.002	0.01	0.20	43.65	99.40
LJ 50	4.75	0.04	0.00	0.13	0.00	0.37	53.15	<0.002	0.00	0.15	40.82	99.40
LJ 52	2.41	0.02	0.03	0.14	0.00	0.35	54.40	<0.002	0.00	0.13	41.92	99.40
LJ 54	5.49	0.03	0.02	0.16	0.01	0.39	52.58	<0.002	0.04	0.05	40.63	99.40
LJ 55	14.80	0.08	0.73	1.36	0.01	5.14	40.33	<0.002	0.25	0.19	36.52	99.40
LJ 57	14.86	0.10	0.54	0.49	0.01	2.42	44.12	<0.002	0.16	0.16	36.55	99.40
LJ 60	30.08	0.20	2.38	1.46	0.01	11.49	22.53	<0.002	0.69	0.55	30.02	99.40
LJ 63bis	2.17	0.04	0.00	0.14	0.00	0.38	55.63	<0.002	0.01	0.02	41.02	99.40
LJ 64	0.23	0.03	0.00	0.11	0.00	0.44	56.11	<0.002	0.00	0.02	42.47	99.40
Promedio	7.34	0.06	0.30	0.32	0.01	1.32	50.29	<0.002	0.10	0.12	39.54	99.40

Elementos que son muy comunes en los minerales silicatados provenientes de la corteza continental como el silicio, aluminio, magnesio, hierro y titanio, presentan una baja abundancia (muy cercana a 0%) en la mayoría de las muestras de SAV (Fig. 34), aunque en algunas se observa un aumento en la abundancia, quizás debido a la ocurrencia de dolomitización y/o silicificación. Una vez identificados estos aumentos, se procedió a revisar la petrografía de las muestras con contenidos superiores al 10% de tales elementos para corroborar si hubo alguna alteración por diagénesis (Tabla 4). Siete de las muestras se encontraron en este rango, y tenían una alteración de alta a muy baja, aunque la facies de depósito no se vio alterada por la silicificación. Una de las muestras (LJ 32) era abundante en cristales de cuarzo, los que se interpretan como evidencia de erosión continental; otra de las muestras (LJ 30) no presentaba cristales de cuarzo, pero sí era abundante en espículas de esponja, lo que explica su alto contenido en sílice. La muestra LJ 21 fue la que presentó el

mayor contenido de sílice (61.03%) y en petrografía, la muestra contenía alta silicificación rellenando la porosidad interpartícula, sin verse afectada la facies de depósito.

Para el caso del MgO, los valores en la mayoría de las muestras son de menos de 1 (Tabla 6), excepto en siete muestras (Fig. 34). El análisis petrográfico indica que en estas muestras se encuentran algunos cristales muy dispersos de dolomita (1.04% a 7.2% en peso de MgO), exceptuando en LJ 60, donde ya se observa una dolomitización, aunque no muy intensa (11.5% en peso de MgO).

Para el Al₂O₃, sólo las muestras LJ 24 y LJ 60 presentaron valores por encima de 1% (2.2% y 2.4%, respectivamente), mientras que, para el Fe₂O₃, las muestras LJ 55 y LJ 60 obtuvieron valores de 1.36% y 1.46%, respectivamente. El resto de los elementos tuvieron mediciones por debajo de 1%.

Cabe indicar que estos valores no han sido corregidos por efecto de dilución, es decir, que como la unidad de medida está dada en % y el total debe ser 100, cuando uno de los elementos disminuye en abundancia relativa, esto hace que los otros aumenten proporcionalmente (Cardenas et al. 1996), pero esto no necesariamente indica un mayor ingreso de tales elementos a la plataforma.

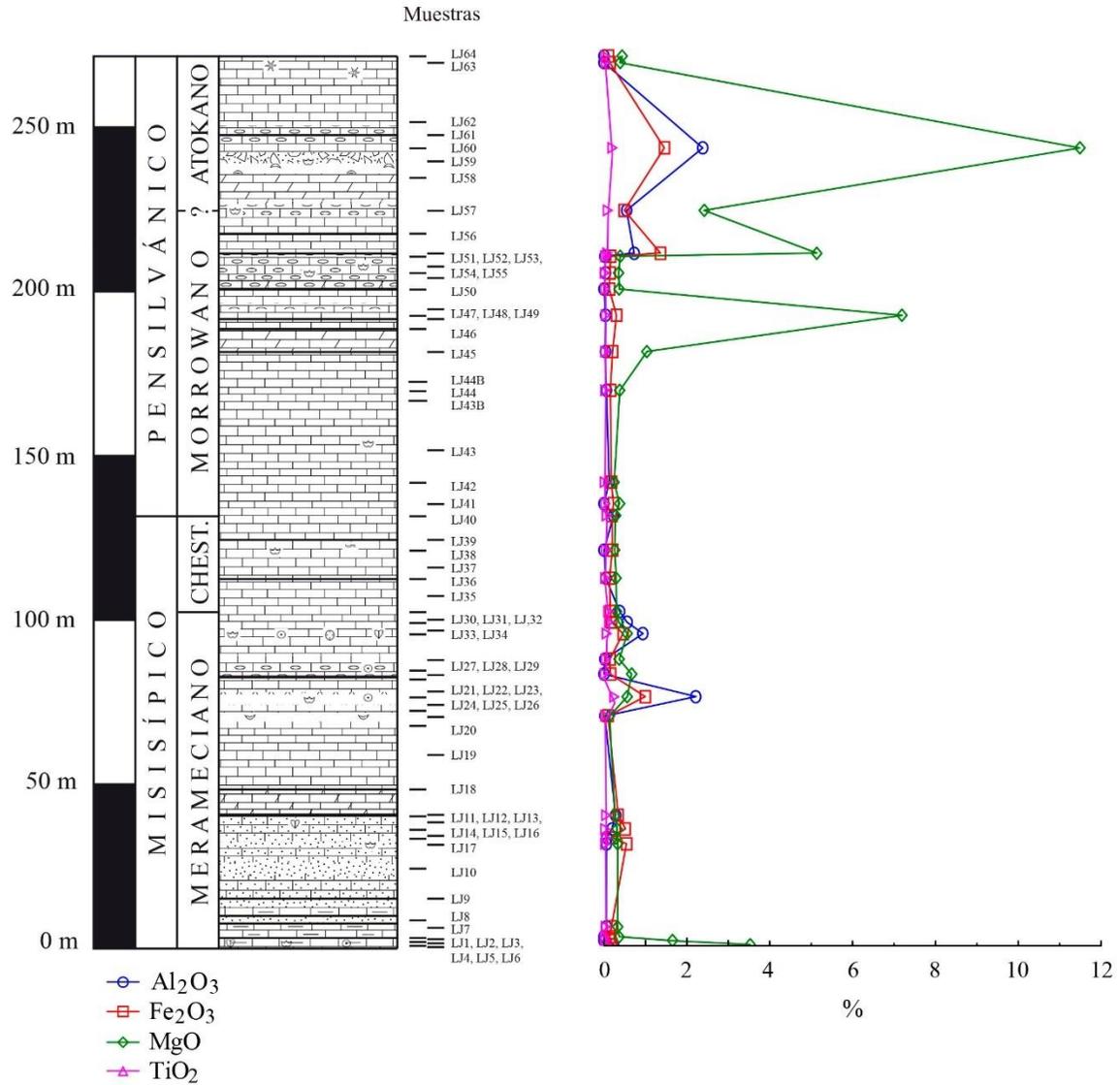


Figura 34. Curvas de variación del porcentaje de Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y TiO₂ en muestras seleccionadas de la sección La Joya, SAV.

Este efecto de dilución se puede ver más claramente cuando se compara la curva de abundancia del óxido de silicio con la de calcio (Fig. 35). Se puede observar una relación inversamente proporcional entre la cantidad de silicio y de calcio, pues cuando un porcentaje de sílice aumenta, provoca que, aproximadamente, el mismo porcentaje de óxido de calcio disminuya.

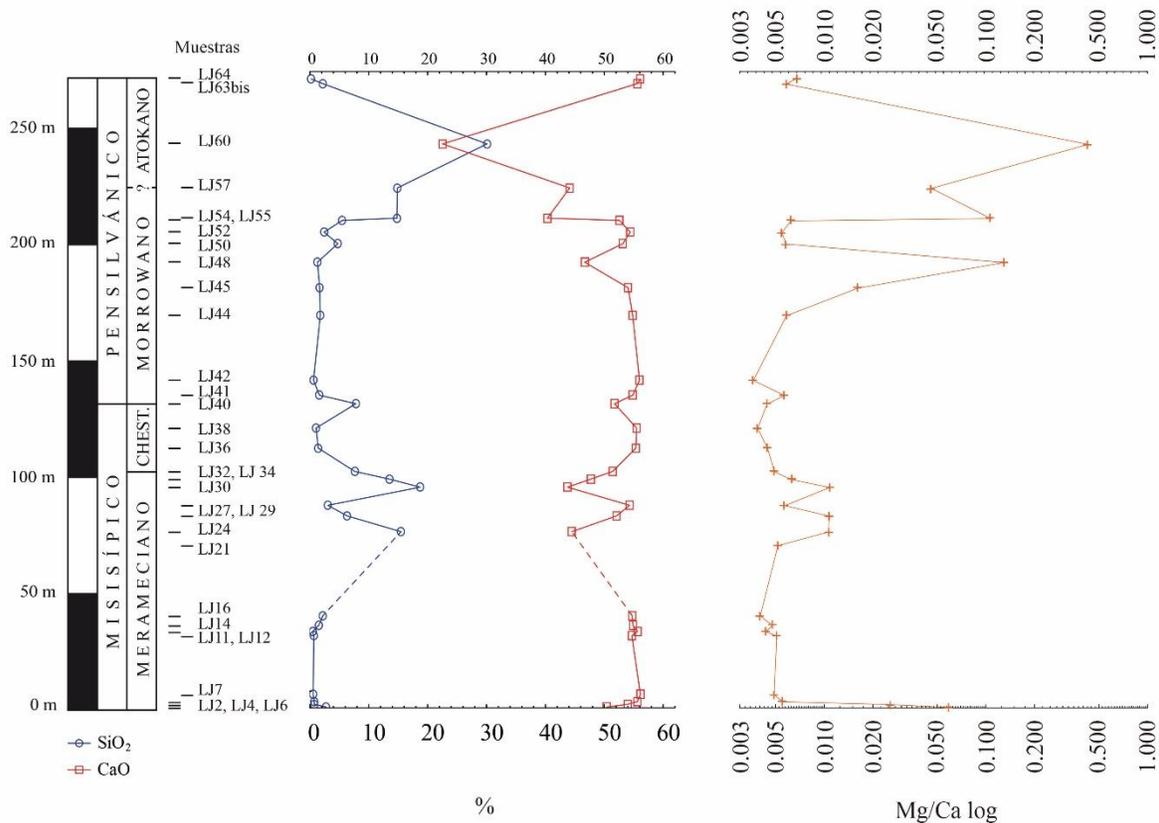


Figura 35. Curvas de variación de SiO₂ vs CaO y del radio Mg/Ca en escala logarítmica, de los estratos de la sección La Joya. El intervalo en línea punteada se caracteriza por la ocurrencia de diagénesis, en especial, silicificación.

Para contrarrestar este efecto de dilución, se decidió trabajar con razones o relaciones entre elementos, las cuales indican qué tan enriquecido está un elemento con respecto al otro con el que se está comparando. Por ejemplo, en la relación Mg/Ca (Fig. 35), si el valor de esta división es igual a 1 significa que la cantidad de magnesio en la muestra es exactamente igual a la de calcio. Si, por el contrario, el cociente presenta un valor mayor a 1, eso quiere decir que el magnesio está enriquecido con respecto al calcio. Un valor menor a 1 indica un empobrecimiento del magnesio con respecto al calcio. Debido a que algunas veces se tienen cifras demasiado grandes como para ser graficadas, se decidió trabajar con los logaritmos de las relaciones. En la Tabla 5 se representan, además de la relación Si/Ca y Si/Al, las relaciones de Al, Fe, Ti, K y Mg con respecto a calcio.

Tabla 5. Relaciones de diferentes elementos mayores con el calcio y el silicio, provenientes de muestras de Sierra Agua Verde, Sonora, México. Los valores en asterisco se calcularon con base en el umbral del límite de detección del equipo (0.002), por lo que el valor aquí mostrado está subestimado para las relaciones Si/Al.

Muestra	Si/Ca	Si/Al	Al/Ca	Fe/Ca	Ti/Ca	K/Ca	Mg/Ca
---------	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------

LJ 2	0.04	21.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
LJ 4	0.01	*675.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
LJ 6	0.01	*649.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 7	0.01	18.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 11	0.01	21.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 12	0.01	12.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 14	0.02	14.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 16	0.03	14.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 21	1.85	5988.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 24	0.23	12.31	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
LJ 27	0.08	*5573.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 29	0.04	337.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 30	0.28	35.17	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
LJ 32	0.19	43.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 34	0.10	36.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 36	0.02	56.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 38	0.01	*933.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 40	0.10	60.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 41	0.02	*1407.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 42	0.01	8.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LJ 44	0.02	54.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 45	0.02	105.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
LJ 48	0.02	62.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
LJ 50	0.06	*4191.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 52	0.03	141.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 54	0.07	421.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 55	0.24	36.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.11
LJ 57	0.22	48.42	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05
LJ 60	0.87	22.32	0.04	0.03	0.01	0.02	0.43
LJ 63bis	0.03	*1913.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LJ 64	0.00	*199.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01

7.1.5. Foraminíferos de la sección La Joya

En la sección La Joya se lograron identificar 16 géneros y seis especies de foraminíferos bentónicos. Los géneros identificados fueron: *Cornuspira*, *Planoendothyra*, *Pararchaediscus*, *Endothyra*, *Ammovertella*, *Eoschubertella*, *Trepeilopsis*, *Eostaffella*, *Millerella*, *Calcivertella*, *Parastaffelloides*, *Globivalvulina*, *Pseudostaffella*, *Climacammina*, *Staffella* y *Quydatella*. En la tabla 6 se resumen los diferentes géneros encontrados en el área de estudio, así como su distribución estratigráfica y cronológica. El rango de edad para cada taxón se obtuvo a partir del sitio web llamado *Encyclopedia*

of Life, que es una base de datos que reúne la mayor cantidad de información que se tiene sobre especies actuales y fósiles; en el último caso, *Encyclopedia of Life* proporciona información sobre la clasificación taxonómica completa del taxón, su rango estratigráfico, estatus de extinto y las colecciones donde se encuentra.

La clasificación seguida en la presente tesis es con base en la clasificación de Loeblich y Tappan (1988).

Orden Foraminiferida Eichwald, 1830

Suborden Textulariina Delage and Hérouard, 1896

Superfamilia Ammodiscoidea Reuss, 1862

Familia Ammodiscidae Reuss, 1862

Subfamilia Tolypammininae Cushman, 1928

Género *Ammovertella* Cushman, 1928

DIAGNOSIS. Testa adherida, prolóculo seguido por una segunda cámara tubular elongada y sin divisiones, que crece en zigzag, volviéndose hacia sí misma a intervalos regulares pero cada vez mayores con el crecimiento; pared finamente aglutinada, con cemento considerable; apertura en el extremo abierto del tubo.

Ammovertella sp.

Lám. 1, fig. A.

DESCRIPCIÓN. La testa presenta forma cónica, prolóculo micritizado; la segunda cámara con el patrón de zigzag característico del género, con seis giros observables, los cuales se hacen progresivamente más grandes.

DISCUSIÓN. Se distingue del género *Ammodiscella* por el carácter en zigzag de la segunda cámara, mientras que, en este último, la cámara muestra un enrollamiento planispiral irregular en la última vuelta. *Tolypammina* también presenta un enrollamiento irregular sobre la superficie de adherencia no visto en *Ammovertella*. Se dejó a nivel de género por la falta de diferentes vistas que permitieran definir con claridad a la especie.

Suborden Fusulinina Wedekind, 1937

Superfamilia Earlandioidea Cummings, 1955

Familia Pseudoamodiscidae Conil y Lys, 1970

Género *Brunsiella* Reytlinger, 1950

DIAGNOSIS. Testa con prolóculo globular seguido por una segunda cámara tubular enrollada y sin divisiones, unas pocas espiras estreptospiralmente enrolladas, las últimas planispirales y evolutas; pared calcárea, gruesa, microgranular y homogénea; apertura formada alrededor del extremo abierto del tubo.

Brunsiella sp.

Lám. 1, figs. B y C.

DESCRIPCIÓN. Testa libre y globular, evoluta, planispiral, sin septos aparentes y micritizada; prolóculo globular; apertura en el extremo terminal de la concha.

DISCUSIÓN. Los ejemplares de Sonora se diferencian del género *Brunsia* porque los ejemplares observados presentan un patrón de enrollamiento más planispiral que este género. Un corte axial habría ayudado para hacer una determinación a nivel específico.

Superfamilia Palaeotextularioidea Galloway, 1933

Familia Paleotextulariidae Galloway, 1933

Género *Climacammina* Brady, 1873

DIAGNOSIS. Testa libre, grande, estadio temprano biserial y tardío uniserial, cámaras agrandándose gradualmente, anchas, bajas, algo infladas; pared calcárea, con dos capas, una interna con fibras radiales y otra externa microgranular que puede incluir algunas partículas foráneas; apertura en el estadio temprano en la base de la última cámara, después haciéndose areal, múltiple y cribada, con numerosas hendiduras en el adulto, que pueden estar bordeadas internamente por sifones en forma de pilar proyectándose hacia abajo.

Climacammina sp.

Lám. 1, fig. D.

DESCRIPCIÓN. Testa grande y redondeada, con cámaras que van haciéndose cada vez más grandes. Las primeras tres vueltas muestran un arreglo biserial, mientras que las siguientes son de tipo uniserial. Pared interna con gránulos radiales y externa de tipo microgranular (calcita micrítica).

DISCUSIÓN. Los ejemplares pertenecientes a *Climacammina* podrían confundirse con *Cribrogenerina*, pero se distinguen porque el estado temprano biserial es mayor que en el último género, el cual está reducido a unas pocas cámaras. Los ejemplares de Sonora se determinaron a nivel de género por la falta de datos sobre estructuras importantes como el prolóculo y la apertura.

Familia Biseriamminidae Chernysheva, 1941

Subfamilia Biseriammininae Chernysheva, 1941

Género *Globivalvulina* Schubert, 1921

DIAGNOSIS. Testa libre, subglobular a aplanada, perpendicular a la cara apertural ancha, cámaras con arreglo biserial, con el eje de biserialidad enrollado de una manera planispiral a ligeramente trocoide; pared calcárea, microgranular, puede tener una capa interna fibrosa o radial que está mejor desarrollada a lo largo del septo; apertura interiomarginal, contra la cámara precedente y parcialmente cubierta por una proyección valvular cerca del centro del límite de la cara apertural que sobrelapa la apertura precedente.

Globivalvulina sp.

Lám. 1, fig. E.

DESCRIPCIÓN. Testa subesférica a ovalada, globosa, con un enrollamiento poco apretado, las cámaras se hacen cada vez más grandes en un arreglo planispiral. Debido al enrollamiento planispiral, la última cámara está en contacto directo con la cámara precedente. Apertura interiomarginal y basal en el extremo de la última cámara.

DISCUSIÓN. Se compararon los especímenes de *Globivalvulina* sp. con *Biseriella*, pero ésta última presenta una última espira que se abre más que la de *Globivalvulina*. En este ejemplar no se presentan detalles sobre las cámaras en vista lateral que habrían ayudado a definir la especie.

Globivalvulina ex gr. *scaphoidea*

Lám. 1, figs. F-H.

DESCRIPCIÓN. Testa pequeña y ovalada en sección transversal, con un enrollamiento que se endereza en la parte final. El rasgo clave de esta especie es la presencia de una última cámara con un crecimiento desproporcionadamente mayor al resto, con una válvula bastante conspicua que tapa la apertura de la testa. Todo indica que pertenece a esta especie, no obstante, no se contó con datos suficientes de otras especies para poder hacer una comparación inequívoca, y se propone que pertenece al grupo de *G. scaphoidea*.

Superfamilia Endothyroidea Brady, 1884

Familia Endothyridae Brady, 1884

Subfamilia Endostaffellinae Loeblich y Tappan, 1984

Género *Planoendothyra* Reytlinger, 1959

DIAGNOSIS. Testa nautiloide, ligeramente comprimida, biumbilicada, enrollada estreptospiralmente en el estadio temprano, con cambios notables en el plano de enrollamiento,

vueltas finales planispirales y evolutas, periferia muy redondeada, numerosas cámaras infladas por espiral, septos radiales a ligeramente oblicuos; pared calcárea, microgranular, con depósitos secundarios bien desarrollados en forma de pseudocomata y una capa revistiendo la base y los lados de las cámaras; apertura simple, grande, basal.

Planoendothyra sp.

Lám. 1, fig. I.

DESCRIPCIÓN. Testa discoidal, aunque ligeramente comprimida lateralmente. El enrollamiento parece ser estreptospiral al inicio, pero en la última vuelta, se ubica en un solo plano de enrollamiento. Desarrollo de cámaras separadas por septos bien diferenciados.

DISCUSIÓN. Morfológicamente, es semejante a *Endothyra*, pero este último género presenta pocas cámaras por vuelta y pocas vueltas, además de que la testa es parcialmente involuta. Un corte que pase por el prolóculo habría servido para poder llegar a una determinación específica.

Subfamilia Endothyrinae Brady 1884

Género *Endothyra* Phillips, 1846

DIAGNOSIS. Testa enrollada completamente, parcialmente involuta, periferia ampliamente redondeada, estadio temprano estreptospiralmente enrollado o con el plano de enrollamiento cambiando abruptamente durante el crecimiento, cámaras infladas y pocas por espiral y con pocas espirales; pared calcárea, microgranular, con dos o más capas, una delgada capa externa oscura o tectum y una interna o diafanoteca más gruesa, fibrosa a alveolar, comúnmente recristalizada en parte y con un posible tectorio interno, depósitos secundarios consistentes en nodos, crestas o ganchos en el piso de la cámara; apertura como una hendidura baja y basal, las de las cámaras iniciales, agrandadas por resorción.

Especie *Endothyra* sp.

Lám. 1, figs. J-M.

DESCRIPCIÓN. Testa involuta, con cambios bruscos en el patrón de enrollamiento; pasando de estreptospiral a planispiral en la última vuelta. Cámaras grandes, aunque también las hay de menor tamaño. Tectum muy grueso y micritizado, la diafanoteca con aspecto fibroso. Los septos son gruesos e inclinados y la apertura y forámenes se ubican en la base de la cámara.

DISCUSIÓN. Los especímenes se compararon con *Pseudoendothyra*, el cual presenta un cambio muy ligero en el eje de enrollamiento y un mayor número de cámaras por vuelta. También, se compararon

con *Planoendothyra*, pero presentan una forma externa más globosa. Debido a la falta de acceso a fuentes bibliográficas de consulta, se decidió dejar la determinación a nivel de género.

Superfamilia Fusulinoidea von Möller, 1878

Familia Ozawainellidae Thompson and Foster, 1937

Subfamilia Ozawainellinae Thompson and Foster, 1937

Género *Millerella* Thompson, 1942

DIAGNOSIS. Testa pequeña, discoidal, biumbilicada, planispiral, pero puede mostrar un cambio de 90° en la dirección del enrollamiento en el estadio temprano, involuta al principio, después casi completamente evoluta, septos ligeramente arqueados hacia delante; pared delgada, con tectum y tectorios superior e inferior, chomata poco definido a masivo y redondeado bordeando el túnel bajo, estrecho y recto.

Millerella sp.

Lám. 1, figs. N-O; lám. 2, fig. M.

DESCRIPCIÓN. Testa pequeña y discoidal en sección sagital y biumbilicada en sección axial. Inicialmente involuta pero después es evoluta. Cámaras progresivamente más grandes, las últimas mucho más altas que anchas, con septos arqueados hacia delante.

DISCUSIÓN. Los ejemplares observados presentan semejanza con el género *Eostaffella*, pero se asocian a *Millerella* por la forma de la testa que es más bien, discoidal y evoluta, en lugar de lenticular y parcialmente involuta, además de presentar los septos arqueados hacia delante y tener un cambio en la dirección del enrollamiento en el estadio temprano. Ninguna de las especies de *Millerella* consultadas en la literatura, concuerda de manera clara con la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Millerella pressa Thompson, 1944

Lám. 2, fig. A.

DESCRIPCIÓN. Testa pequeña y fuertemente biumbilicada, involuta al principio, pero evoluta en sus últimas vueltas. Su periferia es estrecha y redondeada. Prolóculo muy pequeño, apenas visible.

DISCUSIÓN. Se comparó este espécimen con *M. marblensis*, la cual presenta su última vuelta más evoluta que *M. pressa*, además que esta última tiene sus extremos más comprimidos.

Millerella marblensis Thompson, 1942

Lám. 2, fig. B.

DESCRIPCIÓN. Testa pequeña y muy biumbilicada, involuta en el estadio temprano y evoluta en las últimas vueltas. La periferia estrecha y redondeada. Prolóculo diminuto, apenas visible.

DISCUSIÓN. El ejemplar se correlacionó con *M. pressa*, pero se diferencia de ésta por presentar un enrollamiento que no es tan ajustado y los extremos tampoco están tan comprimidos como en *M. pressa* y se observa una última vuelta con un desarrollo más evolutivo.

Subfamilia Pseudostaffellinae Putrya, 1956

Género *Eostaffella* Rauzer-Chernousova, 1948

DIAGNOSIS. Testa pequeña, discooidal, involuta a ligeramente evoluta, región umbilical ligeramente deprimida a redondeada; pared calcárea, microgranular, con tectum y tectorios superior e inferior, bultos discontinuos en cada lado del túnel, pero el comata no es continuo.

Eostaffella sp.

Lám. 2, figs. C y D; lám. 3, fig. M

DESCRIPCIÓN. Testa circular y alargada, involuta y planispiral con una forma evoluta. Presenta cámaras pequeñas rodeando el prolóculo que es de tamaño medio.

DISCUSIÓN. Los especímenes se compararon con *Millerella*, pero ésta presenta un cambio de ángulo de enrollamiento en el estadio temprano, que no es visto en *Eostaffella*. Ninguna de las especies de *Eostaffella* consultadas en la literatura, representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Eostaffella pinguis (Thompson, 1944)

Lám. 2, fig. E.

DESCRIPCIÓN. Testa circular y alargada, involuta y planispiral. Las cámaras que rodean al prolóculo son pequeñas.

DISCUSIÓN. Las características de este ejemplar son semejantes a las de *Eostaffella* sp. descrita en esta tesis, pero la última vuelta es más inflada y más involuta, algo característico de *E. pinguis* (Thompson, 1944). El ejemplar se encontró muy micritizado.

Eostaffella advena (Thompson, 1944)

Lám. 2, figs. F y G.

DESCRIPCIÓN. Testa de tamaño pequeño, involuta, región umbilical ligeramente deprimida; pared calcárea y microgranular, muy micritizada, lo que imposibilita ver las diferentes capas componentes. Presencia de depósitos cálcicos sobre la base de las paredes de las cámaras.

DISCUSIÓN. *E. advena* de Sonora presenta un eje de enrollamiento más extendido que en otras especies del género. *E. advena* no parece tener la última vuelta inflada como en *E. pinguis*.

Eostaffella ex. gr. *circuli* (Thompson, 1945)

Lám. 2, fig. H.

DESCRIPCIÓN. Testa pequeña, evoluta, de periferia redondeada, al igual que la región umbilical, el eje de enrollamiento es muy corto, con depósitos cálcicos en la base de la última vuelta conservada. El resto de las vueltas no son claras debido al corte tangencial.

DISCUSIÓN. El ejemplar de La Joya presenta semejanza con *E. circuli* (Thompson, 1945) por el tamaño pequeño, la forma evoluta de la concha y una periferia redondeada, no obstante, la falta de preservación del resto de las vueltas impide una asignación clara a *E. circuli* definida por Thompson (1945).

Género *Pseudoendothyra* Mikhaylov, 1939

DIAGNOSIS. Testa libre, lenticular a subesférica, planispiral o con un ligero cambio en el eje de enrollamiento en las espirales iniciales, involuta, septos planos; pared de tectum, diafanoteca, y tectorios interno y externo, depósitos suplementarios adyacentes a la apertura, pero no forman un comata continuo.

Pseudoendothyra sp.

Lám. 2, figs. I-K.

DESCRIPCIÓN. Testa ovalada, planispiral e involuta, el estadio temprano parece tener un enrollamiento en ángulo distinto al estadio tardío. Septos en ángulo recto a la superficie de la espiroteca. Cámaras que se hacen más grandes en la última vuelta. Prolóculo relativamente grande y esférico.

DISCUSIÓN. Se distingue de *Eostaffella* por presentar una testa más discoidal y los septos perpendiculares a la espiroteca. Los detalles en corte axial, necesarios para una determinación específica, no fueron encontrados.

Género *Pseudostaffella* Thompson, 1942

DIAGNOSIS. Testa pequeña, globular a ligeramente umbilicada, periferia ampliamente redondeada, prolóculo grande globular seguido por hasta siete espirales enrolladas involutamente, eje de enrollamiento cambiando posteriormente a un enrollamiento planispiral, septos rectos, largos, sin canales y perpendiculares a la pared externa, ligeramente curvados en las regiones polares; pared delgada, con tres capas, un tectum medio y tectorios interno y externo; comata bien desarrollado en cada lado del túnel delgado, el cual tiene una forma irregular en las primeras espirales.

Pseudostaffella sp.

Lám. 2, figs. L-N.

DESCRIPCIÓN. Testa en forma discoidal, umbilicada, ligeramente ovalada, involuta en estadios tempranos y evoluta en los estadios más tardíos. Depósitos cálcicos (comata) visibles en las últimas dos vueltas. Prolóculo de gran tamaño y circular.

DISCUSIÓN. Los ejemplares presentan similitudes con *Pseudoendothyra*, pero se caracterizan por tener un comata continuo, mientras que tales depósitos en el último género se restringen al área cercana a la apertura. Ninguna de las especies de *Pseudostaffella* consultadas en la literatura, representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Género *Quydatella* Liem, 1966

DIAGNOSIS. Testa subesférica, planispiral e involuta en el estadio temprano, recordando a *Pseudostaffella*, estadio tardío umbilicado, con espirales que se agrandan más rápidamente y el eje de enrollamiento perpendicular al observado en el estadio temprano, septos casi planos; pared con tres capas, tectum y tectorios interno y externo, y en el último estadio, una débil diafanoteca es reconocible, chomata presente.

Quydatella sp.

Lám. 2, fig. O; lám. 3, fig. A.

DESCRIPCIÓN. Testa subesférica, umbilicada, con prolóculo grande y el estadio temprano con un enrollamiento apretado, mientras que el estadio tardío tiene cambios bruscos en la dirección de enrollamiento. Las últimas dos vueltas mucho más agrandadas que las primeras. Pared muy micritizada.

DISCUSIÓN. Los especímenes de La Joya fueron comparados con *Pseudostaffella* por la semejanza en el estadio temprano de enrollamiento, pero sus espiras están demasiado agrandadas con respecto a

las espiras del estadio temprano. Ninguna de las especies de *Quydatella* consultadas en la literatura, representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Familia Schubertellidae Skinner, 1931

Subfamilia Schubertellinae Skinner, 1931

Género *Eoschubertella* Thompson, 1937

DIAGNOSIS. Testa elongada y ovalada, vueltas iniciales enrolladas cercanamente, después con el eje de enrollamiento a un ángulo agudo al del estadio temprano, septos planos; pared del tectum, diafanoteca delgada (no reconocible siempre), tectorios interno y externo; túnel amplio bordeado por comata baja.

Eoschubertella sp.

Lám. 3, figs. B-D.

DESCRIPCIÓN. Testa subdiscoidal a ovalada; enrollamiento muy ajustado en las primeras vueltas, de tipo estreptospiral, mientras que en las últimas vueltas se observa un enrollamiento planispiral y menos apretado, con cámaras más grandes; septos planos, dirigidos ligeramente hacia delante, pared muy micritizada y comata no observable, quizás debido a la micritización.

DISCUSIÓN. Se compararon los ejemplares con *Schubertella* por la forma ovalada y el arreglo de las cámaras, aunque en este último género la testa es más fusiforme y con algunos canales en la zona de los polos. Ninguna de las especies de *Eoschubertella* consultadas en la literatura representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Familia Staffellidae AD Miklukho-Maklay, 1949

Género *Staffella* Ozawa, 1925

DIAGNOSIS. Testa pequeña, lenticular a subsférica, periferia ampliamente redondeada, eje de enrollamiento relativamente corto de hasta 4.5 mm, ombligos ligeramente deprimidos; pared compuesta de tectum, diafanoteca y tectorios superior e inferior, túnel bajo y delgado con una forma algo irregular, comata fuertemente desarrollado y asimétrico, más de la mitad de la altura de las cámaras se extienden lateralmente alrededor de la mitad de la distancia a los polos.

Staffella sp.

Lám. 3, figs. E-G.

DESCRIPCIÓN. Testa de forma lenticular a discoidal, en un arreglo planispiral y evolutivo. Cámaras aproximadamente de tamaño uniforme, excepto en la última vuelta donde se hacen más altas. Los

forámenes son bajos y basales. Septos planos y rectos o inclinados ligeramente hacia delante. Algunos ejemplares con diafanoteca presente, pero muchos aparecen recristalizados.

DISCUSIÓN. Los ejemplares fueron comparados con el género *Pseudoendothyra* por la forma lenticular, no obstante, este último género no presenta un comata muy desarrollado, el cual se restringe al área de la apertura, además de tener una diafanoteca menos definida. Ninguna de las especies de *Staffella* consultadas en la literatura representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Suborden Miliolina Delage and Hérouard, 1896

Superfamilia Cornuspiroidea Schultze, 1854

Familia Cornuspiridae Schultze, 1854

Subfamilia Cornuspirinae Schultze, 1854

Género *Cornuspira* Schultze, 1854

DIAGNOSIS. Testa libre, discoidal, con un prolóculo globular y una segunda cámara tubular sin divisiones, planispiralmente enrollada y evoluta. Pared calcárea, aporcelanada, imperforada, superficie lisa o con líneas de crecimiento transversales ocasionales; apertura en el extremo abierto del tubo.

Cornuspira sp.

Lám. 3, figs. H-K.

DESCRIPCIÓN. Testa de forma circular, evoluta, con un prolóculo circular apenas distinguible. La siguiente cámara es de tipo tubular, sin divisiones, y se va haciendo más grande conforme se aleja del prolóculo.

DISCUSIÓN. Se diferencia de *Brunsiella* porque el enrollamiento inicial no es de tipo estreptospiral sino planispiral. Ninguna de las especies de *Cornuspira* consultadas en la literatura, representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Subfamilia Calcivertellinae Loeblich and Tappan, 1964

Género *Calcivertella* Cushman and Waters, 1928

DIAGNOSIS. Testa adherida, prolóculo globular parcialmente envuelto por una segunda cámara tubular que se agranda de manera gradual, que al final se desenrolla, creciendo en numerosas curvas (bandas) en zigzag, cercanamente apresadas y finalmente, rectilíneas; pared calcárea, imperforada y aporcelanada; apertura en el extremo abierto del tubo.

Calcivertella? sp.

Lám. 2, fig. I; lám. 3, figs. L-M.

DESCRIPCIÓN. Testa de tipo adherida, muy micritizada por alteración, pero se observa la segunda cámara tubular con una serie de vueltas y al final, sobresale como un apéndice, en la parte correspondiente al desenrollamiento de la segunda cámara. A falta de más rasgos taxonómicos, se asigna con cierta duda a este género.

DISCUSIÓN. Los ejemplares fueron comparados con *Calcitornella* por el carácter desenrollado de la segunda cámara, pero se diferencian de ésta por presentar tres a cuatro vueltas enrolladas planispiralmente. En *Calcivertella* no existe este enrollamiento planispiral, sino que inmediatamente la segunda cámara se desenrolla en un patrón de curvas. Se asignan estos ejemplares con cierta duda a *Calcivertella* puesto que el patrón completo de enrollamiento no pudo ser encontrado, aunque éste es el género con el mayor número de características semejantes.

Género *Trepeilopsis* Cushman and Waters, 1928

DIAGNOSIS. Testa adherida comúnmente a algas o espinas de braquiópodos, prolóculo globular seguido por una segunda cámara tubular sin divisiones que se puede primero enrollar alrededor del prolóculo y después, desenrollarse de éste para enrollarse en una vuelta alta alrededor del sustrato de adherencia; pared calcárea, imperforada, originalmente aporcelanada, comúnmente recristalizada y microgranular; apertura grande al final de la cámara tubular.

Especie *Trepeilopsis* sp.

Lám. 3, figs. M-O.

DESCRIPCIÓN. Testa que aparece alargada, cilíndrica y delgada; en uno de los ejemplares está aparentemente adherida y enrollada alrededor de un alga, a partir de su segunda cámara larga y tubular, en otro ejemplar se observa el prolóculo globular y la segunda cámara tubular que se enrolla, aunque no es visible el sustrato de adherencia. Pared formada de calcita microcristalina.

DISCUSIÓN. La forma externa observada en los ejemplares de La Joya podría llegar a parecerse a *Carixia*, no obstante, en este género de testa adherida, irradian varios tubos sin divisiones, desde el centro, los que se anostomosan sobre el sustrato. En *Trepeilopsis*, sólo hay un tubo que surge del prolóculo que se enrolla sobre el sustrato de adherencia. Ninguna de las especies de *Trepeilopsis* consultadas en la literatura, representa la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlos como indeterminados.

Tabla 6. Distribución de los géneros de foraminíferos encontrados en la sección La Joya, SAV.

Género	Nivel	Rango estratigráfico
<i>Cornuspira</i>	LJ 5	Carbonífero-Holoceno
<i>Calcivertella</i>	LJ 44, 63 y 63bis	Carbonífero Superior (Stefaniano), Virgiliano.
<i>Trepeilopsis</i>	LJ 44	Carbonífero Inferior (Viseano)-Pérmico Inferior (Artinskiano)
<i>Brunsiella</i>	LJ 34.2	Carbonífero Inferior (Viseano)-Pérmico Inferior
<i>Planoendothyra</i>	LJ 5	Carbonífero Inferior (Viseano)-Superior (Bashkiriano)
<i>Endothyra</i>	LJ 38, 40, 42, 44, 45, 57 y 61	Carbonífero Inferior-Superior (Moscoviano)
<i>Ammovertella</i>	LJ 43B	Pensilvánico Inferior (Atokano)-Superior (Virgiliano)
<i>Climacammina</i>	LJ 45	Carbonífero Inferior-Pérmico
<i>Globivalvulina</i>	LJ 40, 43, 44, 61 y 63	Carbonífero Medio-Pérmico Superior
<i>Millerella</i>	LJ 48, 56, 57, 59, 61, 63 y 64	Carbonífero Inferior (Viseano)-Superior (Moscoviano), Pérmico Inferior?
<i>Eostaffella</i>	LJ 41, 44, 45, 48, 59 y 63bis	Carbonífero Inferior (Viseano)-Superior (Moscoviano)
<i>Pseudoendothyra</i>	LJ 63 bis	Carbonífero Inferior (Viseano)-Pérmico Inferior (Sakmariano)
<i>Pseudostaffella</i>	LJ 44, 56, 63 y 63bis	Carbonífero Superior (Namuriano a Moscoviano)
<i>Quydatella</i>	LJ 63bis	Carbonífero Superior (Bashkiriano)
<i>Eoschubertella</i>	LJ 44, 61, 63, 63bis y 64	Carbonífero Superior (Moscoviano, Desmoinesiano)
<i>Staffella</i>	LJ 56 y 63	Pérmico Inferior (Artinskiano)-Medio (Kunguriano), Guadalupiano

La presencia de foraminíferos no llega a ser tan clara en la mitad inferior de la sección, sino hasta la mitad superior, a partir del nivel LJ 40 (véase Fig. 48). Antes de este intervalo se presentan individuos de los géneros *Cornuspira*, *Planoendothyra*, *Pararchaediscus* y *Endothyra*, cuyo rango estratigráfico comienza en el Misisípico Temprano-Medio. Como se mencionó anteriormente, Navas-Parejo et al. (2017) indican que el límite entre el Misisípico y el Pensilvánico está ubicado en el intervalo LJ 40,

lo cual es sustentado por la fauna de foraminíferos encontrada desde la base de la sección hasta este nivel estratigráfico. Como la mayoría de los organismos fueron identificados a nivel de género, y los conodontos a nivel de especie, la bioestratigrafía para indicar las edades seguida en la presente tesis fue tomada a partir de los datos sobre conodontos estudiados por estos autores.

Las especies identificadas (Tabla 7) fueron *Eostafella pinguis*, *Eostafella advena*, *Millerella pressa*, *Globivalvulina scaphoidea*, *Millerella marblensis* y *Eostafella circuli*.

Tabla 7. Distribución de las especies de foraminíferos encontradas en la sección La Joya, SAV.

Especie	Nivel	Edad	Periodo
<i>Eostafella pinguis</i>	LJ 42	Chesteriano-Morrowano	Misisípico Tardío
<i>Eostafella advena</i>	LJ 44 y 48	Morrowano Temprano	Pensilvánico Temprano
<i>Millerella pressa</i>	LJ 45	Morrowano	Pensilvánico Temprano
<i>Globivalvulina scaphoidea</i>	LJ 40 y 43B	Serpukhoviano-Bashkiriano	Misisípico Tardío-Pensilvánico Temprano
<i>Millerella marblensis</i>	LJ 57	Pensilvánico	Pensilvánico
<i>Eostafella circuli</i>	LJ 63bis	Chesteriano-Morrowano	Misisípico Tardío-Pensilvánico Temprano

Eostafella pinguis es hallada en rocas del Morrowano de Arkansas (Thompson 1944) y en la Zona de *Eumorphoceras* superior (Chesteriano) de la localidad Haystack Peak, Wyoming, EU (Mamet 1975).

Eostafella advena se encuentra en el Morrowano de Arkansas (Thompson 1944) así como en el Bashkiriano (Morrowano) temprano de la Formación Klawak en Alaska (Mamet et al. 1993).

Millerella pressa se reporta igualmente para el Morrowano de Arkansas (Thompson 1944), y en la localidad de Cherokee Spring, Wyoming, EUA (Mamet 1975), en la Zona de *Reticuloceras*, del Morrowano (Pensilvánico Temprano).

Globivalvulina scaphoidea se asocia con las zonas de *Asteroarchaediscus postrugosus* - *Eostafella pseudostruvei* y de *Pseudostafella antiqua* del Serpukhoviano (Misisípico Superior) - Bashkiriano (Pensilvánico Inferior) de Alborz, Irán (Martínez-Díaz et al. 1996).

Millerella marblensis es la especie tipo del género *Millerella* y se ha reportado en la “Serie Bend” de Texas y Nuevo México correspondiente al Pensilvánico (Thompson 1942).

Eostaffella circuli es encontrada en la localidad de Amsden Creek (Mamet 1975) en Wyoming, EU, en la Zona de *Eumorphoceras* superior del Chesteriano (Misisípico Tardío) y en la Zona *Reticuloceras* del Morrowano (Pensilvánico Temprano).

7.2 Sierra Las Mesteñas

7.2.1. Análisis de microfacies

Se determinaron un total de cinco microfacies estándar (SMF's) *sensu* Flügel (2010) interpretadas en cinco diferentes cinturones de facies de acuerdo con Wilson (1975). Debido a la particularidad en cada una de las SMF's, éstas no fueron agrupadas en asociaciones de facies como fue hecho para la sección La Joya. A continuación, se detallan cada una de ellas:

SMF 5. Grainstone/floatstone alóctono bioclástico (Fig. 36). Esta microfacies se caracteriza por poseer gran cantidad de fósiles procedentes del arrecife. En este caso particular, el material está compuesto de corales, placas de crinoideos, conchas de braquiópodos y fragmentos de briozoarios. Todo este material fue transportado desde la posición arrecifal hacia áreas bordeantes, ya sea en el área antearrecifal (de cara al talud), retroarrecifal (hacia la laguna), o hacia los flancos arrecifales. Dependiendo de la altura en la columna estratigráfica, se interpreta una zona de facies de flanco arrecifal o FZ 4 (para la muestra 11) o del retroarrecife en la laguna con circulación abierta o FZ 7 (muestras 28.1 y 28.2).

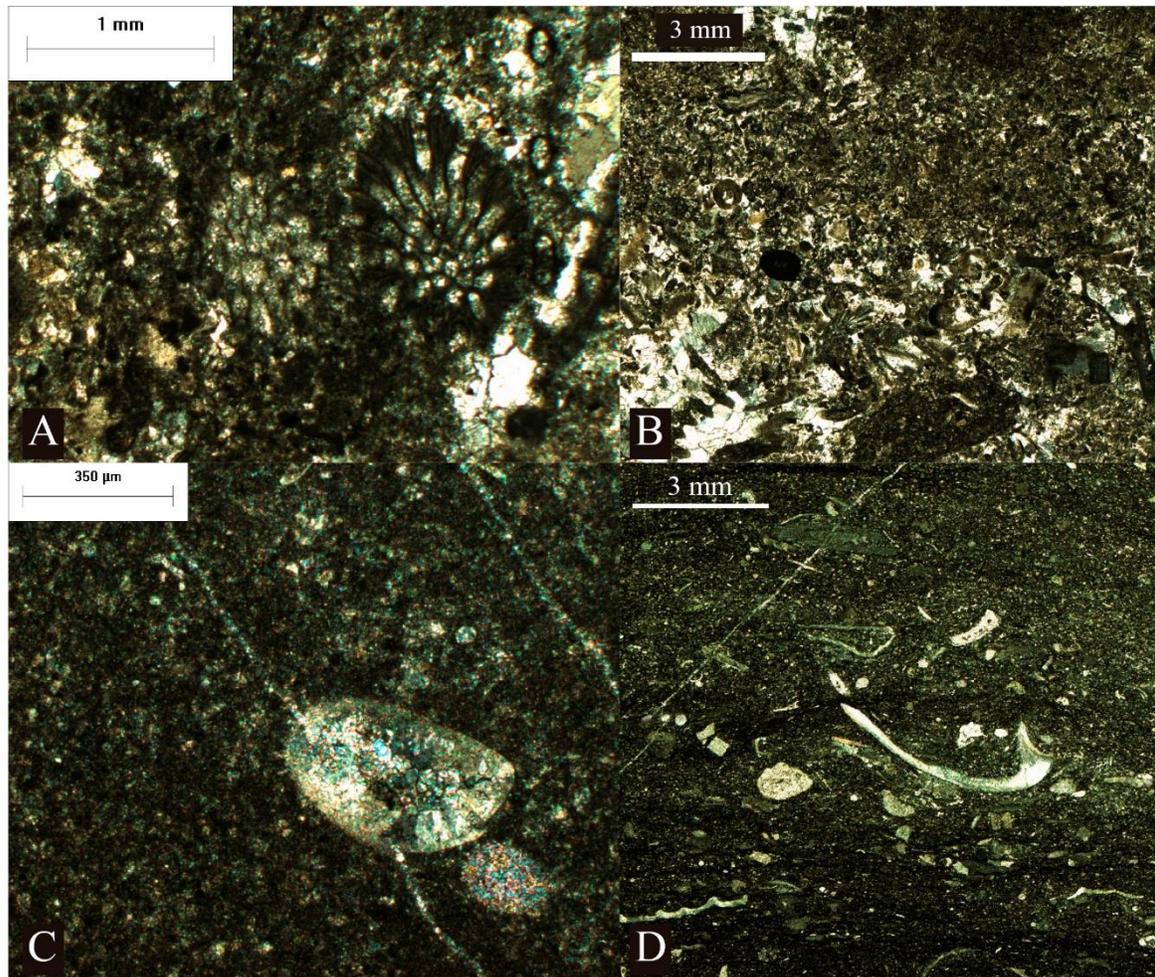


Figura 36. SMF 5: grainstone/floastone alóctono bioclástico. a) y b) Muestra MES 11, a) es una reconstrucción a partir de imágenes a 2x; c) muestra MES 28.2 y d) muestra MES 28.1.

SMF 9. Wackestone bioclástico bioturbado (Fig. 37). Estratos caracterizados por texturas soportadas por lodo micrítico y restos bioclásticos. El lodo aparece alterado por organismos bioturbadores que re trabajaron el sedimento. Muchos de los restos son inidentificables, entre los que sí se lograron identificar, están fragmentos de equinodermos (mayormente crinoideos y algunos equinoideos), calciesferas, ostrácodos, briozoarios y algunos braquiópodos. Es posible también encontrar algunos restos de corales procedentes de la zona arrecifal adyacente. El alto grado de bioturbación indica que se trataba de aguas bien oxigenadas, de salinidad normal, donde proliferaba una gran diversidad de organismos bioturbadores viviendo en los primeros centímetros del fondo marino. La gran cantidad de lodo micrítico indica que esta facies se depositó en un área tranquila, dentro de la plataforma somera, por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo (FZ 7), aunque también, podría tratarse del área

ante arrecifal, de cara a los primeros metros del talud continental (FZ 4). A falta de más evidencias que indiquen aguas más profundas, se considera como una facies de laguna somera.

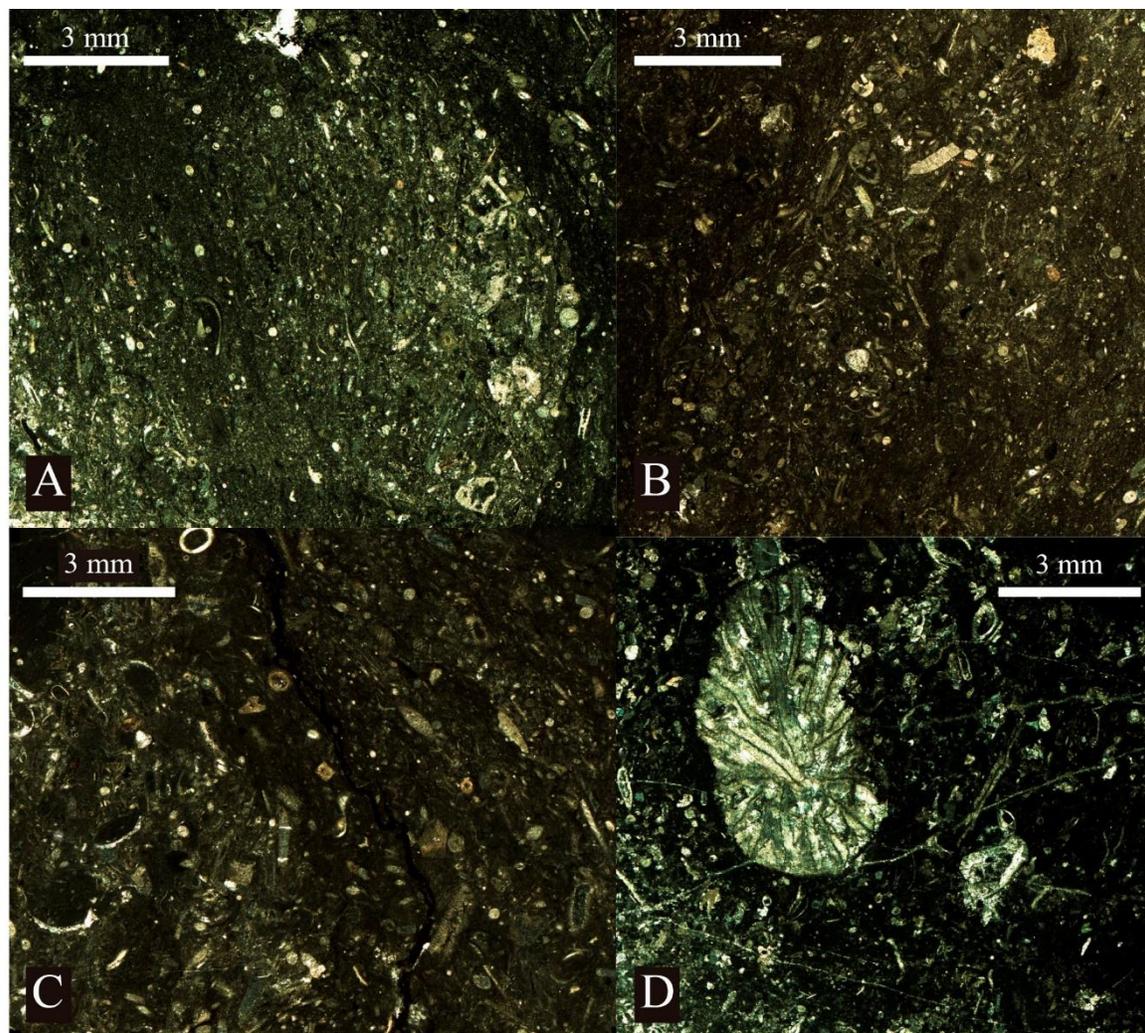


Figura 37. SMF 9: wackestone bioclástico bioturbado. a) Muestra MES 1.1, b) muestra MES 2.1, c) muestra MES 14 y d) muestra MES 25. Todas las imágenes son mosaicos creados a partir de imágenes a 2x.

SMF 11. Grainstone recubierto bioclástico con cemento esparítico (Fig. 38). Microfacies con textura granosoportada, rica en fragmentos fósiles que están recubiertos por una capa micrítica (cortoides) o están completamente micritizados debido a la acción de microorganismos horadadores. Se interpreta un ambiente cercano al margen de la plataforma, en los bancos de arena, muy somero, con acción fuerte del oleaje, que permitió el lavado del lodo micrítico, dando la oportunidad que se precipitara cemento esparítico entre un grano y otro.

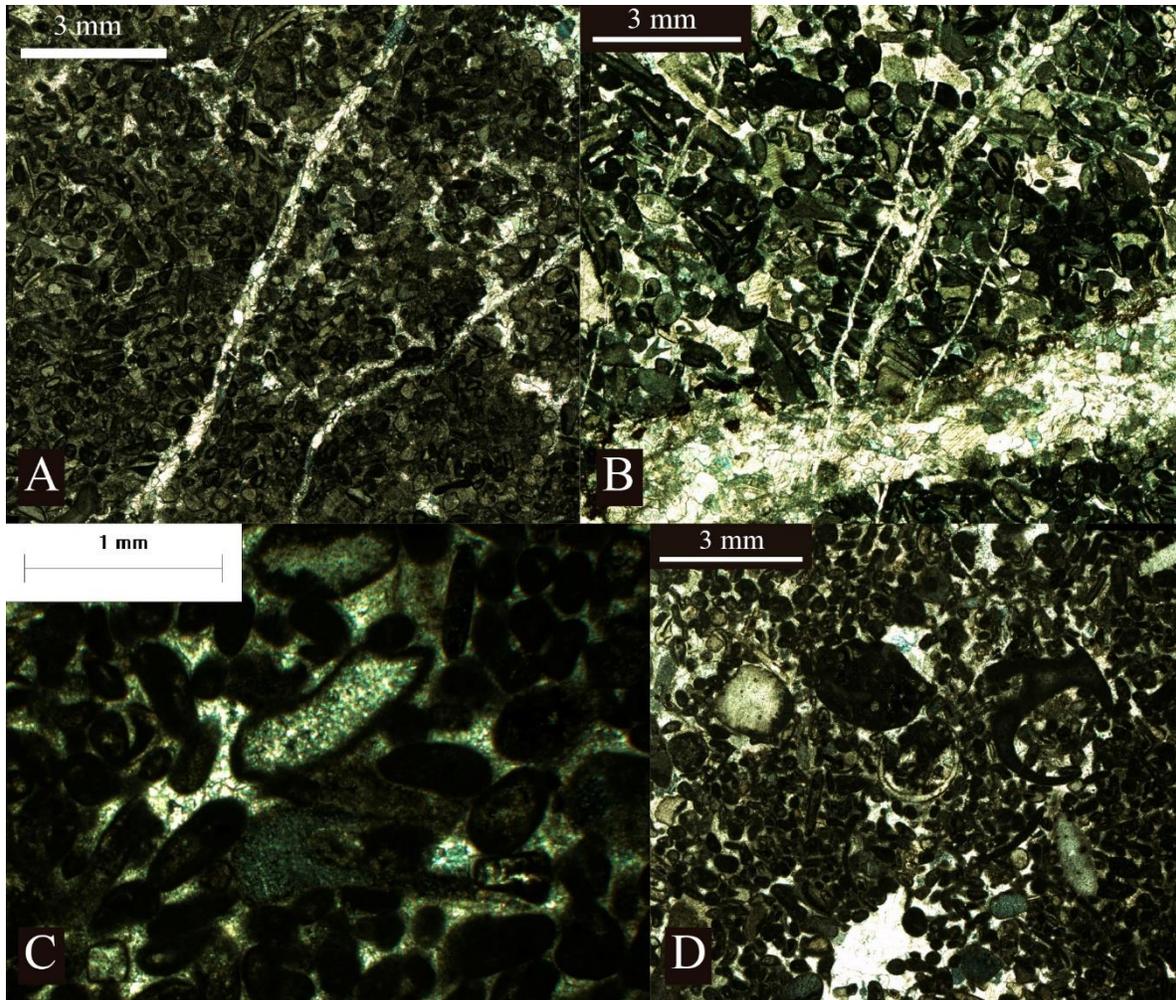


Figura 38. SMF 11: grainstone recubierto bioclástico con cemento esparítico. a) Muestra MES 19, b) muestra MES 20, c) y d) muestra MES 22. Excepto por c), el resto de las imágenes son mosaicos creados a partir de imágenes a 2x.

SMF 12-CRIN. Caliza con concentraciones de crinoideos (Fig. 39). Esta microfacies estándar sólo está representada en un estrato (MES 9) y se caracteriza por tener una textura granosportada, con cemento esparítico syntaxial y con una abundancia en crinoideos, aunque también se pueden encontrar fragmentos de briozoarios y conchas de ostrácodos y como elementos no esqueléticos, los peloides se encuentran en gran proporción. Esta microfacies es típica del margen de la plataforma externa (FZ 5).

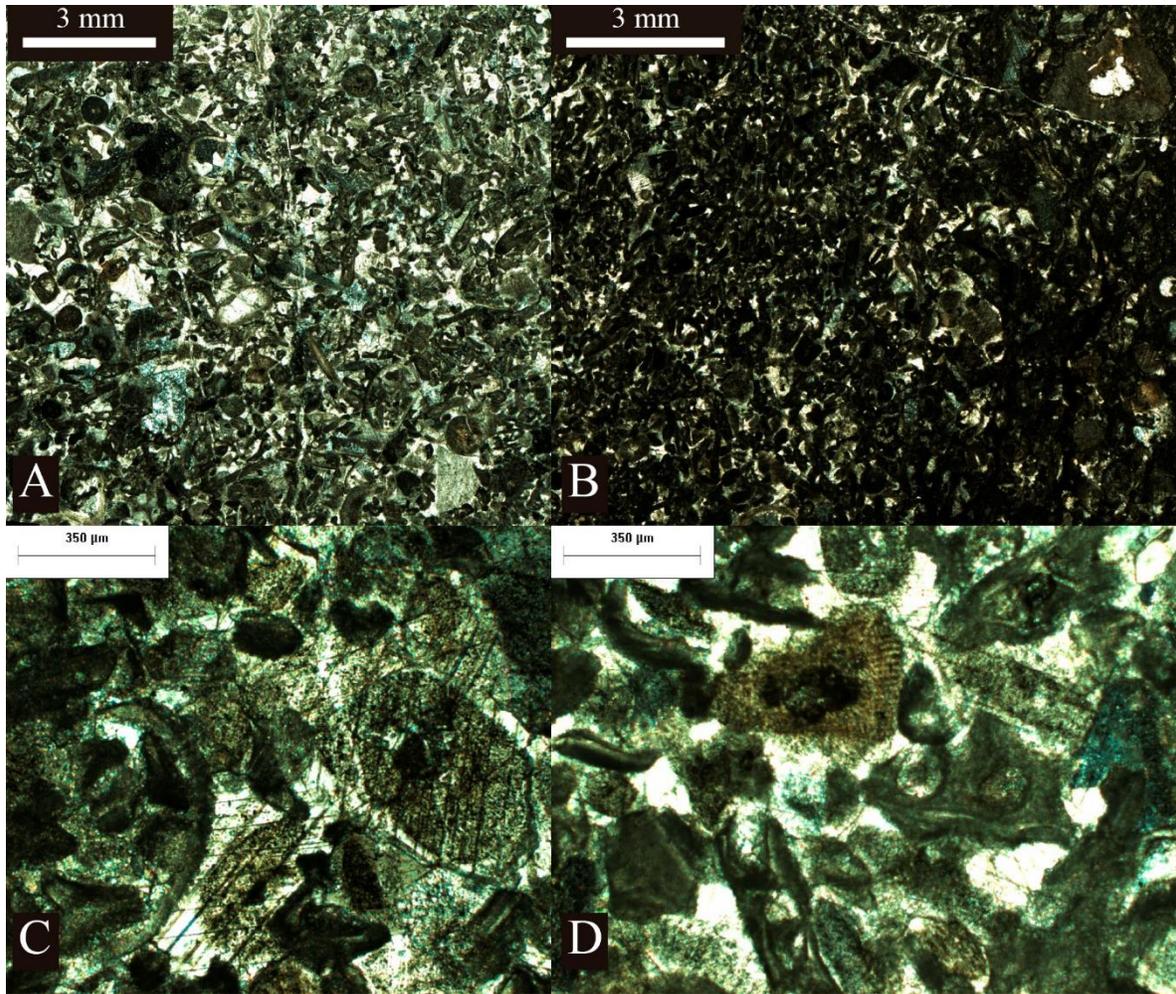


Figura 39. SMF 12-CRIN: caliza con concentraciones de crinoideos. Muestra MES 9. a y b) Mosaicos creados a partir de imágenes a 2x, c y d) imágenes a 2x que muestran fragmentos de crinoideos, briozoarios y ostrácodos.

SMF 16-NL. Grainstone/packstone peloidal no laminado (Fig. 40). Texturas granosportadas con una gran cantidad de peloides de tamaño similar, redondeados a subredondeados, asociados con crinoideos y algas, y en menor medida, con ostrácodos y briozoarios. Además de peloides, es común encontrar intraclastos desprendidos presumiblemente del área con mayor influencia del oleaje y depositados en áreas más tranquilas dentro de la plataforma. En los packstones, la matriz es de tipo pelmicrita, formada por la acumulación de peloides compuestos de lodo micrítico. Para esta microfacies, se infiere una zona de facies correspondiente a una laguna con circulación moderada (FZ 8), puesto que todavía hay un cierto lavado del lodo micrítico, lo que permitió la precipitación de esparita para formar las texturas tipo grainstone.

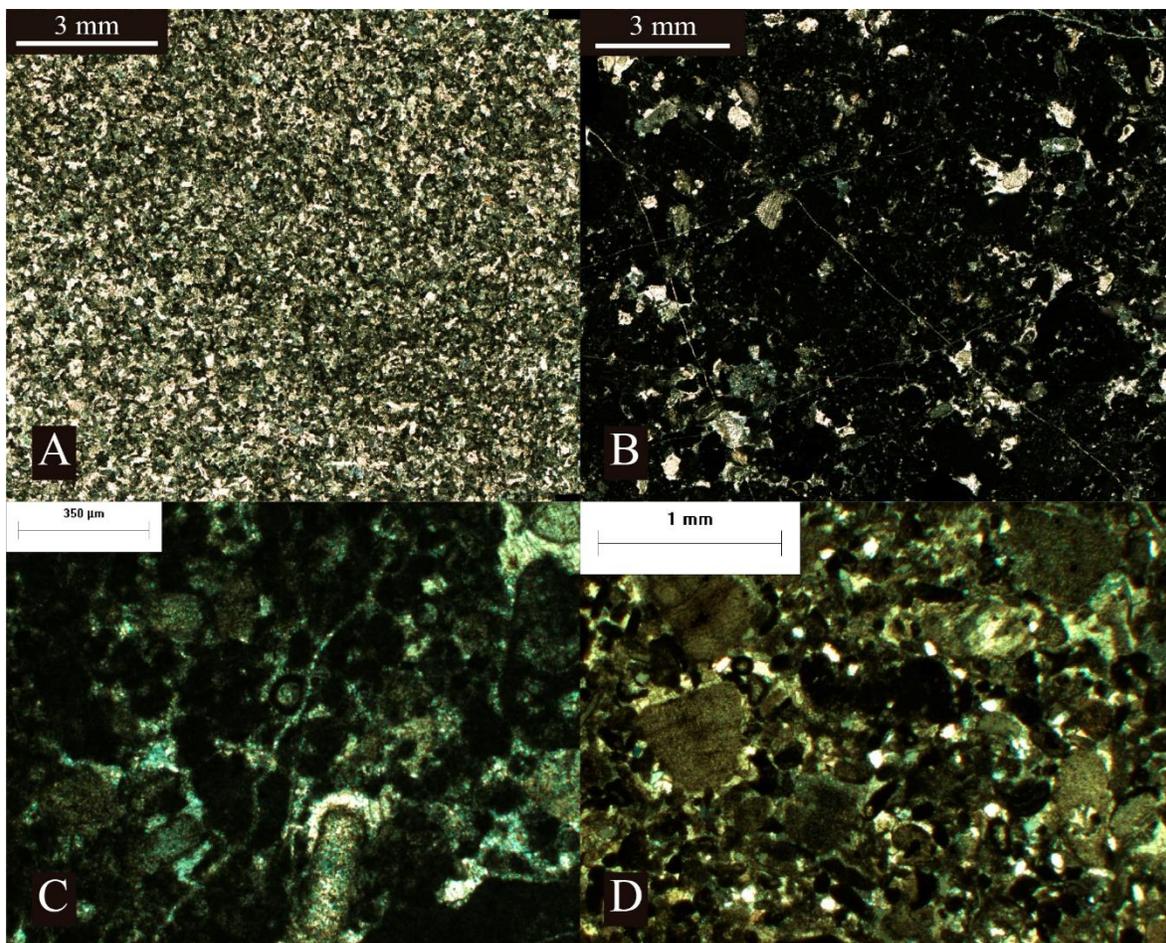


Figura 40. SMF 16-NL: grainstone/packstone peloidal no laminado. a) Muestra MES 23; b) y c) muestra MES 26; d) muestra MES 27. a y b son mosaicos creados a partir de imágenes a 2x.

Una vez determinados los distintos cinturones de facies, se construyó la curva paleobatimétrica basada en éstos, la cual se representa en la figura 43.

En ella, se observan pocos cambios en la profundidad del agua, si se compara con la curva paleobatimétrica de la sección La Joya (Fig. 33), donde se veía una mayor cantidad de cambios repentinos. No obstante, al inicio de la curva se observa una caída hacia ambientes del margen arrecifal, que son los más alejados de la costa, es decir, se documenta una tendencia hacia la profundización o un aumento en el nivel del mar.

Después de esto, se tiene un episodio de somerización y se pasa de ambientes del margen o flanco arrecifal a una laguna con circulación abierta (muestras MES 13 y 14). Enseguida, se notan pocos cambios y el ambiente interpretado en esta parte de la sección es de bancos de arena en el margen de la plataforma. Para la muestra MES 23 y hasta la MES 24.3 se observan

condiciones lagunares con circulación restringida, y desde la MES 25 hasta el final de la sección, se conserva un ambiente de laguna, pero con condiciones de mayor circulación. Si se compara la curva paleobatimétrica con la curva de las excursiones de ^{13}C , no parece haber una relación directa en el comportamiento de ambas. Esto es quizás debido a la poca variación en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, al igual que en la curva paleobatimétrica, donde sólo se observan cambios muy pequeños y graduales, con condiciones generalmente estables a lo largo de toda la sección.

7.2.2. Análisis multivariados

7.2.2.1. Análisis de correspondencia

El diagrama de dispersión producto del análisis de correspondencia, usando una matriz binaria de presencia/ausencia (Fig. 41) presenta una forma de arco, tanto en modo Q como en modo R, con una forma convexa hacia arriba y hacia la derecha. Los dos primeros ejes acumulan el 40% de la varianza, mientras que el resto de la información se repartió en los subsecuentes ejes, los cuales llegan a tener muy poca información de manera individual. La forma de arco indica que los componentes no se distribuyen al azar, sino que hay un gradiente inherente que provoca tal distribución. Para eliminar el efecto en forma de arco, se aplicó el análisis de correspondencia sin tendencia (DCA), y esto permitió observar de una mejor manera la distribución de los elementos.

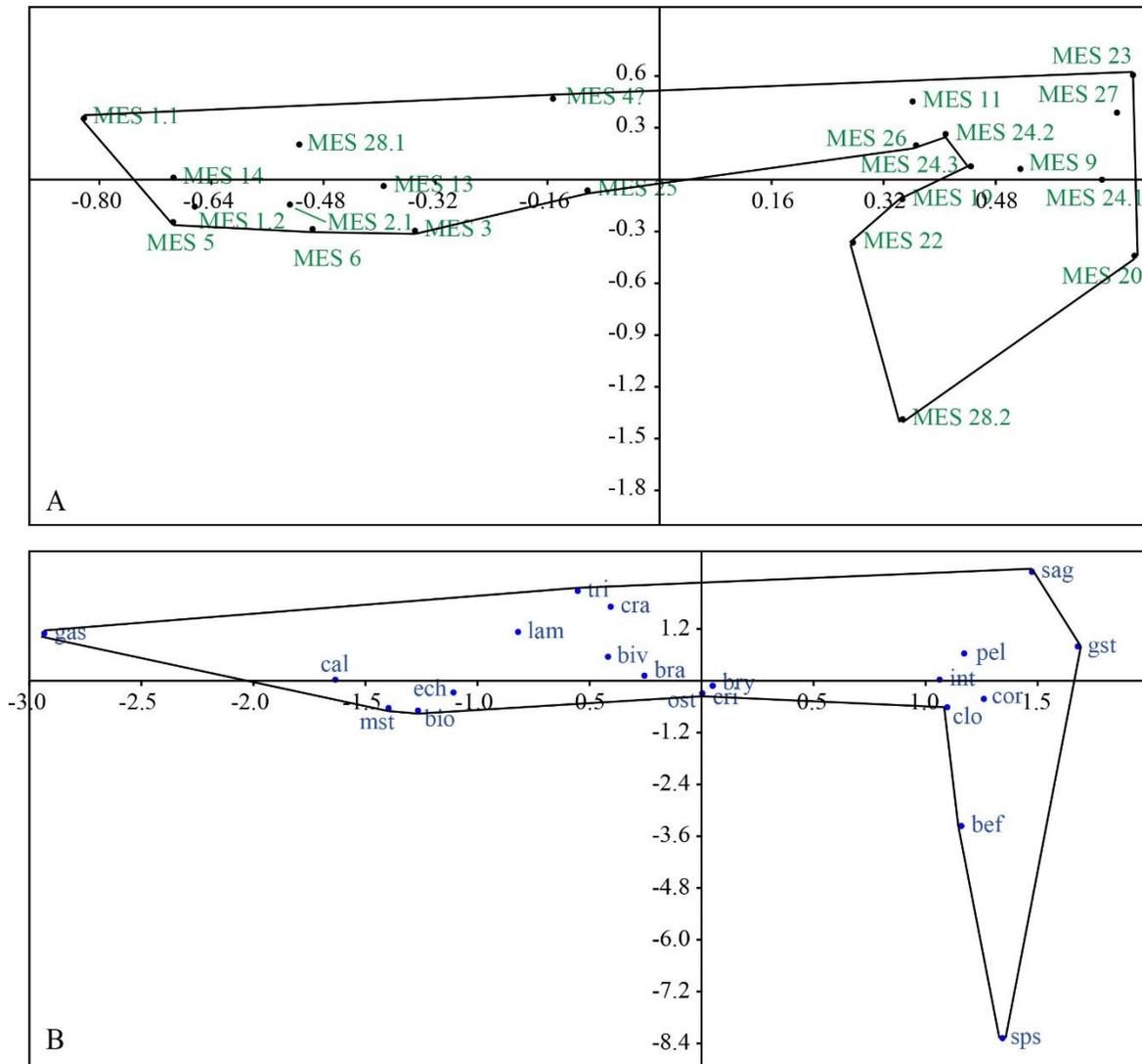


Figura 41. Diagramas de dispersión del análisis de correspondencia en modo Q (a) y modo R (b) con un polígono que agrupa todos los puntos que describe una forma de arco convexo hacia arriba y a la derecha.

7.2.2.2. Análisis de correspondencia sin tendencia

En la figura 42 se grafica la distribución tanto de los componentes analizados como de los intervalos muestreados una vez quitado el sesgo, producto del análisis de correspondencia, al usar el análisis de correspondencia sin tendencia (DCA). Los eigenvalores para los ejes 1 y 2 son de 0.26 y 0.15, respectivamente, es decir, que los dos primeros ejes de ordenación explican el 41% de la varianza. Para la sección La Mesa, se decidió no hacer una matriz de conteo de puntos, debido a la dificultad en el reconocimiento inequívoco de los diferentes restos esqueléticos que conformaban las facies de textura lodosoportada y a que, finalmente,

para la sección La Joya, los mejores resultados se obtuvieron a partir del uso de los datos de presencia/ausencia.

La gráfica indica la estrecha relación que hay entre la bioturbación y una textura lodosoportada, ya que casi todas las muestras con lodo también tienen algún grado de alteración por organismos. En el caso particular de la sección La Mesa, la ocurrencia de espículas de esponja (sps) estuvo más relacionada con muestras de textura granosoportada (gst), a diferencia de La Joya, que tenía mayor relación con texturas ricas en lodo (mst). En el lado contrario, se observan los componentes más relacionados entre sí, como la textura granosoportada y la presencia de granos de arena (sag). Asimismo, aquellas muestras que presentaban intraclastos, comúnmente también contenían peloides, por lo que aparecen muy cercanas en la gráfica.

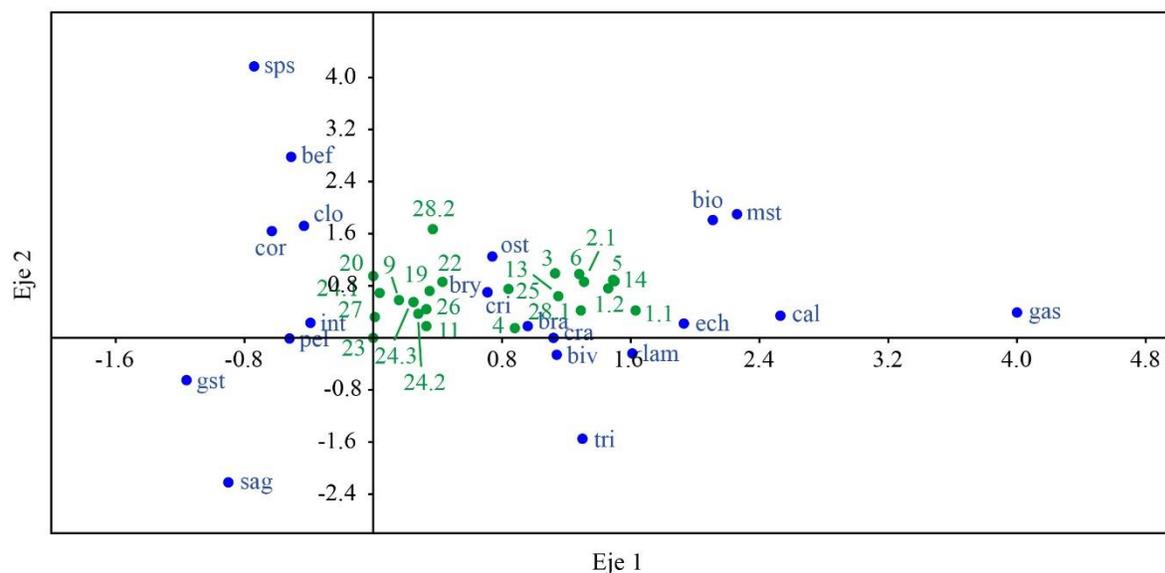


Figura 42. DCA modo R y Q que muestra la distribución de variables y muestras, respectivamente, a partir de una matriz de datos de presencia/ausencia en muestras de la sección La Mesa, SLM.

Cuando se grafican sólo las muestras y se separan por textura, se puede observar una clara separación en dos grandes nubes de puntos entre aquellas de textura lodosoportada y granosoportada (Fig. 43). Con respecto a las dos muestras de textura híbrida, cada una quedaría en una nube distinta, debido a la mayor uniformidad en sus componentes con una u otra asociación. La única muestra que no entra dentro de ninguna nube es la MES 28.2 debido a que se trata de un mudstone con sólo algunos fragmentos de crinoideos y ostrácodos,

características que no muestran una afinidad fuerte con el resto de las muestras, que tienen un componente bioclástico importante.

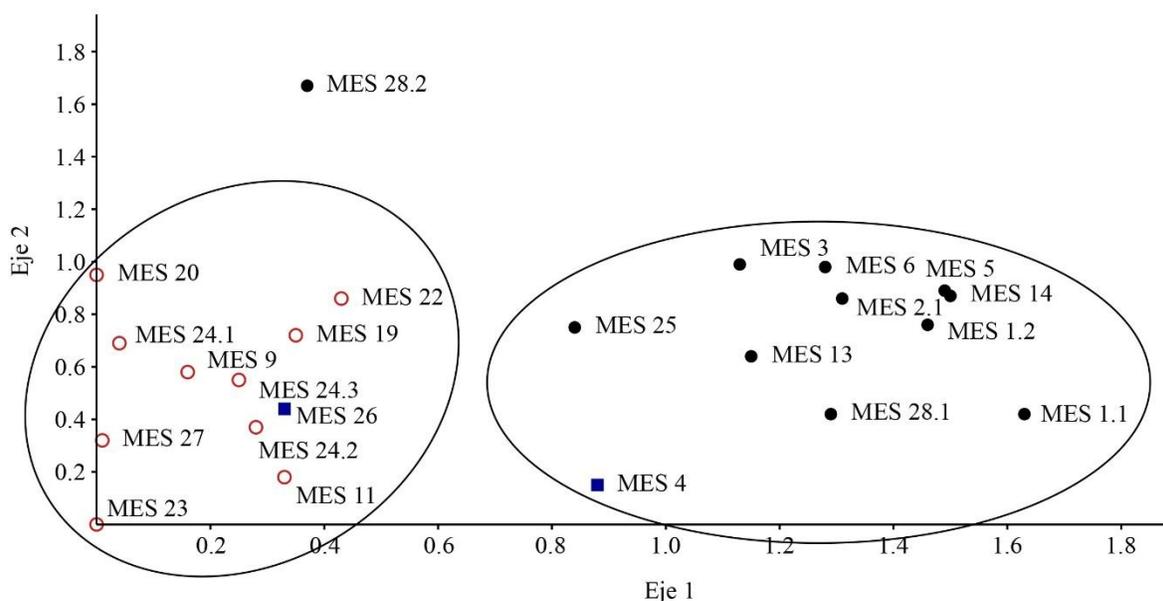


Figura 43. DCA modo Q que muestra la separación de las muestras por textura. En círculos rojos se muestran las de textura granosoportada; en círculos negros, las de textura lodosoportada; mientras que, en cuadros azules, las de textura híbrida.

El gradiente que se puede inferir a lo largo del primer eje de ordenación, dada la distribución de los componentes esqueléticos y no esqueléticos, es uno de tipo energético, donde los elementos más comúnmente encontrados en ambientes de baja energía (mst, cal, gas, lam, bio) se ubican a la derecha del diagrama, mientras que los de ambientes de mayor energía del medio (gst, sag, int, cor) se ubican hacia la izquierda. En el segundo eje de ordenación, se infiere un gradiente batimétrico, donde los elementos de mayor profundidad (generalmente, aquellos correspondientes a la zona lagunar más profunda y tranquila, con poca intervención del oleaje) se ubican arriba (ej. sps, bef, bio, clo, mst, ost), y los de menor profundidad (el área correspondiente al margen arrecifal que, por lo general, se encuentra encima del nivel del oleaje de buen tiempo), se ubican abajo del diagrama (ej. sag, tri, gst, cri, biv, bra, pel, int, ech, entre otros).

7.2.3. Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno

Para el análisis de isótopos de C y O, se seleccionaron un total de 20 muestras que presentaran el menor grado de diagénesis. La Tabla 8 muestra los valores obtenidos del análisis de isótopos estables, mientras que en la figura 44 se despliega la curva de esos valores. El

coeficiente de correlación fue de 0.034 lo que indica que no hay una interdependencia entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ debido a diagénesis.

Tabla 8. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras obtenidas de la sección La Mesa, Sierra Las Mesteñas, Sonora, México.

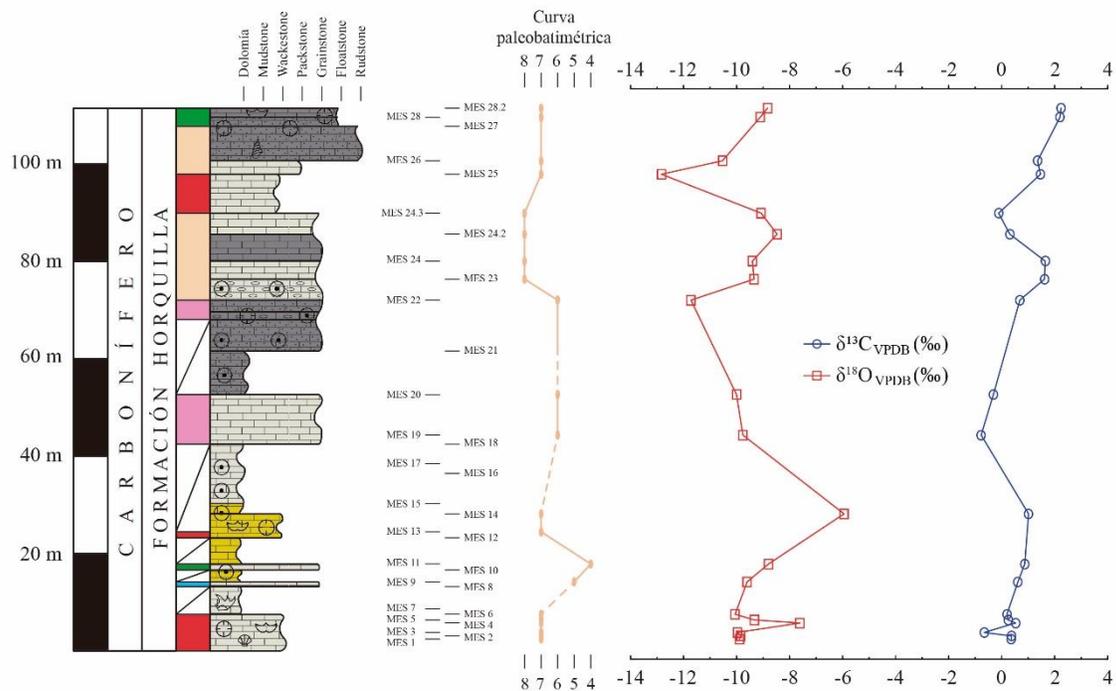
MUESTRAS	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	MUESTRAS	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
	(‰)	(‰)		(‰)	(‰)
MES 1	0.37	-9.89	MES 20	-0.31	-10.00
MES 2	0.37	-9.84	MES 22	0.69	-11.72
MES 3	-0.66	-9.97	MES 23	1.62	-9.34
MES 4	0.52	-7.61	MES 24	1.65	-9.40
MES 5	0.24	-9.32	MES 24.2	0.31	-8.47
MES 6	0.20	-10.05	MES 24.3	-0.11	-9.07
MES 9	0.62	-9.60	MES 25	1.47	-12.83
MES 11	0.87	-8.79	MES 26	1.36	-10.53
MES 14	1.02	-5.95	MES 28	2.20	-9.11
MES 19	-0.77	-9.76	MES 28.2	2.24	-8.84

La curva de $\delta^{13}\text{C}$ presenta un rango muy pequeño de variación, con el valor más bajo en -0.77‰ y el más alto en 2.24. El promedio para todos los intervalos medidos es de 0.69‰. Esto indica condiciones muy estables a lo largo de la sección, con algunas tendencias apenas discernibles. Por ejemplo, al inicio de la sección, los valores son cercanos a 0 y conforme se va subiendo, éstos llegan a 1 en la muestra MES 14. Después de esto, existe un hueco conformado de intervalos completamente dolomitizados que no fueron analizados, y el siguiente intervalo sin alteración aparente se encontró en la muestra MES 19, cuyo valor de $\delta^{13}\text{C}$ es de -0.77‰. Después de esto, se observa una tendencia positiva que alcanza su clímax en la muestra MES 24 con un valor de 1.65‰; es decir, hubo un aumento de 2.42‰.

Cuando se compara la señal isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ con la del $\delta^{18}\text{O}$, se puede observar un comportamiento similar en algunas partes de la sección (Fig. 44). Esta última comprende valores que oscilan entre -12.83‰ y -5.95‰, es decir, muestra un rango de variación de

6.88‰, con un promedio de -9.5‰. Se observa una excursión positiva desde el intervalo MES 6 al MES 14 (de -10‰ a - 5.95‰).

La primera excursión positiva de oxígeno se encuentra al pasar del nivel MES 3 al MES 4, con un cambio de valores cercanos a -10‰ a -7.6‰, seguidamente de una recuperación de los valores que llegan hasta -10‰. Posteriormente, una nueva excursión positiva, esta vez alcanzando valores de -6‰ en el intervalo MES 14, es evidente. Luego, se presenta una excursión negativa desde MES 14 a MES 22 con valores mínimos de -11.7‰. Desde MES 22 a MES 24.2 hay una ligera excursión positiva que alcanza -8.5‰, para luego bajar hasta -12.8‰ en MES 25 y subir hasta -8.8‰ en el último estrato muestreado.



LITOLOGÍA

- Caliza gris clara
- Caliza gris oscura
- Caliza amarilla
- Caliza masiva de grano fino
- Caliza arenosa
- Caliza con nódulos de pedernal

CONTENIDO FÓSIL

- Braquiópodos
- Corales
- Crinoideos
- Conodontos
- Bivalvos

MICROFACIES ESTÁNDAR

- Wackestone bioclástico bioturbado
- Caliza con concentraciones de crinoideos
- Grainstone/floatstone alóctono bioclástico
- Grainstone recubierto bioclástico con cemento esparítico
- Grainstone/packstone peloidal no laminado
- Indeterminado por diagénesis

ZONAS DE FACIES

- 4: Flanco arrecifal
- 5: Margen de la plataforma externa
- 6: Bancos de arena
- 7: Laguna con circulación abierta
- 8: Laguna con circulación restringida

Figura 44. Curvas de distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ comparadas con la columna estratigráfica y curva paleobatimétrica de la sección La Mesa en Sierra Las Mesteñas, Sonora.

7.2.4. Análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X

En la tabla 9 se exponen los resultados a partir del análisis de fluorescencia de rayos (FRX) en muestras seleccionadas de la sección La Mesa. Analizando tales resultados, la sección puede ser dividida en una parte inferior o base de la sección (que llegaría hasta la muestra

MES 11), y una superior o resto de la sección (que comprendería desde la muestra MES 19 hasta la MES 28.2). La zona que comprende desde la muestra MES 11 a la MES 19 no fue analizada debido a que estaba fuertemente alterada por diagénesis.

Tabla 9. Porcentajes obtenidos de la FRX y el radio calculado del porcentaje de MgO/CaO.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PC	Total (%)	MgO/CaO
MES 1.1	2.42	0.06	0.49	0.40	0.05	1.18	53.38	<0.002	0.20	0.02	41.61	99.80	0.02
MES 2.1	3.53	0.08	0.75	0.44	0.05	1.82	51.53	<0.002	0.31	0.03	41.27	99.80	0.04
MES 4	2.90	0.05	0.51	0.47	0.05	2.04	51.88	<0.002	0.18	0.03	41.70	99.80	0.04
MES 6	7.71	0.05	1.39	0.28	0.03	1.15	46.58	0.18	0.47	0.03	41.94	99.80	0.02
MES 9	0.55	0.04	0.23	0.25	0.06	0.94	54.81	<0.002	0.08	0.02	42.84	99.80	0.02
MES 11	8.26	0.07	0.75	0.45	0.02	8.30	40.97	<0.002	0.32	0.03	40.64	99.80	0.20
MES 19	<0.002	0.02	<0.002	0.06	0.00	0.24	57.28	<0.002	0.00	0.01	42.19	99.80	0.00
MES 22	1.01	0.03	0.07	0.14	0.01	0.69	55.36	<0.002	0.03	0.01	42.45	99.80	0.01
MES 24	<0.002	0.02	<0.002	0.07	0.00	0.29	56.78	<0.002	0.00	0.01	42.62	99.80	0.01
MES 24.3	0.35	0.02	0.07	0.08	0.00	0.22	56.45	<0.002	0.01	0.01	42.60	99.80	0.00
MES 25	<0.002	0.02	0.34	0.09	0.01	0.26	56.22	<0.002	0.00	0.01	42.84	99.80	0.00
MES 26	0.07	0.02	0.06	0.14	0.01	0.28	56.11	<0.002	0.01	0.01	43.09	99.80	0.00
MES 28.2	0.91	0.04	0.25	0.25	0.01	6.08	48.38	<0.002	0.08	0.03	43.79	99.80	0.13
Promedio	2.13	0.04	0.38	0.24	0.02	1.81	52.75	0.01	0.13	0.02	42.28	99.80	0.04

Como en la sección La Joya, la composición en la sección La Mesa es mayoritariamente de carbonatos (52.75%), lo que indica que la roca es fundamentalmente, una caliza. No obstante, hay otros elementos importantes dentro de la composición de los estratos analizados, entre ellos está el sílice, con un promedio de 2.13% y el magnesio, con una media de 1.81%. Al igual que en SAV, aquí se observa una relación inversa entre la cantidad de carbonato y de sílice, es decir, que cuando hay un descenso en el calcio disponible, ocurre la precipitación de sílice del agua marina (Fig. 45). El sílice, como ya se explicó, puede tener un origen diagenético o ser un componente original al momento del depósito. Como las muestras para el análisis por fluorescencia fueron cuidadosamente seleccionadas, a fin de evitar aquellas alteradas por diagénesis, se infiere que los valores altos de sílice en algunas de éstas reflejan la química original del agua enriquecida en óxido de silicio.

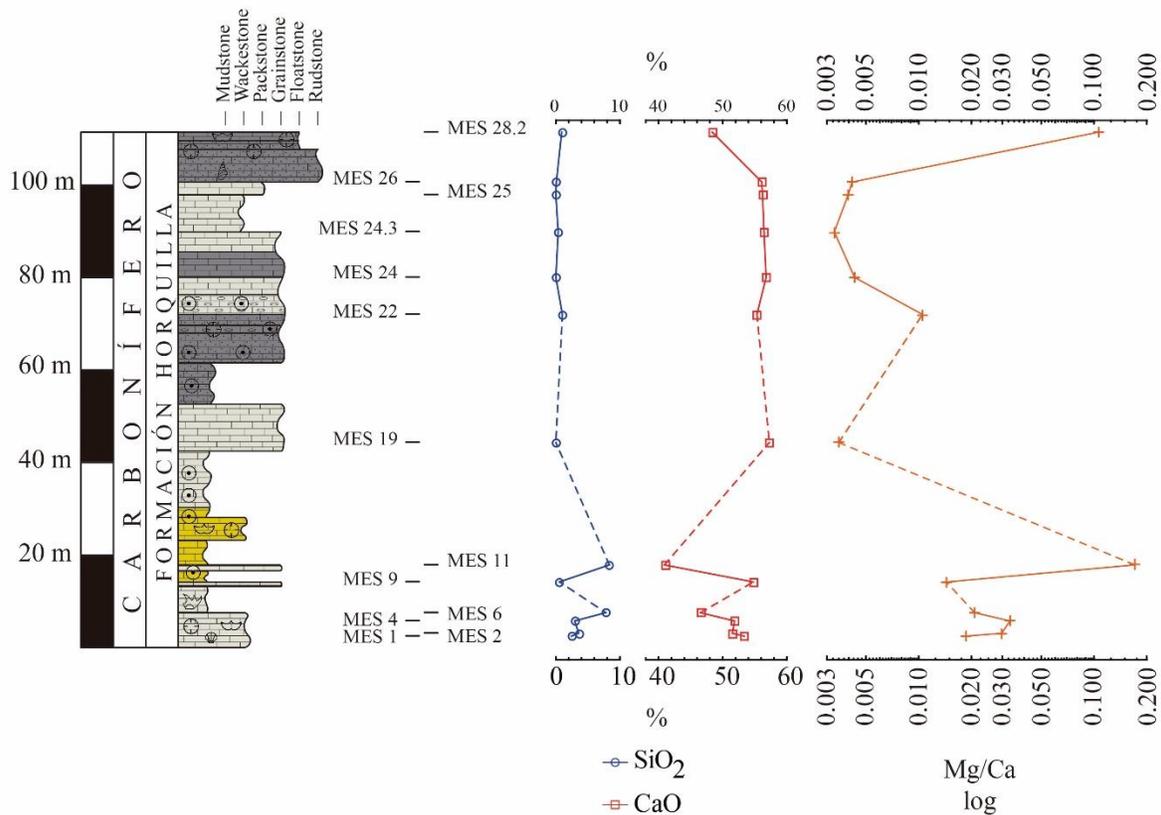


Figura 45. Porcentaje de óxido de silicio y calcio, así como la razón Mg/Ca en escala logarítmica en sedimentos de la sección La Mesa, SLM.

Dos de las muestras (MES 11 y MES 28.2) obtuvieron valores anormalmente altos de magnesio (Figs. 45 y 46). Al menos para una de ellas, se descubrieron algunos parches de dolomita, que indican que la muestra estuvo sujeta a dolomitización, es decir, que hubo una alteración posterior al enterramiento. En la otra no hay evidencia de cristales de dolomita, aunque esto no descarta la posibilidad que la muestra analizada por FRX contuviera áreas con dolomita dentro de la caliza. Los valores obtenidos del resto de elementos mayores (óxidos de aluminio, hierro y titanio; Fig. 46), son un reflejo de las condiciones originales en la composición del océano. El óxido de hierro se mantiene en valores que van de bajos (hasta 0.47%) en la base de la sección, a muy bajos (0.06%-0.25%) en el resto. El óxido de aluminio presenta un comportamiento similar en la base, con valores bajos (0.23%-1.39%), y en el resto de la sección con valores muy bajos (0%-0.38%). Para el óxido de titanio, los valores más altos se ubican en la base (0.04%-0.08%), mientras que los más bajos, en el resto (0.02%-0.04%) sin llegar a ser en ningún caso un compuesto muy abundante con relación a los ya mencionados. El mismo caso ocurre para el óxido de manganeso, óxido de potasio y óxido

de fósforo, aunque no es tan evidente (Tabla 9, datos no graficados). Casualmente en la base, donde todos estos elementos procedentes del continente aumentan su abundancia, la cantidad de carbonatos es más baja (40.97%-54.81%) con relación a la parte superior (48.38%-57.28%), esto indicaría inequívocamente que tales elementos estaban incorporados en minerales de origen continental (terrágeno) que llegaron a la plataforma a través de escorrentías (agua dulce). En la mayor parte de la sección, se observan condiciones más marinas con respecto al inicio, con poca influencia del continente en la sedimentación.

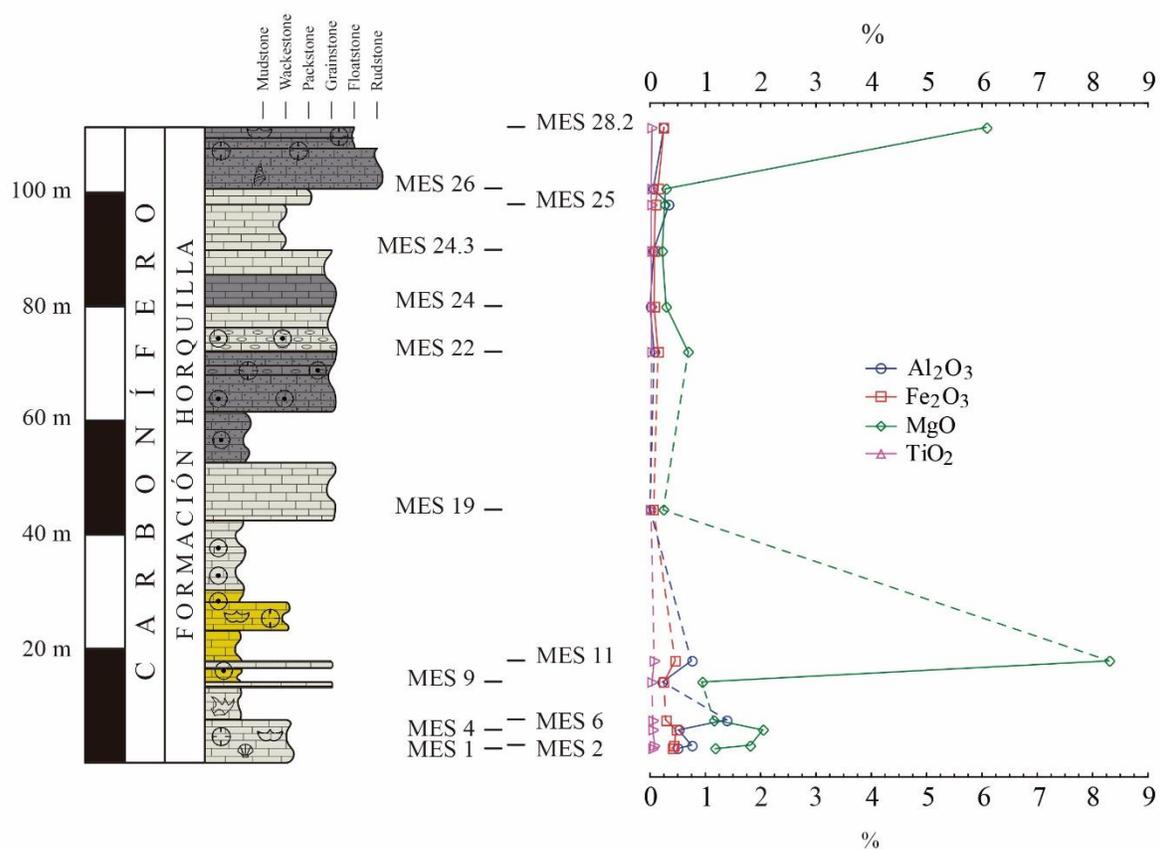


Figura 46. Porcentaje de óxidos de aluminio, hierro, magnesio y titanio en sedimentos de la sección La Mesa, SLM.

Este patrón queda confirmado por el aumento en los valores del isótopo pesado de carbono (^{13}C) que es más abundante en el agua marina que en el agua dulce que procede del continente (rica en ^{12}C). Al haber una interrupción en la entrada de agua continental, los valores de ^{13}C aumentan junto con el porcentaje de CaO , y el porcentaje de compuestos procedentes del continente (Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2) disminuye. En la parte superior de la sección, el único comportamiento atípico es el pico fuerte de MgO en la muestra MES 28.2, que se

correlaciona inversamente con el descenso de CaO. Aunque no se observó diagénesis en la sección delgada proveniente de esta muestra, probablemente alguna otra área de la roca sometida a la FRX sí la presentaba.

Finalmente, la razón MgO/CaO nos puede indicar un aumento en las condiciones de salinidad. Por lo visto en la tabla 9 y en la figura 45, se observa un pico en la parte inferior y dos en la parte superior de la sección donde los valores son más altos, y, por lo tanto, se presenta una mayor salinidad; en el resto de los niveles, se observan condiciones de salinidad mucho menores. Este aumento en las condiciones de salinidad podría estar relacionado con periodos de mayor evaporación del agua oceánica, es decir, con cambios climáticos al menos a nivel regional, que condujeron a un aumento en la temperatura del océano. También, una disminución en la escorrentía (entrada de agua proveniente del continente) haría que los valores de salinidad aumentasen.

7.2.5. Foraminíferos de la sección La Mesa

A diferencia de la sección La Joya, en La Mesa no se lograron encontrar muchos foraminíferos, sólo se reconocieron cuatro ejemplares que fueron determinados a nivel de género. Debido a esto, y a que aún no se realizan los análisis para encontrar conodontos, los géneros encontrados permitieron asignar esta sección tentativamente al Carbonífero, sin ser más exacto en cuanto a la designación de los pisos.

Los géneros identificados fueron: *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp. y *Planoendothyra* sp.

Endothyra: Carbonífero Inferior-Superior (Moscoviano).

Endothyranella: Carbonífero Inferior-Triásico.

Planoendothyra: Carbonífero Inferior (Viseano)-Superior (Bashkiriano).

Al igual que con los foraminíferos de la sección La Joya, en esta sección, la determinación se realizó siguiendo la clasificación de Loeblich y Tappan (1988).

Orden Foraminiferida Eichwald, 1830
Suborden Fusulinina Wedekind, 1937
Superfamilia Endothyroidea Brady, 1884
Familia Endothyridae Brady, 1884

Subfamilia Endostaffellinae Loeblich y Tappan, 1984

Género *Planoendothyra* Reytlinger, 1959

DIAGNOSIS. Testa nautiloide, ligeramente comprimida, biumbilicada, enrollada estreptospiralmente en el estadio temprano, con cambios notables en el plano de enrollamiento, vueltas finales planispirales y evolutas, periferia muy redondeada, numerosas cámaras infladas por espiral, septos radiales a ligeramente oblicuos; pared calcárea, microgranular, con depósitos secundarios bien desarrollados en forma de pseudocomata y una capa revistiendo la base y los lados de las cámaras; apertura simple, grande, basal.

Planoendothyra sp.

Lám. 4, fig. A.

DESCRIPCIÓN. Testa de contorno redondeado, evoluta, con un enrollamiento estreptospiral en el estadio temprano, seguido por un cambio abrupto en el enrollamiento en la siguiente vuelta, el cual es de tipo planispiral.

DISCUSIÓN. El morfotipo de La Mesa presenta similitudes con *Endothyra*, pero este último se caracteriza por una testa parcialmente involuta. Ninguna de las especies de *Planoendothyra* consultadas concuerda de manera clara con la morfología de estos ejemplares, por lo que se decidió dejarlo a nivel de género.

Subfamilia Endothyrinae Brady 1884

Género *Endothyra* Phillips, 1846

DIAGNOSIS. Testa enrollada completamente, parcialmente involuta, periferia ampliamente redondeada, estadio temprano estreptospiralmente enrollado o con el plano de enrollamiento cambiando abruptamente durante el crecimiento, cámaras infladas y pocas por espiral y con pocas espiras; pared calcárea, microgranular, con dos o tres capas, una delgada capa externa oscura o tectum y una interna o diafanoteca más gruesa, fibrosa a alveolar, comúnmente recristalizada en parte y con un posible tectorio interno, depósitos secundarios consistentes en nodos, crestas o ganchos en el piso de la cámara; apertura como una hendidura baja y basal, las de las cámaras iniciales, agrandadas por resorción.

Endothyra sp.

Lám. 4, figs. B y C.

DESCRIPCIÓN. Testa con un contorno muy redondeado, el enrollamiento es estreptospiral en las cámaras iniciales, para después cambiar a un enrollamiento planispiral y con un cambio en el eje de enrollamiento en las últimas cámaras. Los septos son oblicuos.

DISCUSIÓN. El ejemplar es tentativamente asignado a *Endothyra* por la forma general de la testa y por el carácter involuto en uno de sus lados. Se asemeja a *Planoendothyra*, pero no presenta tantas vueltas y no tiene una testa de tipo evoluta. De las especies de *Endothyra* consultadas, ninguna se ajustó a la morfología de los ejemplares de La Mesa, por lo que su determinación quedó a nivel genérico.

Género *Endothyranella* Galloway and Harlton, 1930

DIAGNOSIS. Testa enrollada en el estadio temprano y desenrollada en el tardío. Las primeras vueltas ligeramente estreptospirales haciéndose planispirales y evolutas después. Las cámaras ligeramente infladas y en forma de cuña, suturas deprimidas, septos engrosados, sobre todo en la región apertural de las cámaras rectilíneas. Pared calcárea, delgada, indiferenciada, granular, fibrosa y perforada; apertura simple y basal en el estadio enrollado, haciéndose areal, redondeada y terminal en el estadio rectilíneo.

Endothyranella sp.

Lám. 4, figs. D y E.

DESCRIPCIÓN. Testa con aparente enrollamiento estreptospiral, que cambia a uno de tipo planispiral en estadios posteriores. La testa presenta un desenrollamiento en las últimas cámaras teniendo un arreglo rectilíneo y arqueado. Cámaras en forma de gajos. Septos gruesos.

DISCUSIÓN. Los ejemplares de La Mesa fueron comparados con *Mikhailovella* por presentar un desenrollamiento y un arreglo rectilíneo en el estadio tardío, pero se diferencian porque *Endothyranella* presenta cámaras enrolladas arregladas estreptospiralmente y después planispiralmente en el estadio temprano, y *Mikhailovella* sólo presenta un arreglo estreptospiral en el estadio temprano, para inmediatamente después desenrollarse en el

estadio tardío. La determinación quedó a nivel de género al no contar con características suficientes para su asignación a alguna especie de *Endothyranella*.

8. DISCUSIÓN

8.1. Correlaciones lito y bioestratigráficas con otras áreas.

La sección La Joya de SAV es considerada de edad Misisípica en su parte basal, por la presencia de la biozona de conodontos *Gnathodus texanus* (Navas-Parejo et al. 2017). Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) correlacionaron, con base en la macrofauna encontrada, a la formación Santiago con la Formación Escabrosa-Horquilla del área de Cabullona. Por otro lado, el Pensilvánico de la sección fue determinado por la presencia de especies de los géneros *Adetognathus* y *Declinognathodus* (Navas-Parejo et al. 2017). La formación La Joya fue determinada por Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) con una edad del Pensilvánico Medio, basada en su contenido faunístico y composición litológica. Los mismos autores la correlacionaron con la parte inferior de la Formación Picacho Colorado, con la parte superior de la Caliza Aparejo de Sierra Las Norias y con la parte inferior y media de la Formación Horquilla de la Sierra El Tule (Fig. 47).

Para la sección La Mesa de SLM, los datos obtenidos del estudio de foraminíferos indican que la sección pertenece al Carbonífero, sin poder detallar más su edad. Alternativamente, se está trabajando con la bioestratigrafía con base en conodontos para determinar la edad de manera más precisa, y un primer acercamiento indica una edad del Viseano, correspondiente al Misisípico Medio (Navas-Parejo, comm. pers.). Gómez-Tagle (1967) determinó que los estratos correspondientes al Misisípico de Las Mesteñas pertenecen a la Formación Caliza Escabrosa definida en el Cuadrángulo de Bisbee por Ransome (1904), en el Cuadrángulo de Dragon por Cooper y Silver (1964), y en la Sierra de Cabullona por Viveros (1965). Mientras tanto, los estratos correspondientes al Pensilvánico son una extensión de la Formación Caliza Naco definida en el Cuadrángulo de Bisbee por Ransome (1904), en la Cuenca de Cabullona por Taliaferro (1933), en las colinas Tombstone por Gilluly (1956) y en el Cuadrángulo de Dragón por Cooper y Silver (1964). Por el contrario, Peiffer-Rangin (1987) realizó un estudio estratigráfico detallado del área y correlacionó, con base en el contenido fósil, los estratos correspondientes al Misisípico de Las Mesteñas con la Formación Escabrosa y con las secuencias estratigráficas del sur de Arizona (Formación Horquilla) (Fig. 47).

		Agua Prieta y Sierra Los Ajos Ransome (1904) Viveros (1965)	Sierra del Tigre Imlay (1939) Iovar (1968)	Caborca Fries (1962)	Región de Mazatán Poole y Madrid (1986, 1988)	Cerro Cobachí Noll (1981)	Sierra Campanería Vega y Araux (1985)	Sierra Agua Verde Ochoa y Sosa (1993)	Sahuaripa-Arivechi Minjarez y Torres (1987)	Cerro de Las Conchas Palafox y Martínez (1985)	Central Cochise County, Arizona Gilluly et al. (1954)	Sierra Las Borias Vega y Araux (1987)	Rancho El Albañil Page et al. (2003)	Sierra del Tule González-León (1986)	Montañas Mule, Arizona Hayes y Landis (1964)
C A R B O N Í F E R O	PENSILVÁNICO	Grupo Naco	Secuencia de calizas dolomitizadas, terrígenas y pedernal	Formación Rancho Nuevo	Formación	Caliza	Formación Chubusco	Formación La Joya	Unidad Santo Domingo	Formación	Formación Earp	Caliza	Formación	Formación	Formación
	MISISÍPICO	Formación Escabrosa					Conglomerado Los Chinos				Formación Las Tierritas				
				Formación Venado		Colorado		Formación Santiago			Formación	Aparejo	Unidad Misisípica sin nombre	Formación Escabrosa	Formación Escabrosa
				Formación Represo	Caliza Cerro Tasajo										

Figura 47. Correlación estratigráfica de las diferentes formaciones del Carbonífero de Sonora y Arizona (Modificado de Ochoa-Granillo y Sosa-León 1993).

8.2. Sierra Agua Verde

8.2.1. Análisis de microfacies, paleobiogeografía y paleoclimas.

A partir de los estudios de microfacies se pudieron definir nueve asociaciones de facies, las cuales tienen características distintivas en textura y composición. Sin embargo, varios componentes como crinoides, braquiópodos, peloides, cortoides, etc. son compartidos entre ellas, así que la última razón para separar entre asociaciones de facies fue la abundancia de estos elementos en cada asociación. Por ejemplo, la abundancia de peloides en muestras de la asociación 2 es mayor que la encontrada en la asociación 3.

Los cambios en los cinturones de facies registrados en la curva paleobatimétrica de la figura 32 son abruptos en algunos casos, y esto pudo deberse a una falta de muestreo en varias partes de la sección. La temporada de prospección y recolecta se caracterizó por ser bastante húmeda, lo que se tradujo en un sobrecrecimiento de la vegetación, haciendo en muchos casos, inaccesible el muestreo. Para poder llenar los huecos entre los cambios abruptos de facies encontrados, es necesario hacer un muestreo más detallado en esas partes de la sección.

No obstante, no sólo la falta de muestreo puede explicar este fenómeno: hay muestras de mano donde se pueden observar cambios texturales súbitos que implican cambios fuertes en la energía del medio. Éstos pueden ser una respuesta a eventos climáticos ocurridos durante el Carbonífero, en especial, a los eventos de glaciación que afectaron Gondwana (Crowell 1978, 1983; Smith y Read 2000; Isbell et al. 2003). Tal serie de eventos se inició en el

Devónico Tardío (Frasniano) y duró hasta el Pérmico Tardío (Kazaniano-Tatariano) y produjo periodos de crecimiento y disminución de glaciares en Gondwana que afectaron los niveles eustáticos en todo el mundo (Isbell et al. 2003).

De acuerdo con Palafox-Reyes (2011), durante el Paleozoico Tardío, algunas áreas del estado de Sonora representadas por las secciones de los Cerros El Tule y Cerro La Morita, formaban parte de la cuenca de Pedregosa. Ésta era definida como una plataforma marina poco profunda que separaba al Cratón Norteamericano del Océano Rhéico (Palafox-Reyes 2011). Así, la mayor parte de Sonora, incluyendo a las secciones La Joya y La Mesa de este estudio, corresponde a la plataforma somera del Océano Rhéico que bordeaba al Cratón Norteamericano.

Para este tiempo, Norteamérica estaba ubicada en una posición ecuatorial con un clima más tropical, lo que dio lugar a extensos depósitos de carbón producto del desarrollo de grandes bosques tropicales. Particularmente, durante el Carbonífero, una serie de secuencias llamadas ciclotemas (depósitos cíclicos controlados por fluctuaciones glacio-eustáticas) se reportan en varias regiones de Euramérica (Veevers y Powell 1987; Heckel 1994, 2008; Fielding et al. 2008; Cecil et al. 2014, entre otros), pero no hay registro de éstos en las áreas correspondientes a Gondwana, donde más bien se presentan depósitos de tipo glacial. La secuencia litológica típica de un ciclotema lleva este orden: estratos delgados de caliza de tipo transgresivo, estratos delgados de lutita fosfática gris a oscura, estratos gruesos de caliza regresiva y con lutitas de áreas cercanas a la orilla (nearshore shales) o terrestres con paleosuelos bien desarrollados o capas de carbón subyaciendo o sobreyaciendo esta secuencia (Joachimski et al. 2006). Para las secciones en estudio, y en general, para toda Sonora, no se pudo confirmar la ocurrencia de tales depósitos y, según Palafox-Reyes (2011), la posibilidad de que no haya ningún registro de los ciclotemas clásicos conservados en varias regiones de EUA quizá se debió a un evento tectónico sinsedimentario que pudo enmascarar la expresión de estos depósitos. Probablemente la falta de registro se debe a que el área, al no estar ubicada cerca de la línea de costa, no experimentó en ningún momento la exposición de sus sedimentos al ambiente vadoso (aéreo), y aún durante los periodos de regresión, siempre estuvo cubierta por agua con sólo cambios en los cinturones de facies como se pudo corroborar por el estudio de microfacies en este trabajo. Otras áreas de Norteamérica como

las del *Midcontinent* (donde hay un buen registro de estos ciclotemas), al estar más cerca de la línea de costa, pudieron haber experimentado exposición al ambiente vadoso durante los bajos eustáticos y eso permitió que se formaran estos depósitos.

8.2.2. Analisis de correspondencia

Los análisis multivariados realizados se utilizaron con el fin de reconocer si la distribución de los componentes (variables) encontrados en las microfacies era al azar o si éstas respondían a algún cambio ambiental.

En este estudio se decidió usar el análisis de correspondencia (CA) y el análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) con el fin de evaluar las ventajas de usar uno u otro. La ventaja del CA recae precisamente en el efecto de arco, ya que su presencia permite discernir un posible gradiente en los datos (Hennebert y Lees 1991), mientras que el DCA permite observar la distribución libre de tendencias.

Según el método usado se observó uno u otro gradiente; en el caso del CA y el DCA por conteo de puntos, se interpretó un gradiente de costa-mar abierto. Flügel (2010) indica que el nivel de nutrientes es un buen ejemplo de este tipo de gradientes, lo que significa que la cantidad de éstos determinaría la distribución de diferentes organismos a lo largo de un transecto costa-océano, siendo la zona de la orilla la más rica. En este sentido, es necesario realizar estudios más específicos que prueben la disponibilidad de nutrientes en estas áreas y cómo los organismos respondieron a esta distribución en el ambiente marino.

En los gráficos de dispersión y de relevos, la presencia de laminación, espículas de esponja y textura lodosoportada en un lado, se ha relacionado con ambientes de baja energía, mientras que la ocurrencia de ooides, trilobites, gasterópodos, oncooides y cortoides en el otro extremo, indica ambientes marinos de mayor energía, lo que al final responde a un gradiente de nivel energético del agua que controla la distribución de los elementos analizados. La ocurrencia de más de un gradiente significa que los aloquímicos responden a varios factores ambientales en su distribución.

Además de la determinación de gradientes ambientales, este trabajo enfatizó la viabilidad de usar datos binarios. En general, este tipo de datos resultó en una mejor interpretación de los gradientes que los datos en porcentaje obtenidos del conteo de puntos (compárense las figuras

30 y 31). Flügel (2010) indica que el uso de datos cuantitativos puede acarrear algunos inconvenientes: por ejemplo, cuando los constituyentes están pobremente preservados (bioclastos recristalizados), no pueden ser colocados en ninguna de las categorías establecidas, como sería deseable en el conteo de puntos; o como en el caso de partículas de tamaño grande, el uso de secciones delgadas de escala pequeña es requerido para discernir entre todos los tipos de grano; finalmente, el conteo de puntos es una técnica que consume tiempo.

En este estudio, el primer problema fue recurrente cuando algunos elementos esqueletales que no pudieron ser determinados sumaron hasta el 19% del total de granos de la muestra, porcentaje que fue excluido del análisis. El segundo punto fue cubierto usando imágenes a escala más pequeña para el conteo de puntos, de esta manera, los granos fueron más fácilmente identificables. El tercer problema fue compensado haciendo una selección al azar de sólo algunas muestras para el análisis cuantitativo, a diferencia del análisis de presencia/ausencia donde todas las muestras fueron usadas.

A pesar de esto, el uso de datos binarios demostró ser más efectivo para elucidar gradientes que los datos de conteo de puntos. Previamente, el uso de datos binarios ya ha sido probado y aplicado exitosamente en la discriminación de facies (Gill 1993), para manejar datos de comunidades de plantas (Erez y Gill 1977) y para reconocer paleoambientes arrecifales antiguos (Ekdale et al. 1976).

8.2.3. Determinación taxonómica de los foraminíferos

A pesar de la riqueza en foraminíferos de la sección La Joya, como la mayor parte de las determinaciones fueron a nivel de género, no se pudo constreñir la edad de la sección usando esta herramienta de datación, por lo que en la presente tesis se utilizó la biozonación realizada por conodontos propuesta por Navas-Parejo et al. (2017). No obstante, será interesante lograr una biozonación de la sección La Joya con base en foraminíferos, y así comparar estos resultados con los de conodontos. Este trabajo da pie a futuros estudios de la zona tanto de tipo bioestratigráfico como paleoecológico y paleoambiental.

8.2.3.1. Implicaciones evolutivas de los subórdenes reportados en Sierra Agua Verde

El suborden Textulariina es el más antiguo de los tres registrados en SAV, y está representado por la superfamilia Ammodiscoidea y la familia Ammodiscidae. Se caracteriza por tener una testa hecha de partículas externas que se unen por la secreción de un cemento orgánico (Boudagher-Fadel 2008). Este grupo evolucionó a partir de los más sencillos Allogromiina (de pared aglutinada, testa unilocular y simple) durante el Cámbrico Temprano. Fueron el grupo dominante, aunque morfológicamente pequeño, del Paleozoico Temprano. Debido a su sencillez y pequeño tamaño, fueron uno de los grupos menos afectados durante la extinción del Pérmico-Triásico, con sólo una reducción del 30% de sus géneros (Boudagher-Fadel 2008).

Con respecto al suborden Miliolina, sólo se reportó la presencia de la superfamilia Cornuspiroidea y la familia Cornuspiridae en SAV, y se caracterizan por tener conchas con dos cámaras, donde la segunda cámara es tubular, sin divisiones y con un crecimiento posterior en zigzag (Loeblich y Tappan 1988). Los miliolinos aparecieron durante el Carbonífero como formas pequeñas, pero no fueron un grupo importante y de mayor tamaño hasta el Triásico, cuando los fusulínidos, más grandes, redujeron su diversidad durante el evento de extinción del Pérmico-Triásico y dejaron nichos disponibles para ser ocupados por este grupo (Boudagher-Fadel 2008). Esto concuerda con lo observado en La Joya, donde las tres especies de miliolinos encontradas son más pequeñas y de menor complejidad que sus descendientes del Mesozoico.

De los tres subórdenes reportados para La Joya, la mayor variedad de formas corresponde al suborden Fusulinina, donde se encuentran representadas cuatro superfamilias: Earlandioidea, Palaeotextularioidea, Endothyroidea y Fusulinoidea. De acuerdo con Boudagher-Fadel (2008), los endotíridos, pertenecientes a la superfamilia Endothyroidea, se consideran la forma ancestral de los fusulínidos chinos, que evolucionaron en la familia Ozawainellidae (Fusulinoidea) al final del Misisípico. Los Ozawainellidae, caracterizados por conchas discoidales pequeñas sin septos acanalados como *Ozawainella* y *Millerella*, fueron muy comunes en el Carbonífero Medio (Serpukhoviano-Bashkiriano) para luego decrecer en el Carbonífero Tardío y desaparecer durante el Pérmico Temprano. Este grupo es, a su vez,

ancestro de la familia Fusulinidae, que corresponde a los fusulínidos de mayor tamaño con forma de balón de fútbol americano, de los cuales no se tiene ningún representante en la sección La Joya.

Otras dos familias encontradas en La Joya fueron Staffellidae y Schubertellidae. Los estafélidos, igualmente evolucionaron de un ancestro ozawainélido durante el Carbonífero Medio (Moscoviano). Los cambios más importantes fueron el plegamiento de los septos y la aparición de una estructura más compleja de la pared (Boudagher-Fadel 2008). Para el caso de los Schubertellidae, se cree que derivaron del género *Fusulina* al final del Carbonífero, con un incremento progresivo en la opacidad de la diafanoteca.

Es decir que, para esta sección, los Fusulinina reportados corresponden, en general, a formas pequeñas y discoidales, y difieren de las más típicas del Pensilvánico Medio y Superior, que son más grandes, fusiformes y con un desarrollo mayor de pliegues en los septos.

Los géneros y especies de foraminíferos encontrados en SAV corresponden con aquellas encontradas en otras áreas del sur de EUA y en Sonora, de edad Misisípico Tardío-Pensilvánico Temprano (Loeblich y Tappan 1988; Groves 1991; Wilde 2006; Gómez-Espinosa et al. 2008; Verville y Sanderson 1988; Vachard et al. 2013; Buitrón-Sánchez et al. 2015, entre otros), con lo cual hay una buena correlación con la bioestratigrafía propuesta por Navas-Parejo et al. (2017) con base en conodontos (y que es la seguida en la presente tesis).

En la figura 48 se muestra cómo la diversidad de ejemplares de foraminíferos para la sección La Joya es más abundante en la parte alta de la columna, mientras que, en la parte baja, se tienen pocos especímenes. Es debido a la alta ocurrencia de foraminíferos en la segunda mitad de la sección y a la presencia de algas verdes y microfacies de tipo mudstone-wackestone que se infiere que la mayor parte de la mitad superior de la sección corresponde a una zona somera con facies de tipo lagunar.

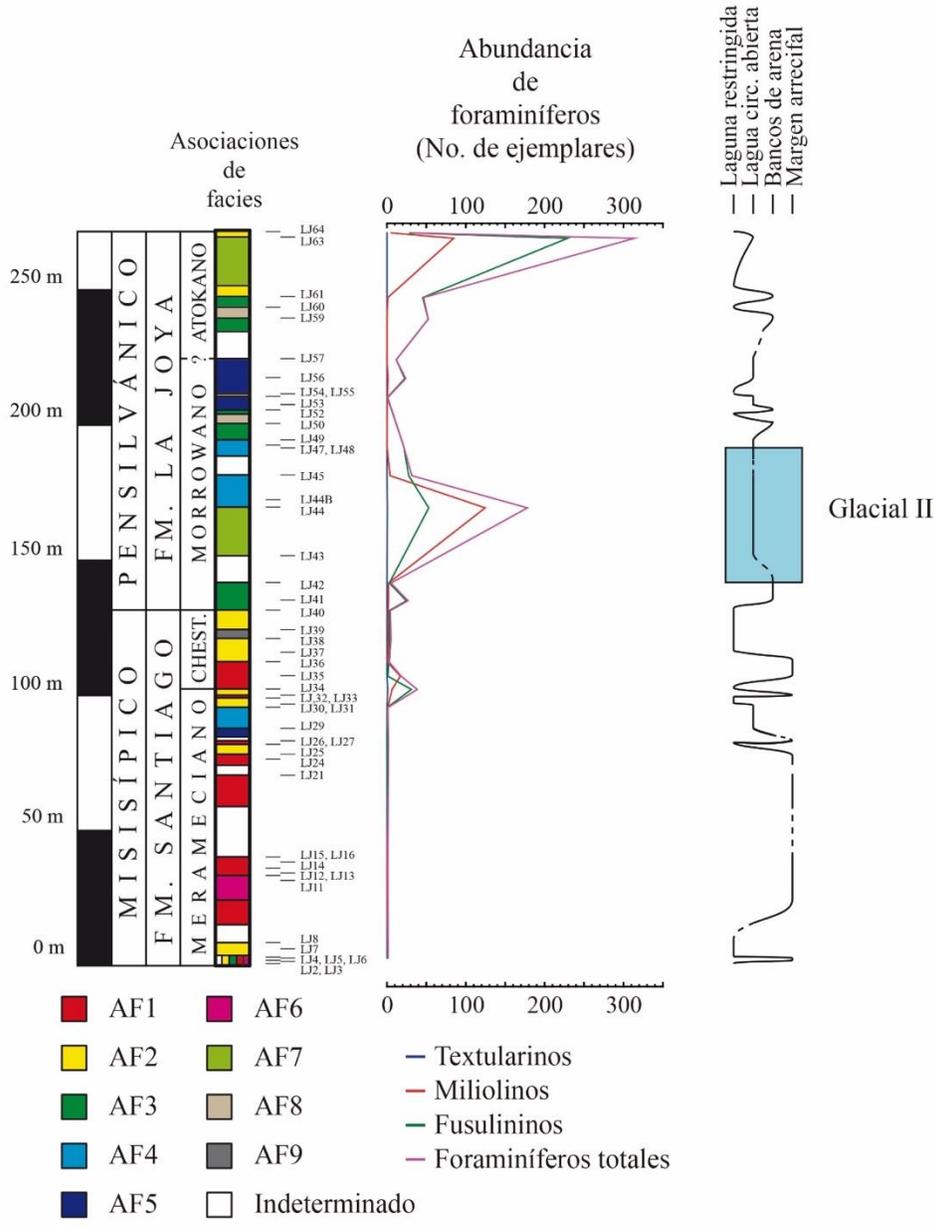


Figura 48. Distribución de los diferentes subórdenes de foraminíferos encontrados en La Joya, junto con las diferentes asociaciones de facies determinadas y la curva paleobatimétrica inferida.

En particular, se observan dos picos en la abundancia de foraminíferos bentónicos: el primero durante el Morrowano temprano-medio y el segundo en la parte final de la sección, durante el Atokano. El pico del Morrowano se caracteriza por un aumento sustancial en la abundancia de diferentes especies de miliolinos y, en menor medida, de fusulininos. En el segundo, el grupo dominante fue el de los fusulininos. El primer pico corresponde con el evento glacial II de Isbell et al. (2003), interpretado en la sección La Joya con base en la medición de isótopos estables. La mayor abundancia de fusulininos al final de la sección se asocia a la

presencia de arrecifes (Boudagher-Fadel 2008), o a bancos móviles de arena (Armstrong y Brasier 2005), donde este grupo, compuesto de testas más resistentes, pudo habitar. Con respecto al primer pico relacionado con el evento glacial, es de extrañarse que hubiera un repunte en la abundancia de foraminíferos, ya que éstos aumentan su abundancia en aguas oligotróficas o de pocos nutrientes (Boudagher-Fadel 2008), pero las condiciones de glaciación se relacionan con aumentos en la productividad marina (Frank et al. 2008). Este repunte quizás se deba a un sesgo en la preservación de foraminíferos en tales niveles. El segundo pico se puede asociar más a la aparición de arrecifes de esponjas coralinas del género *Chaetetes*, documentado para el Pensilvánico de SAV (Buitrón-Sánchez et al. 2007; Gómez-Espinosa et al. 2008).

Todos los foraminíferos encontrados en La Joya presentaron diámetros inferiores a 2 mm y son de hábitos bentónicos, lo que los clasifica como foraminíferos bentónicos pequeños (Armstrong y Brasier 2005). La testa de los miliolinos es de tipo aporcelanada imperforada, ideal para proteger al organismo de la acción de los rayos UV en aguas cercanas al ecuador. Además, se ha visto que las testas de estos mismos organismos junto con la de los textularinos, soportan mejor las condiciones de aguas hipersalinas en organismos actuales (Armstrong y Brasier 2005). Se cree que, en La Joya, las condiciones en esos niveles eran de lagunas someras dentro de la zona fótica, por lo que es de esperar encontrar foraminíferos con conchas aporcelanadas como los miliolinos, aunque también se cree que muchos fusulininos presentaban simbiosis con cianobacterias que se alojaban en los poros de la kerioteca en formas avanzadas o en el protoplasma dentro de las cámaras (Vachard et al. 2004), por lo que cabe esperar que en ambientes lagunares, éstos presenten una gran abundancia.

De acuerdo con Ross (1973), los foraminíferos endotíridos y tournayélicos son más abundantes en calizas cercanas a la costa y de plataforma, por lo que debieron ser abundantes en aguas cálidas, someras, con energía moderada (Skipp 1969), lo que correspondería con ambientes lagunares en la plataforma. Por comparación con foraminíferos actuales similares a los endotíridos, se cree que éstos debieron vivir en el fondo marino y trepaban con sus pseudópodos hacia varios sustratos de plantas y animales como los briozoarios y crinoideos (Haynes 1981; Boudagher-Fadel 2008).

8.2.4. Análisis de isótopos estables

Cuando se analizan las curvas de excursiones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se observa un comportamiento muy similar en los cambios observados en ambas, lo que demuestra que tanto el $\delta^{13}\text{C}$ como el $\delta^{18}\text{O}$ forman un sistema cerrado. Tales cambios se han llegado a interpretar como dependientes del clima (Mii et al. 1999), aunque no todos llegan a tener implicaciones globales, como se verá más adelante.

Al seguir la firma isotópica del $\delta^{13}\text{C}$, se puede observar una tendencia a la baja que inicia a finales del Merameciano y que termina a finales del Morrowano (Bashkiriano), sólo interrumpida por un pico positivo pasando la mitad del Morrowano. Esto contrasta con lo encontrado en la literatura (Mii et al. 1999, 2001; Saltzman 2005; Frank et al. 2008), donde se observa un descenso que inicia a finales del Merameciano ($\delta^{13}\text{C}=4\text{‰}$) y se extiende a lo largo de todo el Chesteriano ($\delta^{13}\text{C}=2\text{‰}$). Después de esto, se presenta una excursión positiva que comienza cuando inicia el Morrowano con valores que llegan a 3-4‰ y se mantienen así durante el resto del Pensilvánico. El hecho de que la curva de $\delta^{13}\text{C}$ no empate con lo reportado en la literatura puede indicar alguna alteración por diagénesis en las rocas de la sección, o bien, que hay algún control local o regional que condicione estos valores.

Para el límite Misisípico-Pensilvánico, en varias regiones del mundo se tiene registro del inicio de un periodo de glaciación. Este periodo glacial es reportado por Isbell et al. (2003) como el evento glacial II, mientras Fielding et al. (2008) indican que tal evento corresponde a una glaciación de tipo alpina. Este fenómeno se desarrolló durante el Carbonífero Medio (Namuriano-Westphaliano más temprano *sensu* clasificación europea; Serpukhoviano-Bashkiriano *sensu* Gradstein et al. (2012)) y se ha expresado como una excursión del $\delta^{13}\text{C}$ hacia valores positivos (Mii et al. 1999). Ello es debido a que, durante un periodo de enfriamiento, con condiciones más secas y frías, el $\delta^{13}\text{C}$ aumenta debido a una disminución en la erosión continental, la cual impide el transporte de materia orgánica continental rica en ^{12}C hacia las aguas de la plataforma marina, que es la fuente más importante de bicarbonatos durante los periodos cálidos y húmedos. No obstante, en la sección La Joya, los valores en vez de subir, presentan una tendencia a la baja. El análisis isotópico del $\delta^{13}\text{C}$, por lo tanto, no parece registrar realmente el inicio de las condiciones de glaciación sino, más bien, algún control regional o local. El hecho de que este valor descienda en vez de subir durante este

periodo de glaciación puede indicar que la fuente de bicarbonato que formó los depósitos de caliza muestreados cambió de continental/marina a propiamente marina, por la presencia de algas marinas, las que aumentaron los niveles de ^{12}C en el agua, causando una excursión negativa en el $\delta^{13}\text{C}$. La presencia de foraminíferos y algas dentro de los cinturones de facies lagunares es especialmente importante en la segunda mitad de la sección estudiada, lo que empata bastante bien con esta interpretación. Junto con esta explicación, es posible que un cambio en los cinturones de facies ayude a explicar este fenómeno: al analizar de forma más general la curva de $\delta^{13}\text{C}$, se observan valores más positivos en la primera mitad de la sección (Misisípico), mientras que en la mitad superior (Pensilvánico), los valores tienden a bajar; es decir, que la primera mitad de la sección muestra un patrón de ambientes de margen de la plataforma, ubicados más hacia mar abierto, mientras que en la segunda mitad, hay un cambio a ambientes de laguna abierta y restringida, más cercanos a la costa. En estos sitios se desarrollaron bastante bien los foraminíferos y las algas y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ tendieron a ser más bajos que en las áreas del margen, quizás debido a una mayor cercanía a la costa y, por consiguiente, una mayor entrada de ^{12}C . Así que, aparentemente, un cambio en los cinturones de facies, debido quizás a una regresión marina producto de un evento glacial, conllevó a un cambio en la productividad neta en esa área de la plataforma, por entrada de carbono orgánico continental y por la productividad marina autóctona (dada por la presencia de algas y foraminíferos), lo que se tradujo en una excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$.

Otra causa, un poco más compleja pero igualmente posible, es que la fuente de ^{12}C durante el límite Misisípico-Pensilvánico se pueda atribuir a la liberación de hidratos de metano, los cuales están enriquecidos en ^{12}C (Haas et al. 2006). Se ha visto también que los periodos de máxima y mínima excentricidad cambian las razones isotópicas, al estar muy ligados con el clima (Martínez y Dera 2015; véase Fig. 11). No obstante, para poder comparar los cambios isotópicos en La Joya con periodos de máxima y mínima excentricidad, se tendría que tener un muestreo más detallado de las diferentes capas que constituyen la sección.

Los picos negativos encontrados en los $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras LJ 16 y LJ 24 (véase Tabla 3 y Fig. 33) son valores atípicos que no parecen seguir la tendencia de la curva de excursiones isotópicas, quizás debido a diagénesis muy localizada, no observada a nivel de

las microfacies. La línea punteada alrededor de estos valores indica que esos estratos no fueron analizados isotópicamente por la presencia de facies diagenéticas.

Exceptuando estos valores atípicos, durante el Merameciano, la mayoría de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son positivos, y se ubican aproximadamente entre 2 y 4‰. En general, los valores no cambian mucho en este rango de tiempo, excepto al final del Merameciano, donde la tendencia es hacia valores menores a 1‰. Durante el Chesteriano, este descenso continúa, y para el límite Chesteriano-Morrowano, el valor ha bajado a 0.39‰. Una tendencia similar, pero con valores más altos, es reportada por Mii et al. (1999), donde el Merameciano es más o menos constante, con valores que comienzan a caer desde aproximadamente 3.5‰ (estado C1) a 2-3‰ en el límite Merameciano-Chesteriano (estado C2). A finales del Chesteriano se alcanzan los valores mínimos de 2‰ para remontar a 4‰ en el Morrowano medio (transición C2 a C3). Esta tendencia de recuperación se observa también en La Joya, pero comienza un poco después del inicio del Morrowano (-1.75‰) y llega a su máximo nivel al final del Morrowano Medio, donde se alcanzan valores de 1.2‰. Para el Morrowano y el Atokano, los valores obtenidos por Mii et al. (1999) quedan más o menos constantes, en contraposición con los resultados de La Joya, donde se observa el inicio de una excursión negativa durante el Morrowano tardío que llega a valores de -2‰; para antes que termine el Morrowano, hay una recuperación del $\delta^{13}\text{C}$ hasta alcanzar valores de 1.3‰ durante el Atokano. En resumen, la tendencia observada entre los datos de La Joya y los de Mii et al. (1999) son aproximadamente iguales desde el Merameciano hasta el Morrowano medio, y a partir de ahí, en La Joya se tiene el registro de una excursión negativa que rápidamente regresa a valores semejantes a los del Merameciano-Chesteriano.

Los valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ vistos durante el Merameciano se pueden explicar por la proliferación de plantas terrestres durante el Carbonífero Temprano: cuando la biomasa en áreas continentales aumentó durante esta época, se incrementó la cantidad de carbono orgánico almacenado (rico en ^{12}C), lo que se tradujo en valores mayores de ^{13}C en el agua marina y, en consecuencia, en los carbonatos marinos (Mii et al. 1999). De acuerdo con Berner y Barron (1984), Algeo et al. (1995) y Mii et al. (1999), la abundancia en plantas terrestres pudo conducir al incremento en las tasas de intemperismo continental, lo que, a su

vez, aumentó la productividad marina y con ello, la tasa de enterramiento de carbono orgánico en los sedimentos marinos.

Los periodos cálidos se caracterizan también por valores altos en el $\delta^{13}\text{C}$, puesto que en la atmósfera hay mayor cantidad de CO_2 que es más rico en el isótopo pesado, lo que se traduce en firmas positivas en el agua de mar.

El descenso en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ observados al final del Merameciano y en el Chesteriano se explica por eventos de surgencia cuando el Océano Rhéico comenzaba a cerrarse debido al choque de Laurasia con Gondwana previo al ensamble de Pangea (Mii et al. 1999, 2001; Liu et al. 2015). Durante este periodo, el agua comenzó a empobrecerse en ^{13}C por la gran cantidad de nutrientes (ricos en ^{12}C) traídos a aguas someras por las corrientes de surgencia que se acentuaban cada vez más conforme el Océano Rhéico se cerraba. La ocurrencia de fenómenos de surgencia durante el Osageano y Merameciano fue observada por Sandberg y Gutschik (1980) y Nichols y Silberling (1990). De acuerdo con Mii et al. (1999), además de la surgencia, esta excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$ pudo deberse a una disminución en el enterramiento de carbono orgánico por un decremento en la productividad marina asociada a calentamiento o desglaciación.

La subida posterior del $\delta^{13}\text{C}$ durante el Morrowano se justifica por un aumento en la tasa de enterramiento de carbono orgánico (Popp et al. 1986), debido a una alta productividad en condiciones de glaciación o enfriamiento (posible expresión del evento glacial II de Isbell et al. (2003)). Si estos valores fueron más altos en secciones de Europa y otras de Norteamérica que en Sierra Agua Verde, se debió quizás a tasas mayores de surgencia para las áreas de Sonora en ese tiempo. Se necesitaría hacer un estudio más amplio de las excursiones de carbono para otras localidades cercanas y observar cómo fue su comportamiento.

Para la parte final del Morrowano la caída leve en el $\delta^{13}\text{C}$ junto con ligeros repuntes en las razones de elementos mayores (provenientes del continente) con respecto al calcio, se interpretan como una mayor erosión continental y mayor ingreso de materia orgánica, lo que implica el término de las condiciones de glaciación interpretadas para inicios del Morrowano.

Por arriba, en el rango que presumiblemente corresponde al Atokano y ya en la parte final de la sección La Joya (intervalo LJ 60), se observa una mayor entrada de terrígenos a la

plataforma, pero el aumento en el $\delta^{13}\text{C}$ indica que, o bien no hubo un ingreso de materia orgánica continental a la plataforma marina, o la tasa de enterramiento de C_{org} fue muy alta debido quizás al establecimiento de condiciones anóxicas de carácter local, que permitieron el enterramiento de carbono orgánico (ligero) en un contexto paleoambiental dominado por lagunas con poca circulación y escasa oxigenación. Para este tiempo, el análisis de microfacies indica una alta productividad por la abundancia de foraminíferos y algas en varios niveles de la sección, que pudieron llevar a anoxia en aguas muy tranquilas de tipo lagunar.

Para el caso de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, el rango de variación es casi de 11‰, el cual es bastante alto, y sólo se puede explicar por los siguientes procesos: el tipo de carbonato, presencia de diagénesis, efecto vital o por precipitación/evaporación. Con respecto al tipo de carbonato, aunque se presume que la composición predominante fue calcita, no se puede exceptuar la presencia de aragonita ni de dolomita en las muestras. Igualmente, la diagénesis provoca cambios considerables en la firma del oxígeno, mucho mayores que los encontrados en las firmas de carbono. Asimismo, el efecto vital juega un papel muy importante, sobre todo en las muestras granosoportadas que tenían un contenido muy alto de restos esqueléticos de distintos organismos encontrados en las microfacies (crinoideos, braquiópodos, briozoarios, foraminíferos, algas, etc.) los cuales dejan su señal en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de cada muestra; en contraparte, las muestras lodosoportadas, con menos cantidad de biota, se verían menos afectadas por este efecto vital. Finalmente, otra parte de la variación en $\delta^{18}\text{O}$ es debida a un efecto de la precipitación/evaporación, lo que se traduce en un efecto en la temperatura del medio, que es el efecto que se busca encontrar dentro de la firma isotópica del oxígeno.

Los valores más extremos de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados en la curva de la figura 32 podrían, entonces, correlacionarse con cambios climáticos a nivel regional o, incluso, global. Por ejemplo, se pueden observar valores relativamente altos en la firma del $\delta^{18}\text{O}$ durante la mayor parte del Misisípico y en algunos picos durante finales del Morrowano y el Atokano. Una de las explicaciones es que hubo un evento de glaciación en el cual el isótopo ligero de oxígeno quedó atrapado en los glaciares, provocando la firma positiva de $\delta^{18}\text{O}$, pero, como se verá más tarde, estas excursiones positivas del oxígeno no empatan con los picos positivos de los elementos mayores que indican condiciones de mayor humedad y temperatura. Otra opción

es que haya habido una pobre circulación de las aguas, provocando que la tasa de evaporación se elevara, lo que conllevaría a un empobrecimiento en el ^{16}O del agua de la plataforma. Esta opción es la más plausible, ya que el área estudiada corresponde con aguas que tenían poca circulación, según lo demostrado por las facies lagunares someras encontradas, muchas de ellas con circulación restringida, así como por los valores mayores de salinidad al final del Merameciano y en la parte final de la sección, correspondiente al final del Morrowano y el Atokano (Fig. 35).

Cuando estos resultados se comparan con los análisis de elementos mayores, se observa una correspondencia con dos periodos cálidos presumibles durante el final del Merameciano y el final del Morrowano e inicio del Atokano de la sección La Joya (Figs. 34 y 35), lo que indica una mayor erosión continental. De la misma manera, durante el inicio del Pensilvánico, no se observa una entrada importante de tales elementos mayores a la plataforma debido a la ausencia de precipitación durante el periodo de glaciación.

El presente estudio se hizo usando el análisis isotópico en roca total. Se sabe que los estudios isotópicos para determinar ambientes del pasado se realizan normalmente usando registros de conchas de organismos como foraminíferos y braquiópodos. Para algunos autores (Lowenstam 1961; Grossman et al. 1996), la composición geoquímica de las conchas de los braquiópodos es un indicador confiable para la reconstrucción paleoambiental, puesto que éstos precipitan sus conchas en equilibrio isotópico con el agua de mar. Debido a que la composición de sus conchas es de calcita baja en Mg, son menos susceptibles a la alteración diagenética en comparación con las conchas hechas de aragonita o calcita rica en Mg de otros organismos (Batt et al. 2007), o con el mismo análisis de roca total, cuyos componentes pudieron haber estado expuestos a fluidos diagenéticos posteriores al enterramiento.

No obstante, hay otros estudios que revelan que las conchas de braquiópodos no siempre están en equilibrio isotópico con el agua de mar, debido al ya mencionado efecto vital que cambia la composición isotópica del carbono y el oxígeno (Carpenter y Lohman 1995; Brand et al. 2015) y en estos casos, es necesario hacer algunas correcciones (efecto del magnesio) y tomar ciertas precauciones (evitar áreas de rápido crecimiento) para interpretar adecuadamente la composición original del agua marina (Brand et al. 2015). Este fraccionamiento depende principalmente del área de la concha escogida para análisis (capa

primaria o secundaria; Carpenter y Lohman 1995). Por otra parte, algunos estudios demuestran que los carbonatos totales tienen un registro continuo e independiente de la facies, por lo que son excelentes proxies de la composición geoquímica del medio (Weissert et al. 1985; Saltzman 2003; Batt et al. 2007; Liu et al. 2017).

Por estas razones, y a la escasez de un registro continuo de conchas fósiles bien preservadas en el área de estudio, se decidió trabajar con el análisis de roca total. Para hacer más confiable este estudio, todos aquellos estratos que se encontraban alterados por diagénesis (dolomitización, silicificación, etc.), fueron excluidos, dejando sólo aquellos que petrográficamente no presentaban alteración.

8.2.5. Análisis de elementos mayores

La mayoría de las muestras sometidas a fluorescencia por rayos X (FRX) presenta un componente calcáreo evidente, lo que ubica a este tipo de rocas como caliza de ambientes marinos con aporte variable de sílice. El resto de los elementos incluidos en el análisis se presenta en valores muy bajos o traza (ej. el sodio). En especial, el magnesio presente se encuentra en concentraciones muy bajas debido, probablemente, a la ocurrencia de algunos cristales dispersos de dolomita, cuya fórmula es $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. La dolomita se forma cuando el magnesio disuelto en el agua reemplaza al calcio en la estructura de la calcita y es indicadora de aguas con mayor salinidad (Arche 2010). Como el fenómeno de formación de dolomita (dolomitización) es parte de la diagénesis, es decir, de los cambios que sufre el sedimento una vez depositado para formar roca, éste no refleja las condiciones de depósito de los sedimentos. De hecho, la dolomitización puede llegar a borrar las facies de depósito dejando en su lugar facies de alteración (diagenéticas). Por ello, se trataron de eliminar todas aquellas muestras que estuvieran fuertemente dolomitizadas, cuyas facies de depósito no fueran ya visibles debido a este reemplazamiento.

El sílice (SiO_2) fue el segundo componente más abundante en las muestras de la sección La Joya. Este sílice puede tener diversos orígenes: biogénico, por la acumulación de testas de organismos de esqueleto silíceo (radiolarios, esponjas silíceas y diatomeas), por influjo continental a través de las escorrentías que traen minerales silicatados (cuarzos, feldespatos, plagioclasas, micas, etc.), y a través de las emanaciones de sistemas volcánicos hidrotermales (Flügel 2010). Para conocer cuál es el origen de éste y otros elementos se usaron los

coeficientes de correlación de Pearson entre algún elemento mayor (ej. Na, K, Mg, Fe, etc.) con el Ti o el Al. Cuando se analiza una muestra con una correlación alta entre algún elemento mayor y el titanio o aluminio, tal parámetro indica que todo el elemento en cuestión fue transportado junto con el Ti o Al desde el continente en forma de partículas; esto es porque tanto el aluminio como el titanio presentan baja solubilidad, y durante el intemperismo químico, estos elementos no se disuelven en agua y sólo pueden ser transportados como partículas, no como solutos; así al llegar al mar, éstos no precipitan porque nunca se disolvieron en el agua, así que su procedencia es alóctona. En cambio, elementos como el Si, el Na, el Mg, entre otros, al viajar disueltos en el agua desde el continente hasta el mar, se precipitan *in situ* en el fondo marino, generando nuevos minerales, por lo que entonces su origen será autóctono. De esta manera, cuando se reconoce la relación entre cualquier elemento con el Al o Ti, se puede saber si la fuente de varios elementos mayores es continental (fueron transportados como partículas desde el continente) o si son producto de una precipitación *in situ*: cuando el valor es de 1 o cercano a 1, se dice que la fuente es continental (proxy de erosión), pero valores cercanos a 0.5 indican una mezcla entre un origen continental por erosión y un origen autóctono (precipitación).

El hallazgo de algunas facies con cristales de cuarzo y feldespatos (en forma de exoclastos), junto con una correlación (r) moderada entre el Si y el Al (0.42; tabla 10), hace pensar que el sílice tuvo un origen continental (alóctono), pero también biogénico a partir de organismos con caparzones silíceos (autóctono), especialmente esponjas silíceas, que fue la única fuente silícea biogénica observada en las microfacies (Apéndice 13.1).

El origen hidrotermal del sílice autigénico no pudo ser corroborado en este estudio. Finalmente, la presencia de sílice en las muestras pudo deberse a alteración por diagénesis, no obstante, se cuidó que sólo las muestras que no estuvieran alteradas diagenéticamente fueran procesadas para su análisis mediante FRX, por lo que los valores obtenidos reflejarían la composición química del agua al momento del depósito.

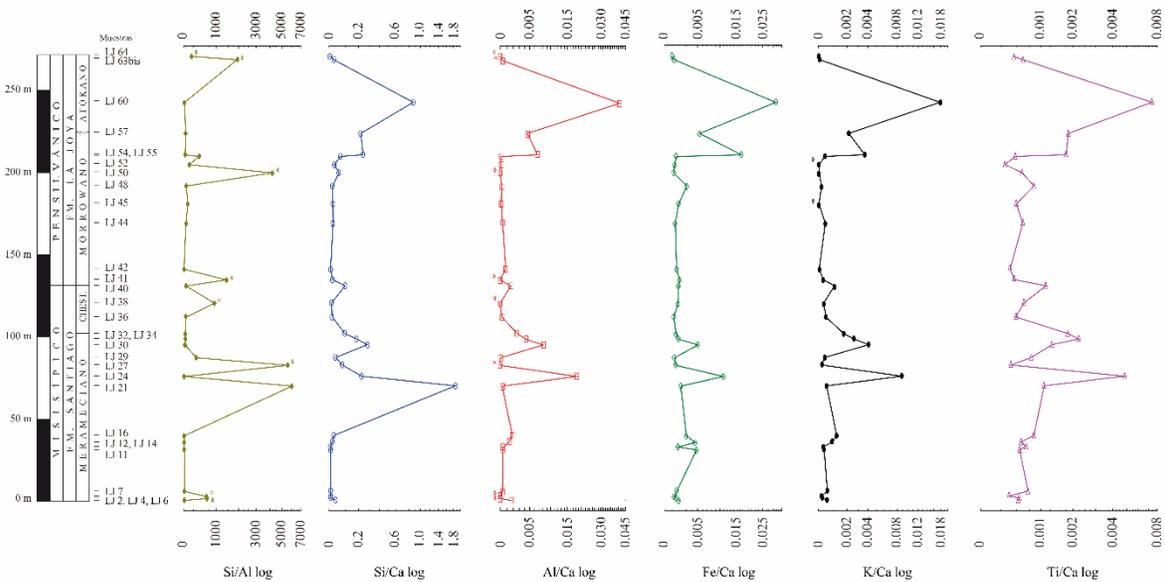


Figura 49. Relaciones logarítmicas entre el Si/Al y el Si, Al, Fe, K y Ti con el Ca que indica un cambio en la procedencia de los elementos. Los asteriscos indican que alguno de los elementos de la relación arrojó un valor por debajo del límite de detección del equipo (<0.002%), lo que significa que el pico correspondiente es más acentuado que el mostrado en la gráfica.

Por otra parte, Al/Ca y Ti/Ca son relaciones que indican erosión (Fig. 49), así que una razón logarítmica mayor a 1 de Al/Ca y Ti/Ca indica un enriquecimiento del aluminio o titanio en la muestra, que se traduce en un mayor aporte terrígeno a la plataforma (incremento en la tasa de erosión). Los valores menores a 1 en prácticamente, todas las muestras, indica que la erosión no fue mayor que la precipitación de calcita en el fondo oceánico (fuente autigénica). No obstante, sí hubo variación en la entrada de estos elementos a lo largo del intervalo muestreado.

Un descenso en el nivel del mar, donde la superficie continental que anteriormente se encontraba bajo el agua, ahora es expuesta, puede explicar un aumento en el ingreso de estos elementos. No obstante, además de un aumento en la superficie expuesta de las masas continentales, se necesitan condiciones climáticas húmedas que promuevan una mayor erosión por corrientes fluviales. Durante estos periodos húmedos, la erosión continental es más intensa y acarrea mayor cantidad de detritos continentales (siliciclásticos) a la plataforma carbonatada. Con el agua saturada en sílice, la formación de carbonato de calcio se ve disminuida, dando como resultado valores bajos en la cantidad de calcio presente en los sedimentos y valores altos en los otros elementos. Sin embargo, la mayor parte del tiempo es posible observar que el componente dominante es el carbonato de calcio, por lo que se puede

interpretar que la plataforma carbonatada se vio poco afectada por cambios en el nivel del mar y el influjo de sedimentos continentales no fue muy intenso. Esto también puede ser corroborado por las microfacies, donde, aunque hay cambios apreciables en los cinturones de facies debido probablemente a cambios eustáticos, éstos no fueron muy grandes como para exponer al ambiente vadoso el fondo oceánico.

Las curvas de las relaciones Si/Ca, Al/Ca, Fe/Ca, K/Ca y Ti/Ca, mostradas en la primera parte de la sección (Fig. 49) presentan valores comparativamente bajos con respecto a otros niveles. Este patrón negativo está de acuerdo con los cinturones de facies del margen de la plataforma cercano al talud, con entradas muy bajas de detritos continentales debido a la lejanía de la línea de costa. Igualmente, esto se podría asociar a condiciones relativamente secas durante el Merameciano en Sonora.

Los picos encontrados en cada una de las gráficas de la figura 49 indican la entrada de terrígenos a la plataforma; no obstante, no todas las curvas empatan a la perfección. Por ejemplo, durante el final del Merameciano se observa un primer pico que se repite en todas las curvas, pero en la curva de Si/Al se observa un segundo pico muy cercano al primero, que no es visto en el resto de las curvas. Igualmente, para la muestra LJ 50 se observa un pico en la curva de Si/Al que no se ve en el resto. La relación Si/Al se utiliza como indicador del tamaño de grano, debido a que el Si se concentra más en el cuarzo, mientras que el Al se asocia con minerales de arcilla (Clift et al. 2014; Craigie 2018). De esta manera, los picos encontrados en la curva de Si/Al pero que no se observan en el resto de las curvas, se interpretan como un cambio en la procedencia del material terrígeno que llega a la plataforma: los picos de sílice indican un aumento en la cantidad de vidrios volcánicos (aumento en la cantidad de cuarzo), lo que, a su vez, es índice de un aumento en la actividad volcánica. Tal actividad puede asociarse al evento orogénico Ouachita-Marathon-Sonora, cuando Sudamérica chocó con Laurencia para formar Pangea (Poole et al. 2005).

Para el límite Misisípico-Pensilvánico (encontrado en el intervalo LJ 40), las relaciones Ti/Ca, K/Ca, Al/Ca y Si/Ca presentan un ligero repunte hacia valores más altos, mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ están en niveles bajos. El aumento de los elementos Ti, K, Al y Si junto con el empobrecimiento en ^{18}O podría indicar un mayor aporte de agua dulce a la plataforma, la cual es rica en el isótopo ligero ^{16}O . Esto puede significar el establecimiento de condiciones

más cálidas y húmedas en la región, que promovieron una mayor erosión de los elementos procedentes de rocas continentales, así como de materia orgánica continental rica en ^{12}C a la plataforma carbonatada. Los datos de los cinturones de facies desde LJ 40 a LJ 42 (Morrowano) indican un cambio de una zona de laguna a una de margen cercano al talud y de un mayor empobrecimiento en el $\delta^{18}\text{O}$, cambios que responderían a condiciones más cálidas y húmedas.

Después de LJ 40, se observa un repunte en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, lo que indicaría el establecimiento de condiciones glaciales (evento glacial II de Isbell et al. (2003)). Por su parte, desde LJ 42 a LJ 54 (Morrowano), la relación de elementos mayores Ti/Ca, K/Ca, Al/Ca y Si/Ca parece mantenerse constante con valores más bien bajos. Esto apoya la idea del establecimiento de condiciones climáticas frías para el inicio del Pensilvánico hasta finales del Morrowano.

Para antes que termine el Morrowano (nivel LJ 54), debió haber un cambio en las condiciones climáticas al pasar a ser más cálidas y húmedas, como puede ser evidenciado por el repunte en las relaciones de elementos mayores (Fe/Ca, Ti/Ca, K/Ca, Al/Ca y Si/Ca) hacia valores más positivos (aunque siguen siendo muy bajos con respecto a calcio). Es decir, se restituyen las condiciones húmedas y de mayor erosión vistas antes del inicio del Pensilvánico.

Se ha visto que la relación Mg/Ca se incrementa con un aumento en la evaporación del agua y de la salinidad de las aguas al momento del depósito (Marschner 1968; Babu et al. 2014). De esta manera, un aumento en la razón Mg/Ca está relacionada con un incremento en la salinidad; una baja concentración en la razón Mg/Ca indica una menor evaporación del agua marina durante el depósito de los carbonatos. De igual modo, en sistemas vivos se ha observado que el incremento en el magnesio incorporado en foraminíferos bentónicos aumenta conforme aumenta la salinidad en el medio donde estos organismos habitan (Dissard et al. 2010). En la mitad inferior de la sección (Fig. 35) se observan valores uniformemente bajos, aunque a partir de la muestra LJ 45 hay un aumento en el magnesio hasta alcanzar el valor más alto en LJ 60, lo que indica un aumento de la salinidad en este intervalo; después de este pico, se registra una caída en las últimas dos muestras, a valores similares a los vistos en la primera mitad de la sección. Este aumento de la salinidad en la segunda mitad concuerda con lo visto en la interpretación de las microfacies, que indica una mayor presencia de

ambientes lagunares, caracterizados por una mayor restricción en el flujo de agua, lo que puede provocar un aumento en la evaporación y, como consecuencia, en la salinidad.

Finalmente, se compararon los diferentes coeficientes de correlación entre elementos para ver si había alguna tendencia discernible (Tabla 10). En la misma tabla se incluye también el valor de p , cuya función es tratar de probar la hipótesis de que el coeficiente r es igual a 0 (no existe relación entre las variables). Un valor de $p < 0.05$ indica que se puede rechazar esta hipótesis, o sea que sí existe una relación entre las variables que se están correlacionando. Se encontraron seis casos que superan el nivel de confianza como por ejemplo los valores entre Mn vs Ca (0.23) y Si vs Fe (0.08), cuya interpretación es que los dos elementos confrontados tienen una probabilidad de 23% y 8%, respectivamente, de que la relación (negativa o positiva, según el caso) no exista.

Se encontró que el calcio se correlaciona negativamente con el silicio (-0.92) y con el fósforo (-0.82); destacan otras correlaciones negativas de calcio (pero con valores menores a -0.7) con el aluminio, magnesio, potasio, hierro, titanio, y manganeso. Los coeficientes de estos elementos, al ser un producto del intemperismo químico de rocas continentales, son un buen indicador de procedencia continental, en especial el aluminio y el titanio. Por otra parte, una fuerte correlación positiva es vista entre el aluminio y el titanio, lo que indica que estos elementos tienen la misma fuente, que es continental y, al ser insolubles en agua, en lugar de haberse disuelto en ésta, fueron transportados como partículas por las escorrentías, como se mencionó anteriormente.

La baja correlación positiva existente entre el Si-Al, Si-K y Si-Fe (valores menores a 0.43; tabla 10) indica que no todo el silicio depositado en SAV fue removido junto con el Al, Fe o K por intemperismo químico de rocas continentales (no tienen la misma fuente), apoyando la idea anteriormente expuesta de un origen biogénico para el silicio. Lo mismo ocurre con el Mg, al ser comparado con el Ti y el Al: la falta de una correlación positiva fuerte con estos elementos, indica que no todo el magnesio viajó como partículas desde el continente, sino que mucho de este elemento fue removido de los minerales y transportado en el agua en forma de iones, los cuales precipitaron una vez llegando al mar y habiendo alcanzado la saturación suficiente.

Tabla 10. Coeficientes de correlación de distintos elementos en la sección La Joya ubicados por debajo de la diagonal. Los valores de p se ubican por arriba de la diagonal. Los valores resaltados en negro están por arriba del nivel de confianza de 0.05.

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	P
Si		0.04	0.02	0.08	0.43	0.16	0.00	0.02	0.00
Ti	0.37		0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Al	0.42	0.92		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe	0.32	0.68	0.81		0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mn	0.15	0.55	0.51	0.55		0.44	0.23	0.00	0.44
Mg	0.26	0.41	0.55	0.68	0.14		0.00	0.00	0.00
Ca	-0.92	-0.51	-0.60	-0.57	-0.22	-0.60		0.00	0.00
K	0.43	0.93	0.99	0.82	0.55	0.52	-0.60		0.01
P	0.75	0.45	0.48	0.43	0.14	0.50	-0.82	0.47	

8.3. Sierra Las Mesteñas

8.3.1. Análisis de microfacies, de correspondencia y sistemática de foraminíferos

Los cambios en los cinturones de facies observados en la sección La Mesa son menos abruptos que los observados en la sección La Joya, con sólo un cambio fuerte al inicio de la sección donde se pasa de ambientes lagunares a áreas de talud o flanco arrecifal. Después, se recuperan las condiciones previas, con cambios entre paleoambientes de tipo lagunar y de margen arrecifal a lo largo de toda la sección. Hay que hacer hincapié que muchas áreas de la sección medida resultaron estar fuertemente diagenetizadas (dolomitización y silicificación principalmente), lo que impidió tener una visión completa de cambios continuos en los diferentes cinturones de facies.

De acuerdo con el análisis de correspondencia, los elementos utilizados para determinar las diferentes zonas de facies no muestran una distribución aleatoria, sino que están distribuidos siguiendo un gradiente de nivel de energía del oleaje y, en segundo término, uno batimérico. Es decir, que el oleaje es el principal causante de la distribución de granos esqueletales y no esqueletales en el fondo marino debido al retrabajo de los granos que los van distribuyendo de acuerdo con sus propiedades mecánicas. La batimetría, como era de esperar, también resultó ser de segunda importancia en la distribución de los elementos, aunque la baja varianza obtenida por los dos ejes de ordenación, indica que debe haber más gradientes que condicionen la distribución de los tipos de granos (p. ej. intensidad de bioturbación, cambios

en la temperatura, salinidad, acidez, etc.). Con esto queda resuelto que el comportamiento en la distribución no es discreto, es decir, que una facies en particular no está condicionada por un solo tipo de granos, sino que un mismo elemento puede encontrarse en diferentes facies, aunque con diferente abundancia (Flügel 2010).

La baja cantidad de foraminíferos encontrados es indicativa de la menor frecuencia de ambientes lagunares en el área de Las Mesteñas, a diferencia de Sierra Agua Verde, donde varios niveles están caracterizados por condiciones de laguna con circulación abierta y restringida, donde tradicionalmente se encuentran los foraminíferos y las algas como habitantes de esas zonas de la plataforma (Flügel 2010). Por lo mismo, al igual que en La Joya, en esta sección no fue posible usar a los foraminíferos como herramienta de datación, puesto que la edad arrojada por los tres géneros encontrados es muy amplia, pues comprende todo el Carbonífero e incluso, el Pérmico.

8.3.2. Análisis de isótopos estables

La uniformidad vista en los cinturones de facies de la sección La Mesa se distingue de los cambios más abruptos en los valores de isótopos de C y O, los cuales son más pronunciados (Tabla 8; Fig. 44). No obstante, cuando se comparan los rangos de variaciones isotópicas de La Mesa con los de La Joya, es de notarse que los de esta sección presentan menor rango de variación (Tabla 11), lo que indica que hay una cierta estabilidad en los valores isotópicos de La Mesa, como la hay en los cambios de facies.

Tabla 11. Valores máximos y mínimos, así como rangos y promedios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las secciones La Joya (Sierra Agua Verde) y La Mesa (Sierra Las Mesteñas). La escala está dada en VPDB y las unidades son en ‰.

Localidad	$\delta^{13}\text{C}$ mín	$\delta^{13}\text{C}$ máx	$\delta^{13}\text{C}$ rango	$\delta^{13}\text{C}$ media	$\delta^{18}\text{O}$ mín	$\delta^{18}\text{O}$ máx	$\delta^{18}\text{O}$ rango	$\delta^{18}\text{O}$ media
La Joya	-2.85	3.69	6.54	0.68	-15.2	-4.30	10.9	-8.65
La Mesa	-0.77	2.24	3.01	0.69	-12.83	-5.95	6.88	-9.50

La excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$ cercana a la base de la sección (MES 14 a MES 22) refleja una entrada mayor de materia orgánica, quizás debido al establecimiento de áreas de surgencia o algún evento de desglaciación. Enseguida, una excursión positiva que llega a su

valor más alto en el intervalo MES 24, marca el inicio de un posible evento de glaciación. Este evento podría correlacionarse con la excursión positiva ocurrida a nivel global al final del Misisípico (Popp et al. 1986; Mii et al. 1999), pero en La Mesa, no se observa un cambio fuerte hacia valores muy positivos. Además, al no tener un control más preciso de las edades, no es posible hacer una correlación. Cabe recordar que este aumento llegó a valores de 6‰ en áreas del Paleotethys y el este de Euramérica, y de 3‰-4‰ en localidades del *Midcontinent* (Mii et al. 1999, 2001), por lo que los datos obtenidos de La Mesa aún siguen siendo bajos para compararlos con los de áreas del *Midcontinent* de EUA. No obstante, el patrón positivo de La Mesa es muy parecido al encontrado en la sección La Joya, al sur de esta sección. Esto hace pensar que algún control de tipo regional debió afectar las firmas isotópicas en Sonora, aunque para demostrarlo, es necesario muestrear otras localidades cercanas de la misma edad.

Como en el caso de la sección La Joya, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ parecen estar alterados por diagénesis, escondiendo, al menos parcialmente, la química original del agua marina al momento del depósito. Se observa una excursión positiva en los intervalos MES 6 al MES 14 la cual podría relacionarse con algún evento de glaciación. No obstante, al no tener el control de la edad, no se pueden hacer comparaciones con eventos climáticos a escala regional o global.

8.3.3. Análisis de elementos mayores

En la figura 50 se grafican las diferentes relaciones o razones entre distintos elementos mayores analizados para la sección La Mesa. Como se puede ver la razón Si/Al es mayor a 1, lo que indica que el silicio estaba enriquecido en todas las muestras con respecto al aluminio. Como en SAV, se interpreta que no todo el silicio fue transportado desde el continente (alóctono) sino que una buena parte parece haberse precipitado directo desde el agua marina enriquecida en sílice biogénico (probablemente esponjas silíceas) o por productos de emanación volcánica submarina (Flügel 2010), o bien, el Si está reflejando un aumento en la llegada de sedimentos de tipo arena ricos en cuarzo, con respecto a las arcillas, ricas en aluminio (Craigie 2018), comportamiento que es más claro en las muestras MES 22 y 24.3 donde esos picos únicos, que no se observan en el resto de curvas, indican un aumento

en el ingreso de arena (mayor cantidad de cuarzo) en el medio marino, con respecto al de arcillas.

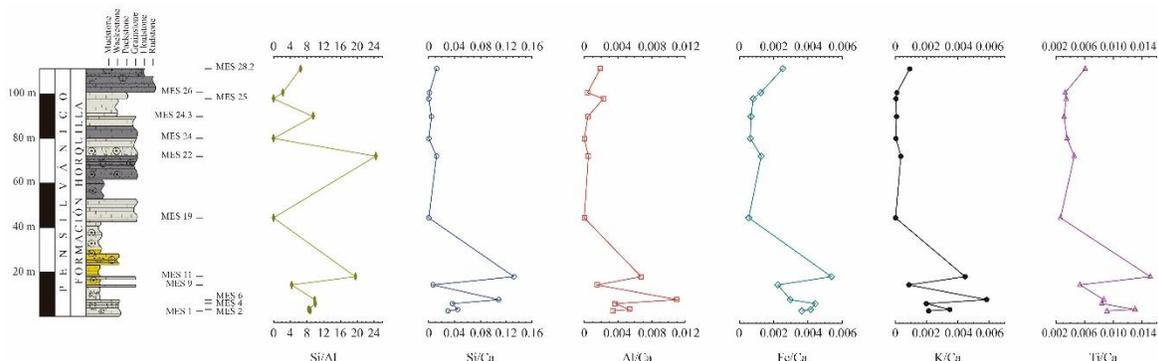


Figura 50. Relaciones logarítmicas entre el Si/Al y el Si, Al, Fe, K y Ti con el Ca. Los asteriscos indican que alguno de los elementos de la relación arrojó un valor por debajo del límite de detección del equipo (<0.002%), lo que significa que el pico correspondiente es más acentuado que el mostrado en la gráfica.

Cuando se contrasta cualquiera de los elementos mayores contra el calcio (razones Si/Ca, Al/Ca, Fe/Ca, K/Ca y Ti/Ca), se observa que su valor es menor a 1, lo que significa un empobrecimiento de tales elementos en las muestras analizadas. Es decir, las muestras están enriquecidas en carbonato de calcio (caliza marina) y el ambiente de depósito es interpretado como una plataforma carbonatada marina con muy poca influencia de detritos continentales. El comportamiento de las curvas de Si/Ca, Al/Ca, Fe/Ca, K/Ca y Ti/Ca es básicamente el mismo: variaciones en la base de la sección, con una tendencia hacia valores más bajos y un comportamiento más uniforme en la segunda parte. Esto se podría correlacionar con condiciones de mayor humedad en la base de la sección (desde MES 1 hasta MES 11), con un cambio hacia condiciones más secas (probablemente glaciares) en el resto de ésta (a partir de MES 19). Una vez que se tengan afinadas las edades, se podrá correlacionar esta disminución en las razones con los eventos de glaciación del Carbonífero.

Si estos valores se comparan con las curvas de las razones de la sección La Joya (compárese la figura 49 con la 50), se puede ver que, en La Mesa, la influencia continental es todavía menor (relaciones menores o iguales a las de La Joya), lo que implica que los cambios en los cinturones de facies (debido a cambios en el nivel del mar) no promovieron una mayor entrada de detritos continentales a la plataforma. En todo caso, en ambas secciones, la entrada de siliciclásticos fue excesivamente baja.

Cuando las razones son comparadas con las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, se ve una clara correlación con el isótopo de carbono, aunque no tan evidente con la señal del oxígeno. En el intervalo MES 19, se observa una correlación entre la excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$, indicadora de condiciones más frías y secas, y los bajos valores de las relaciones de los elementos mayores Si/Ca, Al/Ca, Fe/Ca, K/Ca y Ti/Ca que parecen indicar ambientes más secos y fríos, debidos al bajo aporte de terrígenos.

Al igual que con la sección La Joya, para La Mesa se calculó el coeficiente de correlación (r) para cada par de elementos en los que se presumió una relación (tabla 12). Se aprecia una fuerte correlación negativa de aluminio, silicio, titanio, hierro, magnesio, potasio y fósforo con el calcio, con valores que oscilan entre -0.69 y -0.89. El único elemento que presenta una correlación negativa baja con el calcio es el manganeso, cuyo valor de r es de -0.26. La correlación negativa con el calcio indica que cuando estos elementos se encuentran presentes, la precipitación de calcio se ve reducida. Por otro lado, se quiso averiguar si los elementos que habían arrojado correlaciones negativas con el calcio presentaban este mismo comportamiento cuando se los comparaba con el silicio. El resultado fue que tanto el Al, como el K y Fe tuvieron correlaciones positivas muy fuertes (entre 0.70 y 0.93) con el silicio. Es decir, que cuando alguno de estos elementos está presente, también lo está el silicio. Esta aseveración tiene lógica, pues dentro de los sedimentos provenientes del continente, los más abundantes son los silicatos, que incluyen minerales como el cuarzo, los feldespatos y las arcillas, compuestos mayormente por Si, Al, O y K, y los minerales ferromagnesianos compuestos principalmente por Si, O, Fe y Mg (Tarbuck y Lutgens 2015). La ocurrencia de sílice en las calizas de Las Mesteñas queda de manifiesto por la presencia de nódulos y bandas de pedernal. La correlación tan fuerte entre el Si y tales elementos indica que la fuente biogénica de silicio en esta plataforma fue menor que la vista en SAV (aunque no se puede descartar) y que el sílice continental es la fuente más importante. Además, la presencia de sedimentos clásticos en las microfacies, así como de los elementos antes mencionados, apoya la idea de un aporte de origen continental, más que volcánico (desde las ventanas hidrotermales).

La correlación moderada encontrada entre Mg-Ti (0.51) y Mg-Al (0.32) indica que no todo el magnesio es producto del intemperismo físico, sino que una parte de éste fue disuelta en

agua por intemperismo químico y transportado posteriormente por las escorrentías. Con el agua saturada en este elemento, en calcio y en iones carbonato, se promovió la precipitación de carbonatos de calcio y magnesio (dolomita) en intervalos específicos, particularmente, los niveles inferiores de la columna estratigráfica, que borraron de manera parcial o completa las facies de depósito en distintos niveles de la sección.

Tabla 12. Coeficientes de correlación de distintos elementos en la sección La Mesa ubicados por debajo de la diagonal. Los valores de p se ubican por arriba de la diagonal. Los valores resaltados en negro están por arriba del nivel de error de confianza de 0.05.

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
Si		0.00	0.00	0.01	0.21	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
Ti	0.75		0.01	0.00	0.01	0.08	0.01	0.56	0.00	0.00
Al	0.89	0.72		0.02	0.06	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.70	0.90	0.65		0.00	0.04	0.01	0.78	0.00	0.00
Mn	0.37	0.69	0.54	0.77		0.94	0.39	0.49	0.03	0.03
Mg	0.58	0.51	0.32	0.58	0.02		0.00	0.80	0.17	0.02
Ca	-0.89	-0.69	-0.74	-0.71	-0.26	-0.86		0.20	0.00	0.00
Na	0.59	0.18	0.75	0.09	0.21	-0.08	-0.38		0.02	0.30
K	0.93	0.84	0.96	0.75	0.60	0.41	-0.79	0.65		0.00
P	0.73	0.82	0.75	0.88	0.59	0.62	-0.79	0.31	0.81	

9. CONCLUSIONES

Durante el Paleozoico Tardío, las áreas estudiadas de Sierra Agua Verde, en el centro este de Sonora y de Sierra Las Mesteñas, en el noreste del mismo estado, se encontraban en el extremo sur del Cratón Norteamericano, justo antes de que Gondwana chocara con Laurentia, en el área que corresponde a una plataforma somera del Océano Rético.

La sección La Joya corresponde al Misisípico-Pensilvánico de la Sierra Agua Verde y comprende dos formaciones: Santiago y La Joya. En esta sección se reconocieron nueve asociaciones de facies, definidas por su textura, composición y abundancia en granos. Los paleoambientes identificados fueron: margen arrecifal, bancos de arena, laguna con circulación abierta y laguna con circulación restringida, lo que significa que todos los ambientes corresponden principalmente a una plataforma calcárea somera, con ligeros cambios en la profundidad. La sección La Mesa aún no tiene definida una edad puesto que no se han encontrado foraminíferos para una biozonación. Se espera que con el próximo estudio de conodontos en estos mismos niveles se puedan definir las edades de estos estratos.

Los paleoambientes interpretados para La Mesa fueron zonas de flanco arrecifal, margen arrecifal y ambientes lagunares correspondientes a una plataforma marina carbonatada.

En los estratos muestreados de ambas secciones no se lograron encontrar los ciclotemas característicos en varios afloramientos del *Midcontinent* de EUA, lo que fue interpretado en esta tesis como cambios eustáticos menores en áreas permanentemente bajo el agua, aún durante periodos de glaciación, que se encontraban alejadas de la línea de costa.

La presencia de gradientes fue evidenciada por el uso de análisis de correspondencia (CA) y de correspondencia sin tendencia (DCA) aplicando el uso de matrices de presencia/ausencia y de conteo de puntos de aloquímicos esqueléticos (fósiles) y no esqueléticos en las muestras de microfácies. En este sentido, los datos binarios demostraron ser un mejor método para elucidar gradientes, en contraste con el conteo de puntos. Los principales gradientes obtenidos por datos binarios para ambas secciones fueron uno de tipo energético (en el primer eje de ordenación) y otro de profundidad del agua (en el segundo eje), mientras que el obtenido de conteo de puntos para la sección La Joya, parecía ser uno de tipo costa-mar abierto, probablemente dirigido por la distribución de nutrientes de acuerdo a Flügel (2010). No obstante, se necesitaría hacer un estudio más preciso en matrices de conteo de puntos junto con una investigación sobre la disponibilidad de nutrientes a lo largo de las zonas de facies para confirmar este patrón. Para La Mesa se decidió no realizar el análisis por conteo de puntos debido a su baja eficacia en la primera sección. La baja varianza en ambos análisis hace pensar que hay más gradientes que condicionan la distribución de los elementos en ambas secciones, por lo que se requiere estudiar más a fondo la sección para reconocer estos gradientes.

De los grupos fósiles mejor representados en la sección La Joya e identificables en sección delgada se encuentran los foraminíferos. En La Joya fueron identificados 16 géneros y seis especies de foraminíferos bentónicos, pertenecientes a tres subórdenes: Textulariina, Fusulinina y Miliolina. De los tres grupos, el de los fusulininos fue el más abundante, seguido de los miliolinos y, finalmente, los textularinos. En La Mesa, solo hubo tres géneros de fusulininos y, en general, la abundancia de foraminíferos fue muy baja en esta sección.

El estudio de los $\delta^{13}\text{C}$ arrojó una serie de resultados que ayudaron a dilucidar patrones climáticos globales en el área de SAV, aunque también, se reconocieron otros factores

causantes más regionales/locales como la surgencia, la anoxia, la productividad localizada de algas marinas y la distribución de los diferentes cinturones de facies. Los altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ vistos en la primera mitad de la sección La Joya (Misisípico) se corresponden con ambientes de margen de la plataforma, mientras que los valores más negativos de la segunda mitad de la sección (Pensilvánico), lo que abundan más son ambientes de laguna abierta y restringida, más cercano a la línea de costa. En SLM también se pudieron hacer una serie de inferencias paleoambientales, no obstante, debido a la ausencia del control de la edad, no se puede establecer una correlación de estos eventos con otras áreas. La señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ para ambas secciones indicaba un rango de variación muy amplio, causado por el tipo de carbonatos, por diagénesis (el oxígeno es más susceptible de alteración con respecto al carbono), por efecto vital de los organismos que formaron la roca caliza y por la relación precipitación/evaporación.

El estudio de los elementos mayores mediante relaciones indica que la mayor parte de las muestras, tanto de SAV como de SLM, consistían en calizas con grados variables de otros elementos como Si, Mg, Fe, Ti, Al, entre otros, que sólo se encontraban con abundancias muy bajas, llegando a la conclusión que el área bajo estudio se encontraba relativamente lejos de la influencia continental (poco transporte). A pesar de ello, las pequeñas diferencias en las relaciones a lo largo de las secciones indicaron cambios ambientales que implican un intemperismo y erosión mayor durante los periodos de mayor humedad, los cuales se correlacionaron con los cambios en los cinturones de facies y en buena medida, con los cambios en el $\delta^{13}\text{C}$. La razón Si/Al sirvió como proxy de erosión continental y permitió concluir que, en ambas secciones, hay un fuerte componente de sílice continental, aunque también hay una parte de origen biogénico (sobre todo en SAV), producto de la disolución de esponjas silíceas, lo cual se corroboró en las microfacies, al ser las espículas de esponja uno de los componentes más abundantes en varios niveles.

La razón Mg/Ca se usó como proxy de salinidad y se concluyó que, de manera general, en la mitad inferior de la sección La Joya se presentaba una menor salinidad que en la mitad superior, lo que concuerda con la interpretación de los cinturones de facies, donde las áreas con mayor salinidad corresponden con ambientes lagunares, con aguas más estancadas y más susceptibles a anoxia por la falta de circulación. Los coeficientes r permitieron ver el grado

de correlación existente entre el calcio y el resto de los elementos mayores y, en conjunto, estos datos permitieron reconocer que lo que dominó fue la precipitación de carbonatos y otros elementos sobre la erosión.

10. REFERENCIAS

10.1. Bibliográficas

- Albarède F. 2009. *Geochemistry an introduction*. Cambridge University Press, 2nd edition, New York, 342 pp.
- Algeo TJ, Berner RA, Maynard JB, Schekler SE. 1995. Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises: “Rooted” in the evolution of vascular land plants? *GSA Today*, 5: 64-66.
- Almazán-Vázquez E. 2003. Early and middle proterozoic cristaline basement in Sonora, Mexico. Session 40.
- Almazán-Vázquez E, Vachard D, Buitrón-Sánchez BE, Mendoza C, Gómez-Espinosa C. 2007. The late Atokan (Moscovian-Pennsylvanian) chaetetid accumulations of Sierra Agua Verde, Sonora (NW Mexico): composition, facies and paleoenvironmental signals, in Álvaro JJ, Aretz M, Boulvain F, Munnecke A, Vachard D, Venin E. (eds.), *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. London, Geological Society of London, Special Publications, 275: 189-200.
- Arche A. 2010. *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 1287 pp.
- Armstrong H, Brasier M. 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing, 2nd. Ed., USA, 296 pp.
- Babu K, Prabhakaran R, Subramanian P, Selvaraj B. 2014. Geochemical Characterization of Garudamangalam Limestone Cretaceous of Ariyalur Tamilnadu, India. *International Journal of Geology, Agriculture and Environmental Sciences*, 2(2): 17-22.
- Batt LS, Montañez IP, Isaacson P, Pope MC, Butts SH, Abplanalp J. 2007. Multi-carbonate component reconstruction of mid-Carboniferous (Chesterian) seawater $\delta^{13}\text{C}$. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256: 298-318.

- Berner RA, Barron EJ. 1984. Comments on the BLAG model: factors affecting atmospheric CO₂ and temperature over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 284: 1183-1192.
- Boudagher-Fadel MK. 2008. Evolution and ecological significance of larger benthic foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 21, Elsevier, Amsterdam, 540 pp.
- Brand U, Azmy K, Griesshaber E, Bitner MA, Logan A, Zuschin M, Ruggiero E, Colin PL. 2015. Carbon isotope composition in modern brachiopod calcite: A case of equilibrium with seawater? *Chemical Geology*, 411: 81-96.
- Brouwer P. 2013. Teoría de FRX: familiarizándose con los principios (Lozano R, trad.). Panalytical B. V., Holanda, 65 pp.
- Buitrón-Sánchez BE, Almazán-Vázquez E, Vachard D. 2005. Los crinoides pensilvánicos de los Cerros Las Mesteñas en la región nororiental del estado de Sonora y sus implicaciones paleogeográficas. *Geos*, 25(1): 151.
- Buitrón-Sánchez BE, Gómez-Espinosa C, Almazán-Vázquez E, Vachard D. 2007. A late Atokan regional encrinite (early late Moscovian, Middle Pennsylvanian) in the Sierra Agua Verde, Sonora state, NW Mexico, in Álvaro JJ, Aretz M, Boulvain F, Munnecke A, Vachard D, Vennin E (eds.), *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. Geological Society of London, Special Publications, 275: 201-209.
- Buitrón-Sánchez BE, Gómez-Espinosa C, Almazán-Vázquez E, Vachard D, Laguarda-Figueras A, Solís-Marín F. 2008. A review of the crinoid columnals (Echinodermata-Crinoidea) from the Carboniferous of Mexico. *Revista de Biología Tropical*, 56(3): 1-12.
- Buitrón-Sánchez BE, Chacón-Wences O, Vachard D, Palafox-Reyes JJ, Jiménez-López JC, Sour-Tovar F. 2015. Pennsylvanian biota of the Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico: biostratigraphic and paleogeographic considerations. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 86: 521-527.
- Cantú-Chapa A. 1969. Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (Área de Soledad-Miqueta). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1(1): 3-9.

- Cardenas AA, Girty GH, Hanson AD, Lahren MM, Knaack C, Johnson D. 1996. Assessing differences in composition between low metamorphic grade mudstones and high-grade schists using logratio techniques. *The Journal of Geology*, 104: 279-293.
- Carpenter SJ, Lohmann KC. 1995. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of modern brachiopod shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(18): 3749-3764.
- Cecil CB, DiMichele WA, Elrick SD. 2014. Middle and Late Pennsylvanian cyclothems, American *Midcontinent*: ice-age environmental changes and terrestrial biotic dynamics. *Comptes Rendus Geoscience*, 346: 159-168.
- Clift PD, Wan S, Blusztajn J. 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth-Science Reviews*, 130: 86-102.
- Cooper JR, Silver LT. 1964. Geology and ore deposits of the Dragoon Quadrangle Cochise County, Arizona. Geological Survey Paper 416, 196 pp.
- Coplen T. 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 72: 293-297.
- Coplen TB, Brand WA, Gehre M, Gröning M, Meijer Harro AJ, Toman B, Verkouteren RM. 2006. New guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ measurements. *Analytical Chemistry*, 78: 2439-2441.
- Craig H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass – spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12: 133–149.
- Craigie N. 2018. Principles of elemental chemostratigraphy: a practical user guide. Springer, Switzerland, 189 pp.
- Crowell JC. 1978. Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. *American Journal of Science*, 278: 1345–1372.
- Crowell JC. 1983. Ice ages recorded on Gondwanan continents. *Geological Society of South Africa Transactions*, 86: 238–261.
- Cushman JA. 1933. Foraminifera their classification and economic use. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Special Publication No. 4, Massachusetts, USA, 349 pp.

- Delpomdor F, Blanpied C, Virgone A, Pr at A. 2013. Paleoenvironments in Meso–Neoproterozoic carbonates of the Mbuji-Mayi Supergroup (Democratic Republic of Congo) –Microfacies analysis combined with C–O–Sr isotopes, major-trace elements and REE + Y distributions. *Journal of African Earth Sciences*, 88: 72-100.
- Dissard D, Nehrke G, Reichart GJ, Bijma J. 2010. The impact of salinity on the Mg/Ca and Sr/Ca ratio in the benthic foraminifera *Ammonia tepida*: results from culture experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 928-940.
- Dunham RJ. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham WE (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists* 1, 108-1212.
- Ekdale AA, Ekdale SF, Wilson JL. 1976. Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(2): 362-368.
- Embry AF, Klovan JE. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Erez J, Gill D. 1977. Multivariate analysis of biogenic constituents in recent sediments off Ras Burka, Gulf of Elat, Red Sea. *Mathematical Geology*, 9(1): 77-98.
- Fielding CR, Frank TD, Isbell JL. 2008. The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: Fielding CR, Frank TD, Isbell JL (eds), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special, Paper 441*: 343-354.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag, Germany, 976 pp.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. London New York, Springer, 984 pp.
- Folk RL. 1959. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43: 1-38.
- Folk RL. 1962. Spectral subdivision of limestone types, in Ham WE (ed.), *Classification of carbonate rocks: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1: 62-84.

- Frank TD, Birgenheier LP, Montañez IP, Fielding CR, Rygel MC. 2008. this volume, Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records. In: Fielding CR, Frank TD, Isbell JL (eds), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special, Paper 441: 1-12.
- Gill D. 1993. Discrimination of sedimentary facies by association analysis. *Mathematical Geology*, 25(4): 471-482.
- Gilluly J. 1956. General geology of central Cochise County Arizona. U. S. Geological Survey, Professional Paper 281, 169 pp.
- Gilluly J, Cooper JR, Williams JS. 1954. Late Paleozoic Stratigraphy of Central Cochise County Arizona. Geological Survey, Professional Paper 266, 49 pp.
- Gómez-Espinosa C. 2010. Análisis tafonómico y taxonomía del macrobentos calcáreo del Paleozoico Tardío de Sierra Agua Verde, noreste de Sonora, México. Tesis de doctorado, UNAM, Ciudad de México, 141 pp.
- Gómez-Espinosa C, Vachard D, Buitrón-Sánchez BE, Almazán-Vázquez E, Mendoza-Madera C. 2008. Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (northwestern Mexico), and their biostratigraphic and palaeobiogeographic implications. *C. R. Palevol*, 7: 259-268.
- Gómez-Tagle A. 1967. Estudio geológico de la Sierra de Las Mesteñas, Municipio de Fronteras, Estado de Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 59 p.
- Gooday AJ. 2003. Benthic foraminifera (Protista) as tolos in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Advances in Marine Biology*, 46: 1-90.
- Gradstein FM, Ogg JG, Schmitz MD, Ogg GM. 2012. The geologic time scale 2012. Elsevier, China, 1176 pp.
- Greenacre MJ. 1984. Theory and applications of correspondence analysis. Academic Press, London, 364 pp.
- Grossman EL, Mii HS, Zhang C, Yancey TE. 1996. Chemical variation in Pennsylvanian brachiopod shells — diagenetic, taxonomic, microstructural, and seasonal effects. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 1011–1022.

- Groves JR. 1991. Fusulinacean biostratigraphy of the Marble Falls Limestone (Pennsylvanian), western Llano Region, central Texas. *Journal of Foraminiferal Research*, 21(1): 67-95.
- Haas J, Demény A, Hips K, Vennemann TW. 2006. Carbon isotope excursions and microfacies changes in marine Permian–Triassic boundary sections in Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237: 160–181.
- Hammer O. 2016. PAST Paleontological Statistics, Reference manual. Natural History Museum, University of Oslo.
- Hammer O, Harper DAT. 2006. Paleontological data analysis. Blackwell Publishing, USA, 351 pp.
- Haynes JR. 1981. Foraminifera. MacMillan, London, 433p.
- Heckel PH. 1994. Evaluation of evidence of glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects, in Dennison JM, Ettensohn FR (eds.), *Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles*, SEPM, Society for Sedimentary Geology, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, Vol. 4: 65-87.
- Heckel PH. 2008. Pennsylvanian cyclothems in *Midcontinent* North America as far-field effects of waxing and waning of Gondwana ice sheets, in Fielding CR, Frank TD, Isbell JL (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*: 275–289.
- Hennebert M, Lees A. 1991. Environmental gradients in carbonate sediments and rocks detected by correspondence analysis: examples from the Recent of Norway and the Dinantian of southwest England. *Sedimentology*, 38: 623-642.
- Herrera-López P. 2003. Structural characteristics of Pinal Schist in the eastern part of the Sierra Los Ajos, northeastern Sonora, Mexico [abs.]. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 35(4): 70.
- Hoefs J. 2009. *Stable isotope geochemistry*. Springer, 6th edition, Berlin, 293 p.
- Holland SM (2008) *Detrended correspondence analysis (DCA)*. Department of Geology, University of Georgia.
- Isbell JL, Miller MF, Wolfe KL, Lenaker PA. 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern

hemisphere cyclothems? In: Chan MA, Archer AW (eds), Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 370: 5–24.

- Joachimski MM, von Bitter PH, Buggisch W. 2006. Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite. *Geology*, 34(4): 277-280.
- Jongman RHG, ter Braak CJF, van Tongeren OFR. 1995. Data analysis in community and landscape ecology. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 212 pp.
- Kendall C, Caldwell EA. 1998. Fundamentals of isotope geochemistry, in: Kendall C, McDonnell JJ (eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, Elsevier Science, Amsterdam: 51-86.
Página web: <http://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itcinfo.html>
- Ketner KB, Noll JH Jr. 1987. Preliminary geologic map of the Cerro Cobachi area, Sonora, Mexico. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1980, scale 1:20,000.
- Kidwell SM, Fürsich FT, Aigner T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- Kim ST, O'Neil JR. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 3461–3475.
- Legendre P, Legendre L. 1998. Numerical ecology. Elsevier, 2nd edition, Netherlands, 853 pp.
- Liu C, Jarochovska E, Du Yuansheng, Vachard D, Munnecke A. 2015. Microfacies and carbon isotope records of Mississippian carbonates from the isolated Bama Platform of Youjiang Basin, South China: Possible responses to climate-driven upwelling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 438: 96-112.
- Liu C, Jarochovska E, Du Y, Vachard D, Munnecke A. 2017. Stratigraphical and $\delta^{13}\text{C}$ records of Permo-Carboniferous platform carbonates, South China: responses to late Paleozoic icehouse climate and icehouse–greenhouse transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 474: 113-129.

- Loeblich AR Jr, Tappan H. 1964. Protista 2, Sarcodina, chiefly “Thecamoebians” and Foraminiferida, in: Moore RC (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, University of Kansas Press, Kansas, Part C, Vols. 1 and 2.
- Loeblich AR Jr, Tappan H. 1988. Foraminiferal genera and their classification. Springer Science and Business Media, LLC, New York, 970 pp.
- Lowenstam HA. 1961. Mineralogy, O¹⁸/O¹⁶ ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. *The Journal of Geology*, 69(3): 241-260.
- Lozano R, Bernal JP. 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3): 329-344.
- Lozano-Santa Cruz R, Verma SP, Girón P, Velasco F, Morán-Zenteno D, Viera F, Chávez G. 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, Instituto Nacional de Geoquímica, A. C., México: 203-208.
- Mamet BL. 1975. Carboniferous foraminifera and algae of the Amsden Formation (Mississippian and Pennsylvanian) of Wyoming. *Geological Survey Professional Paper 848-B*, 28 pp.
- Mamet BL, Pinard S, Armstrong AK. 1993. Micropaleontological zonation (foraminifers, algae) and stratigraphy, Carboniferous Peratrovich Formation, southeastern Alaska. *U.S. Geological Survey Bulletin 2031*: 1-32.
- Marschner H. 1968. Ca/Mg distribution in carbonates from the Lower Keuper in NW Germany. In: Müller G, Friedman GM (eds), *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*. Springer, Berlin, Heidelberg: 128-135.
- Martínez M, Dera G. 2015. Orbital pacing of carbon fluxes by a ~9-My eccentricity cycle during the Mesozoic. *PNAS*, 112(41): 12604-12609.
- Martínez-Díaz C, Wagner RH, Winkler-Prins CF, Granados LF. 1996. The Carboniferous of the world III: the former USSR, Mongolia, Middle Eastern Platform, Afghanistan & Iran. *ITGE and National Natuurhistorisch Museum, IUGS Publication No. 33*, Madrid, 521 pp.

- McCrea JM. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18(6): 849-857.
- Mii H, Grossman EL, Yancey TE. 1999. Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 111(7): 960-973.
- Mii H, Grossman EL, Yancey TE, Chuvashov B, Egorov A. 2001. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform— evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chemical Geology*, 175: 133-147.
- Minjárez-Sosa I, Ochoa-Granillo JA, Sosa-León P. 1993. Geología de la Sierra Agua Verde, NE de Villa Pesqueira (Mátape), in: González-León C, Vega-Granillo EL (eds.), *Resúmenes, Tercer Simposio de la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes*, 83–85. Hermosillo: Universidad de Sonora y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Misra, KC. 2012. *Introduction to geochemistry principles and applications*. Wiley Blackwell, United Kingdom, 438 pp.
- Morse JW, Mackenzie FT. 1990. *Geochemistry of sedimentary carbonates*. *Developments in Sedimentology* 48. Elsevier, Amsterdam, 707 p.
- Muehlenbachs K, Clayton RN. 1976. Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. *Journal of Geophysical Research*, 81: 4365–4369.
- Murray JW. 1991. *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman, Harlow, Essex.
- Murray JW. 2006. *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge UK, 426 pp.
- Navas-Parejo P, Palafox JJ, Villanueva R, Buitrón-Sánchez BE, Valencia-Moreno M. 2017. Mid-Carboniferous shallow-water conodonts from northwest Mexico. *Micropaleontology*, 63(6): 383-402.
- Nichols KM, Silberling NJ. 1990. Delle Phosphatic Member: an anomalous phosphatic interval in the Mississippian (Osagean-Meramecian) shelf sequence of central Utah. *Geology*, 18: 46–49.

- Noll JH. 1981. Geology of the Picacho Colorado area, northern Sierra de Cobachi, Central Sonora, Mexico. Master of Sciences Thesis, Northern Arizona University, Flagstaff, 165 pp.
- Noll JH, Dutro JTJr, Beus SS. 1984. A new species of the Late Devonian (Fammenian) brachiopod *Dzieduszyckia* from Sonora, Mexico. *Journal of Paleontology*, 58(6): 1412-1421.
- Ochoa-Granillo JA, Sosa-León JP. 1993. Geología y estratigrafía de la Sierra Agua Verde con énfasis en el Paleozoico. Tesis de licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, 59 pp.
- Page WR, Gray F, Iriondo A, Miggins D, Blodgett RB, Maldonado F, Miller RJ. 2010. Stratigraphy and Mesozoic–Cenozoic tectonic history of northern Sierra Los Ajos and adjacent areas, Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 557-571.
- Palafox-Reyes JJ. 2011. Du Craton au Rheïque: le nord et le centre de l'état du Sonora (Mexique) au Paleozoïque Supérieur (Devonien-Pennsylvanien), lithostratigraphie, biostratigraphie, approche géochimique et implications géologiques. Université Lille 1, Thèse de doctorat, 318 pp.
- Peiffer-Rangin F. 1987. Biostratigraphic study of Paleozoic rocks of northeastern and central Sonora. Thèse, Université de Paris, 109 pp.
- Poole FG, Perry Jr WJ, Madrid RJ, Amaya-Martínez R. 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. In: Anderson TH, Nourse JA, McKee JW, Steiner MB (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America, Special Paper 393: 543-596.
- Popp BN, Anderson TF, Sandberg PA. 1986. Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1262-1269.
- Ransome FL. 1904. The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle Arizona. U. S. Geological Survey Professional Paper 21, 168 pp.

- Révész KM, Landwehr JM. 2002. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of CaCO_3 measured by continuous flow isotope ratio mass spectrometry statistical evaluation and verification by application to Devils Hole Core DH-11 Calcite. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16: 2102-2114.
- Révész KM, Landwehr JM, Keybl J. 2001. Measurement of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic ratios of CaCO_3 using a Thermoquest Finnigan Gas Bench II Delta Plus XL Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer with application to Devils Hole Core DH-11 Calcite. U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-257.
- Ross CA. 1973. Carboniferous foraminiferida. In: Hallam A (ed.), *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam: 127–132.
- Ross CA. 1979. Carboniferous. In: Moore RC, Robison RA, Teichert C (eds.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*. The Geological Society of America and The University of Kansas, Colorado and Kansas: A254-A290.
- Ruddiman RF. 2008. *Earth's climate past and future*. WH Freeman and Company, 2nd ed, New York, 388 pp.
- Saltzman MR. 2003. Late Paleozoic ice age: oceanic gateway or $p\text{CO}_2$? *Geological Society of America. Geology*, 31(2): 151-154.
- Saltzman MR. 2005. Phosphorous, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. *Geology*, 33(7): 573-576.
- Sandberg CA, Gutschick RC. 1980. Sedimentation and biostratigraphy of Osagean and Meramecian starved basin and foreslope, western United States, in: Fouch TD, Magathan, ER (eds.), *Paleozoic paleogeography of the west-central United States: Rocky Mountain Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 129–147.
- Scholle PA, Ulmer-Scholle DS. 2003. *A color guide to the petrography of carbonate rocks: textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Canada, 459 pp.
- Skipp B. 1969. Foraminifera. In: McKee ED, Gutschick RC (eds.), *History of the Redwall Limestone of Northern Arizona*. Geological Society of America Memoir, 114: 173–255.

- Smith LB Jr, Read JF. 2000. Rapid onset of late Paleozoic glaciation on Gondwana: evidence from Upper Mississippian strata of the *Midcontinent*, United States. *Geology*, 28(3): 279-282.
- Stewart JH, Poole FG. 2002. Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic strata in Sonora, Mexico. U. S. Geological Survey, Open file report 02-97: 1-43.
- Stewart JH, McMenamin MAS, Morales-Ramírez JM. 1984. Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico-physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations. U.S. Geological Survey Professional Paper 1309: 1-36.
- Stewart JH, Poole FG, Harris AG, Repetsky JE, Wardlaw BR, Mamet BL, Morales-Ramírez JM. 1999. Neoproterozoic(?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16: 35-62.
- Taliaferro NL. 1933. An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora Mexico. *The Journal of Geology*, 41(91): 12-37.
- Tarbuck EJ, Lutgens FK. 2015. *Earth Science*. Pearson Education, Inc., 14th ed, USA, 768 pp.
- Thompson ML. 1942. New genera of Pennsylvanian fusulinids. *American Journal of Science*, 240: 403-420.
- Thompson ML. 1944. Pennsylvanian Morrowan rocks and fusulinids of Kansas. *Kansas Geological Survey, Bulletin 52, Part 7*: 409-431.
- Urey HC. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*, 562–581.
- Uribe-García G. 2007. Crinoideos (Echinodermata-Crinoidea) del Pensilvánico de Sierra Agua Verde, Sonora, México. Tesis de licenciatura, FES Iztacala, UNAM, México.
- Vachard D, Munnecke A, Servais T. 2004. New SEM observations of keriothecal walls implications for the evolution of the fusulinida. *Journal of Foraminiferal Research*, 34: 232–242.

- Vachard D, Krainer K, Lucas SG. 2013. Pennsylvanian (Late Carboniferous) calcareous microfossils from Cedro Peak (New Mexico, USA). Part 2: Smaller foraminifers and fusulinids. *Annales de Paléontologie*, 99: 1-42.
- Veevers JJ, Powell CMcA. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 475-487.
- Verville GJ, Sanderson GA. 1988. Early Atokan fusulinids from the Lower Antler overlap sequence, Lander and Humboldt Counties, Nevada. *Journal of Paleontology*, 62(4): 520-529.
- Viveros MA. 1965. Estudio geológico de la Sierra Cabullona, municipio de Agua Prieta, estado de Sonora. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Weissert HJ, McKenzie JA, Chanell JET. 1985. Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous, in Sundquist ET, Broecker WS, *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations, Archean to Present*, Geophysical Monograph Series, Washington DC, 32: 531-545.
- Werner RA, Brand WA. 2001. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 15: 501-519.
- Wilde GL. 2006. Pennsylvanian-Permian fusulinaceans of the Big Hatchet Mountains, New Mexico. *New Mexico Museum of Natural History & Science, Bulletin 38*, New Mexico, 331 pp.
- Wilson JL. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer, New York, 471 p.

10.2. Electrónicas

- Encyclopedia of Life: <http://eol.org/pages>. Consultado: marzo 2018.
- Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/. Consultado: agosto 2018.

11. LÁMINAS

Lámina 1

A. *Ammovertella* sp. Corte longitudinal.

B. *Brunsiella* sp. Corte sagital.

C. *Brunsiella* sp. Corte sagital.

D. *Climacammina* sp. Corte longitudinal.

E. *Globivalvulina* sp. Corte axial.

F. *Globivalvulina* ex. gr. *scaphoidea*. Corte lateral.

G. *Globivalvulina* ex. gr. *scaphoidea*. Corte lateral.

H. *Globivalvulina* ex. gr. *scaphoidea*. Corte lateral.

I. *Planoendothyra* sp. Corte paralelo.

J. *Endothyra* sp. Corte sagital.

K. 44V. Foto 1 *Endothyra* sp. Corte oblicuo.

L. 57H. Foto 15 *Endothyra* sp. Corte sagital.

M. 61V. Foto 1 *Endothyra* sp. Vista lateral.

N. 57H. Foto 19 *Millerella* sp. Corte sagital.

O. 61V. Foto 7 *Millerella* sp. Corte axial.

Línea de escala: 300 μm , excepto en B, C (150 μm) y K (200 μm). Tomadas con luz polarizada.

Lámina 1.

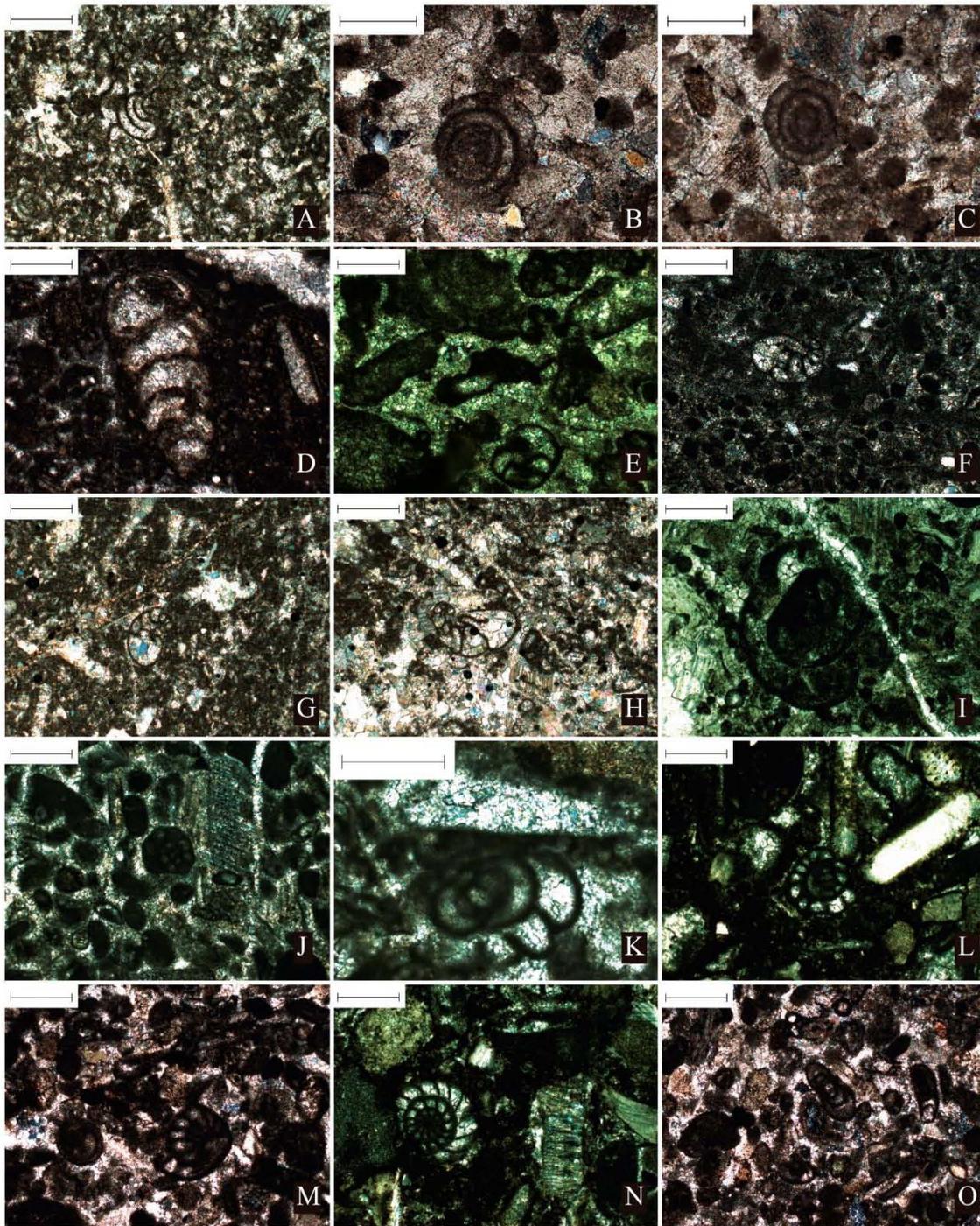


Lámina 2.

A. *Millerella pressa*. Corte axial.

B. *Millerella marblensis*. Corte axial.

C. *Eostaffella* sp. Corte axial.

D. *Eostaffella* sp. Corte oblicuo.

E. *Eostaffella pinguis*. Corte axial.

F. *Eostaffella advena*. Corte axial.

G. *Eostaffella advena*. Corte axial.

H. *Eostaffella* ex. gr. *circuli*. Corte tangencial.

I. *Pseudoendothyra* sp. y *Calcivertella* sp. Cortes tangencial y longitudinal.

J. *Pseudoendothyra* sp. Corte sagital.

K. *Pseudoendothyra* sp. Corte tangencial.

L. *Pseudostaffella* sp. Corte axial.

M. *Millerella* sp. y *Pseudostaffella* sp. Cortes tangenciales.

N. *Pseudostaffella* sp. Corte sagital.

O. *Quydatella* sp. Corte axial.

Línea de escala: 300 μm . Tomadas con luz polarizada.

Lámina 2.

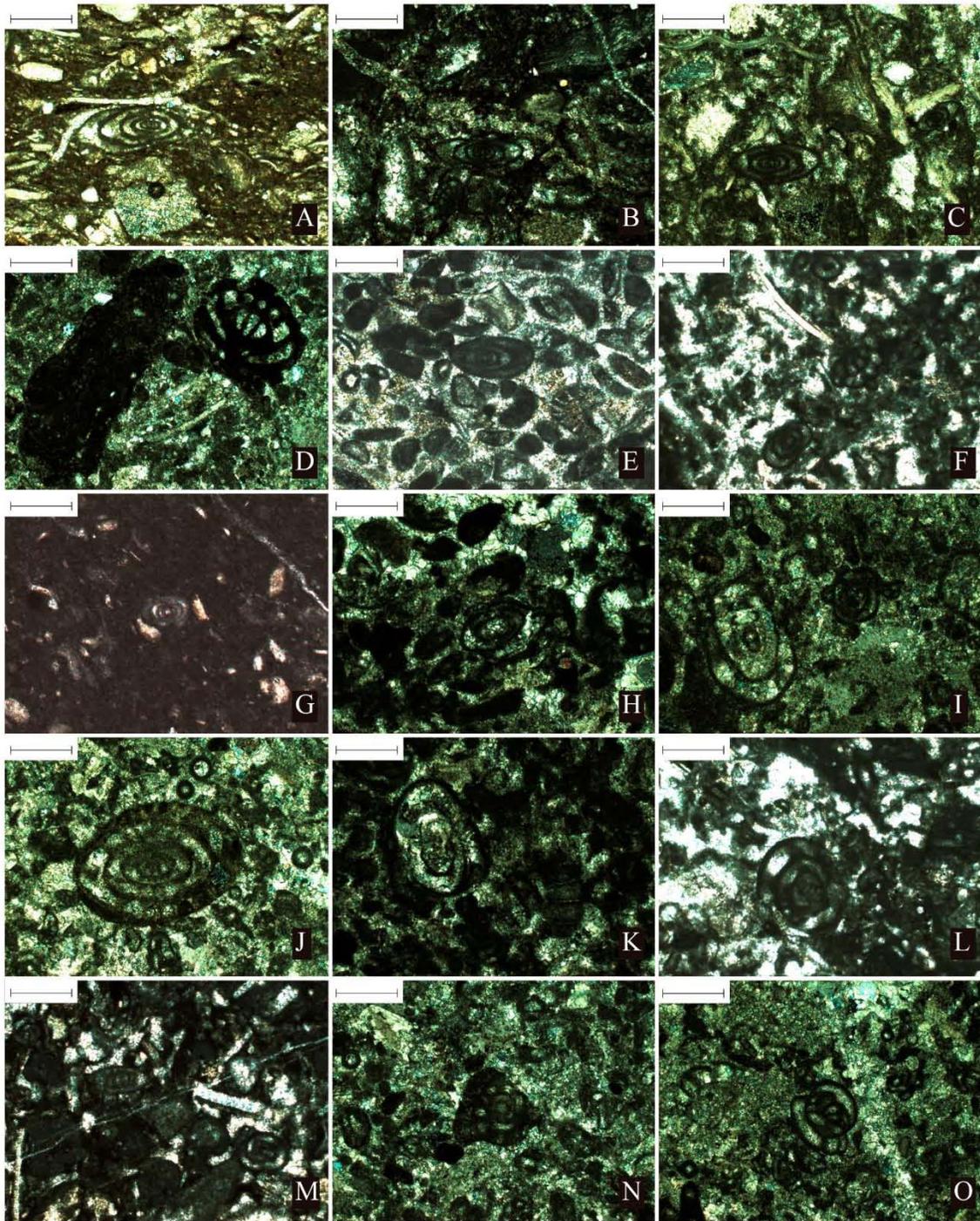


Lámina 3.

A. *Quydatella* sp. Corte sagital.

B. *Eoschubertella* sp. Corte axial.

C. *Eoschubertella* sp. Corte sagital.

D. *Eoschubertella* sp. Corte sagital.

E. *Staffella* sp. Corte sagital.

F. *Staffella* sp. Cortes sagitales.

G. *Staffella* sp. Cortes tangenciales.

H. *Cornuspira* sp. Corte sagital.

I. *Cornuspira* sp. Corte axial.

J. *Cornuspira* sp. Corte oblicuo.

K. *Cornuspira* sp. Corte sagital.

L. *Calcivertella?* sp. Corte longitudinal.

M. *Eostaffella* sp. (corte sagital), *Calcivertella* sp. y *Trepeilopsis* sp. (corte longitudinal).

N. *Trepeilopsis* sp. Corte longitudinal.

O. *Trepeilopsis* sp. Vista lateral.

Línea de escala: 300 μm , excepto en K (150 μm). Tomadas con luz polarizada.

Lámina 3.

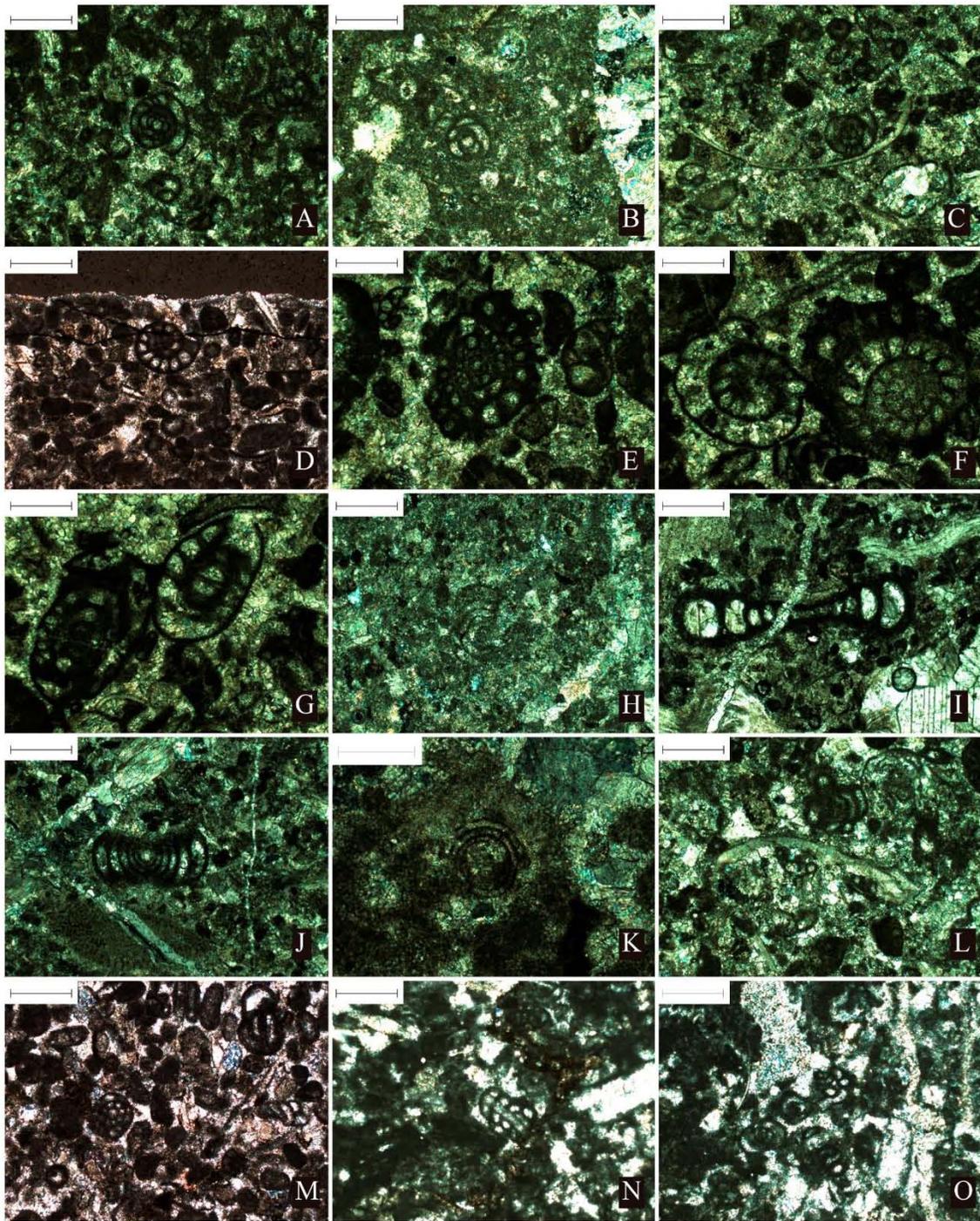


Lámina 4.

A. *Planoendothyra* sp. Corte axial.

B. *Endothyra* sp. Corte oblicuo.

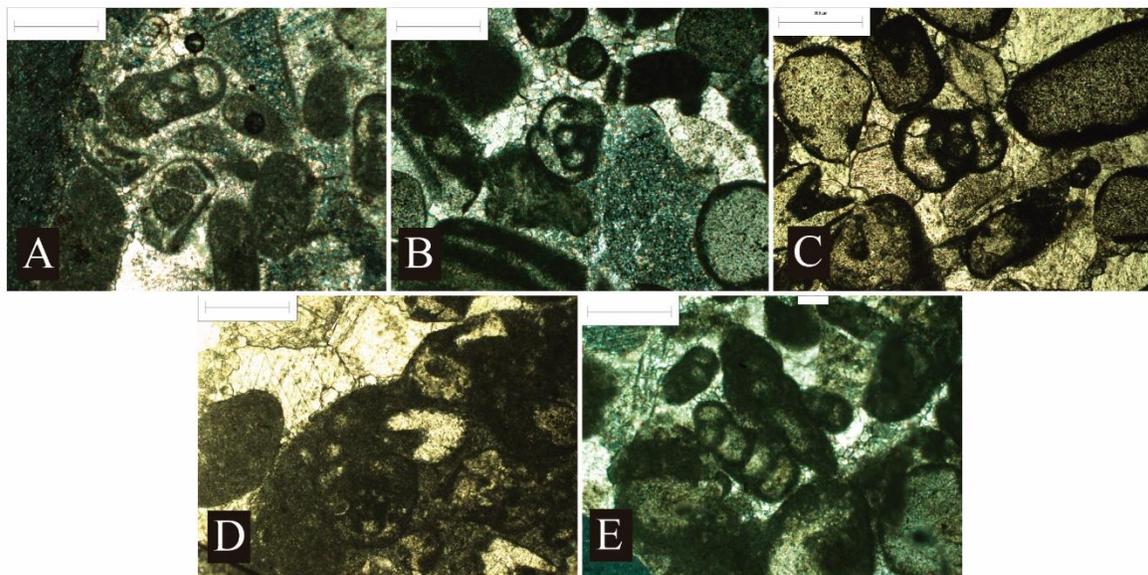
C. *Endothyra* sp. Corte axial.

D. *Endothyranella* sp. Vista lateral.

E. *Endothyranella* sp. Vista lateral.

Línea de escala: 350 μ m. Imágenes A, B y E, tomadas con luz polarizada.

Lámina 4.



12. APÉNDICE

12.1. Matriz binaria presencia/ausencia de las microfacias de Sierra Agua Verde.

Muestras	gst	mst	lam	rao	tao	onc	cor	pel	int	clo	bef	sps	bra	bry	tri	ost	ech	cri	biv	gas
LJ 2	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	1
LJ 3	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	0	1	1	0
LJ 4	1	0	0	1	0	0	1	1	1	0	1	0	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 5	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0
LJ 6	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0
LJ 7	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0
LJ 7Ar	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
LJ 8	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0
LJ 10	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 11	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	1	0
LJ 12	1	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1	1	1	1	0
LJ 13	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 14	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 15	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
LJ 16	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0
LJ 20	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 21	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0
LJ 24	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0
LJ 25	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0
LJ 26	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 27	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	1
LJ 29	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1
LJ 30	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	1	1	0	1	0	1	1	0
LJ 31	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LJ 32	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0
LJ 33	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0
LJ 34	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	0	0
LJ 35	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 36	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	1	0
LJ 37	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
LJ 38	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	1	1	1	0	0
LJ 39	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
LJ 40	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 41	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0
LJ 42	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0
LJ 43B	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0
LJ 44	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0
LJ 44B	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0
LJ 45	1	1	1	0	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	0
LJ 47	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0
LJ 48	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	1	1	1	1	0
LJ 49	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0
LJ 50	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1
LJ 51	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0
LJ 52	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1
LJ 53	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	0
LJ 54	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
LJ 55	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0
LJ 56	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0
LJ 57	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1
LJ 59	1	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	0	1	1	1
LJ 60	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LJ 61	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	0
LJ 62	1	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	1	0	1	1	1	1
LJ 63	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	0
LJ 63bis	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0
LJ 64	1	0	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	1	0	1	1	1	0

**12.2. Matriz de conteo de puntos de las microfácies de Sierra Agua Verde en %
(bra, cri y esq fueron eliminados y los porcentajes, recalculados).**

	mat	ooi	onc	cor	pel	int	clo	bef	sps	bry	tri	ost	ech	biv	gas	sag	Total
LJ 2V	75.8	0	0	1.1	22.3	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 3H	43.1	1.3	0	17.4	37.6	0.3	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 4.2	81.3	0	0	3.6	10.2	1.5	0	0	0	0	0.4	2.2	0.4	0.4	0	0	100
LJ 7	57.3	0	0	0	42.3	0	0	0	0.4	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 11	73.2	0	0	1.4	22.7	0.8	0	0	0	0.8	0	0.3	0	0.8	0	0	100
LJ 12H	88	0	0	1	7.1	0	0	0	1.3	0.8	0	0.5	0	1.3	0	0	100
LJ 26.2	94.1	0	0	0	0.9	0	0	0	1.8	1.8	0	1.4	0	0	0	0	100
LJ 27.1	44.4	0.6	0	2	4.3	6.9	5.6	0	0	26.3	0	0	9.9	0	0	0	100
LJ 29	59.6	0	0	1.7	5.2	31	0	0	0	0.6	0	0	0	0	1.9	0	100
LJ 30V	97.4	0	0	0	0	0	0	0	2.6	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 33V	70.2	0	0	1.4	4.8	4.8	0	0	0	15.9	0	0	0	2.9	0	0	100
LJ 34.2	53.2	0	0	2.3	31.4	0.2	1.8	0	0	0	0	0.5	0	0	0	10.6	100
LJ 35 V	78.2	0	0	3.2	1.4	12.2	0.7	0	0	3.2	0	0	0	1.1	0	0	100
LJ 36V	36.6	0	0	4.3	5	2	0.3	0	0	51.8	0	0	0	0	0	0	100
LJ 39V	89.4	0	0	0	10.1	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 40V	71.9	0	0	1.2	18.3	1.5	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	6.9	100
LJ 41.1	57.3	1.1	0	6.2	30.2	2	2.9	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 42V	48	0.2	0	7.5	41.2	1.1	1.8	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	100
LJ 45H	91.9	0	0	0.9	0	0	4.9	1.4	0	0	0	0	0	0.9	0	0	100
LJ 49H	82.1	0	0	9.2	0.3	2.2	6.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 50V	62.5	0	6.3	5.1	0	10.1	6.1	0.2	0	1.8	0.3	0	3	4.6	0	0	100
LJ 52V	39.6	0	1.9	19.8	1.1	18.1	17.5	0	0	1.1	0.3	0	0	0.6	0	0	100
LJ 54V	84.6	0	0	4.9	0	0.3	5.6	0	0	1	0	0.2	0.3	2.8	0.3	0	100
LJ 55.1	98.8	0	0	0	0	0	0	0	1.2	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 57H	51.7	0	0	3.9	0	21.6	13.8	1.2	0	3	0	0	1.8	3	0	0	100
LJ 60H	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
LJ 61H	61.1	2.6	0	5.2	17.4	7.9	3.6	0.5	0	0	0.5	0	0	1.2	0	0	100
LJ 62	81.2	0	1.5	3.9	0	3.7	4.4	0.2	0	0	0	0	3.3	1.1	0.7	0	100
LJ 63H	46.4	0	0.3	5.5	1	17.3	4.8	24	0	0	0	0	0.7	0	0	0	100
LJ 64V	52.6	0.4	0	5.7	34.5	0	4.1	1.8	0	0	0	0	0.7	0.2	0	0	100

12.3. Matriz binaria presencia/ausencia de las microfacies de Sierra Las Mesteñas.

Muestras	gst	mst	lam	rao	tao	onc	cor	pel	int	sag	clo	bef	sps	cra	bra	bry	tri	ost	ech	cri	biv	gas	cal	bio	
MES 1.1A	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
MES 1.1B	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1
MES 1.2A	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1
MES 1.2B	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	1	1
MES 2.1A	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	1
MES 2.1B	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	1	1
MES 3A	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	1	1
MES 3B	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	1
MES 4A	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0
MES 4B	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1
MES 5A	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1
MES 5B	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	1	1
MES 6A	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1
MES 6B	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	1	1
MES 9A	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0
MES 9B	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0
MES 11A	1	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1
MES 11B	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
MES 13A	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0
MES 14B	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	1	1	1	1
MES 19A	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0
MES 19B	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
MES 20A	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0
MES 22	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1
MES 22A	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0
MES 22B	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0
MES 23A	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
MES 23B	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
MES 24A	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0
MES 24.2A	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0
MES 24.2B	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
MES 24.3A	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0
MES 24.3B	1	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
MES 25A	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0
MES 25B	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0
MES 26A	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0
MES 26B	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0
MES 27	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0
MES 28A	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1
MES 28B	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0
MES 28.2A	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1
MES 28.2B	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	1	0	1	1	0	0	1	1

12.4. Conteos de foraminíferos en secciones delgadas de la sección La Joya, SAV.

Muestra	Textularinos	Text. en 6 cm ²	Miliolinos	Miliolinos en 6 cm ²	Fusulininos	Fusulininos en 6 cm ²	Área analizada (cm ²)	Foras en 6 cm ²
LJ 5	0	0.0	1	0.8	1	0.8	7.7	2
LJ 14	0	0.0	0	0.0	1	1.0	5.9	1
LJ 26	0	0.0	2	2.0	0	0.0	6	2
LJ 30	0	0.0	1	1.1	0	0.0	5.7	1
LJ 34	1	1.1	6	6.4	29	31.1	5.6	39
LJ 35	0	0.0	15	17.0	1	1.1	5.3	18
LJ 36	0	0.0	1	0.6	4	2.4	9.9	3
LJ 38	0	0.0	3	1.7	6	3.5	10.4	5
LJ 40	0	0.0	2	1.4	4	2.8	8.5	4
LJ 41	0	0.0	2	2.1	23	24.6	5.6	27
LJ 42	0	0.0	2	2.1	3	3.1	5.8	5
LJ 44	1	0.6	221	125.1	94	53.2	10.6	179
LJ 45	0	0.0	7	4.0	49	27.7	10.6	32
LJ 48	0	0.0	0	0.0	35	21.2	9.9	21
LJ 54	0	0.0	1	0.5	1	0.5	11.2	1
LJ 56	0	0.0	2	1.4	32	22.6	8.5	24
LJ 57	0	0.0	0	0.0	26	11.8	13.2	12
LJ 59	0	0.0	0	0.0	70	52.5	8	53
LJ 61	0	0.0	2	1.2	79	45.6	10.4	47
LJ 63bis	0	0.0	85	85.0	230	230.0	6	315
LJ 64	0	0.0	9	5.3	49	29.1	10.1	34

Title: Microfacies and stable isotope analyses from the Carboniferous of the La Joya section in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico

Short title: Microfacies and stable isotopes in Sierra Agua Verde, Sonora.

Rafael Villanueva-Olea¹, Ricardo Barragán², Juan José Palafox-Reyes³, José Carlos Jiménez-López⁴, Blanca E. Buitrón-Sánchez².

1. Posgrado en Ciencias Biológicas, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Del. Coyoacán, C. P. 04510, Ciudad de México, México. E-mail: rafael.villa@ciencias.unam.mx. Tel. 5255 56224280 ext. 188.

2. Departamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, Delegación Coyoacán, C. P. 04510, Ciudad de México, México.

3. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Boulevard Luis Encinas y Rosales s/n, Col. Centro, 83000, Hermosillo, Sonora, México.

4. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México. Cd. Universitaria, C. P. 04510, Delegación Coyoacán, Ciudad de México, Mexico.

RESUMEN

En la Sierra Agua Verde en el centro-este de Sonora, México, aflora una secuencia de rocas paleozoicas que se depositaron en un ambiente de plataforma carbonatada con una biota marina consistente en algas filoides, foraminíferos fusulínidos, esponjas del género *Chaetetes*, corales tabulados, gasterópodos, briozoarios, braquiópodos y crinoideos. En esta región, se estudió una sección del Misisípico-Pensilvánico, correspondiente a las formaciones Santiago y La Joya, con el objetivo de analizar las microfacies y revelar la evolución paleoambiental de la zona. Se describieron nueve asociaciones de facies caracterizadas por su composición y textura, y se vincularon a una serie de microfacies

estándar y zonas de facies de acuerdo al modelo modificado de Wilson. La sección también fue considerada para el estudio de isótopos estables de ^{13}C y ^{18}O que revelaron excursiones las cuales, en algunos casos, pueden ser asociadas a una serie de eventos a escala global, y en otros, a escala regional o local; estos eventos, además, se corresponden con los cinturones de facies definidos. Los resultados obtenidos indican que la sección se depositó en una serie de ambientes marinos que incluyen el margen arrecifal, los bancos de arena y las lagunas con circulación abierta y restringida. Las excursiones positivas de carbono y oxígeno se relacionan con eventos de regresión marina producto de eventos glaciales que caracterizaron intervalos importantes del Paleozoico Tardío así como a un influjo de aguas procedentes del continente que parcialmente enmascararon los patrones de excursiones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ globales. El estudio resulta relevante pues es el primero en analizar las excursiones de isótopos estables de estas edades en el estado de Sonora y abre el campo a una investigación exhaustiva sobre los patrones de excursiones que se puedan relacionar con cambios en el clima a nivel global en un área rica en afloramientos del Paleozoico Superior en México.

Palabras clave: Misisípico, Pensilvánico, México, análisis de isótopos estables, microfacies, paleoambientes.

ABSTRACT

In the Sierra Agua Verde in central-eastern Sonora, Mexico, a sequence of paleozoic rocks crops out, deposited in a carbonate platform environment with a marine biota consisting of phylloid algae, fusulinid foraminifera, *Chaetetes* sponges, tabulate corals, gastropods, bryozoans, brachiopods, and crinoids. In this region, a Mississippian-Pennsylvanian section, corresponding to the Santiago and La Joya formations, was studied, to analyze the microfacies and reveal the paleoenvironmental evolution of the area. Nine facies associations were described, based on their compositional and textural characteristics, and were linked to

standard microfacies and facies zones according to the Wilson model. The section was also considered for the study of ^{13}C and ^{18}O stable isotopes that revealed a series of excursions that can be related both to a global or regional-local scale events, as well as with the defined facies belts. The results indicate the section was deposited in a series of marine environments including reefal margin, sand banks, and open and restricted lagoons. The C and O positive excursions are related to marine regression events, product of glacial episodes that characterized important time intervals during the Late Paleozoic, as well as to an influx of waters proceeding from the continent that partially masked the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ global excursion patterns. The study is relevant as it is pioneer in analyzing stable isotope excursions for Sonora, and opens a window to a more exhaustive research about the excursion patterns that could be related to global climate changes in a region with abundant Upper Paleozoic outcrops in Mexico.

Keywords: Mississippian, Pennsylvanian, Mexico, stable isotope analysis, microfacies, paleoenvironments.

1. Introduction

The microfacies analysis has been demonstrated as an important tool to interpret ancient environments (Ekdale *et al.*, 1976; Kietzmann *et al.*, 2008; Coronado and Rodriguez, 2009; Flügel, 2010; Liu *et al.*, 2015, among others). By using the concept of standard microfacies developed by Flügel (1972) to categorize platform and reef carbonates it is possible to recognize the different types of facies zones defined by Wilson (1975), which allow to allocate carbonate sediments in a particular paleoenvironment according to paleontological and textural criteria.

The Sierra Agua Verde, located in the state of Sonora in northern Mexico, 110 km E of Hermosillo city (Fig. 1), is an area that has been poorly studied with regard to microfacies

and geochemical analyses. This elevation, distinguished for its Paleozoic fossil richness, contains rocks of the Agua Verde Group, a carbonate-platform sequence of Ordovician-Lower Permian age (Ochoa-Granillo and Sosa-León, 1993). The fossil biota found is diverse, however, few studies have been published in that regard. Gómez-Espinosa *et al.*, (2008) reported the presence of fusulinids and calcareous algae; Buitrón-Sánchez *et al.*, (2007) indicated the existence of a fossil association of phylloid algae, fusulinids, chaetetids, tabulate corals, gastropods, fenestellid bryozoans, productid and spiriferid brachiopods, crinoids, and conodonts in fossiliferous limestones belonging to the La Joya formation.

Several contributions have also improved the knowledge of the stratigraphy of the area: Stewart *et al.* (1984, 1988, 1999) were the first to recognize the presence of Paleozoic rocks in the area; Minjarez-Sosa *et al.* (1993) and Ochoa-Granillo and Sosa-León (1993) described Ordovician, Devonian, Mississippian, Pennsylvanian, and Permian strata. Other important studies that contributed to the understanding of the stratigraphy of the region include those of Repetsky *et al.* (1985), Gehrels *et al.* (1995), and Poole *et al.* (1995).

Ochoa-Granillo and Sosa-León (1993) inferred the depositional environment of the La Joya formation as a shallow platform, with the development of calcareous banks with terrigenous input. Buitrón-Sánchez *et al.* (2007) conclude that the fossiliferous association of this unit is typical of tropical shallow seas and show a strong affinity with species of regions from the south of the United States and the Midcontinent area. Unlike the aforementioned authors, Almazán-Vázquez *et al.* (2007) point out that the La Joya formation was deposited in a relatively deep water environment, on the boundary with the photic zone, because of a lack of shallow proxies (i.e. algae), and an abundance of crinoids, bryozoans, and brachiopods, interpreted by those authors as indicators of deeper water. On the other hand, Gómez-Espinosa (2010) characterized 12 different microfacies, from base to top as: slope, lagoon,

slope, toe of slope, lagoon, slope, lagoon, and reef. Both studies are sustained on a reduced number of samples, which impedes a determinant conclusion. Recently Navas-Parejo et al. (2017) reported different biozones of conodonts in La Joya, and thus defined the ages for this section.

The aim of this work is to unravel the variations among depositional environments within the Carboniferous La Joya section in Sierra Agua Verde. The above by means of a more detailed sampling on that area that allows recognition of variations of petrographic elements through a microfacies analysis. Additionally, ^{13}C and ^{18}O stable isotopes curves were analyzed, and their excursions patterns matched with facies associations, bringing some insight in global to regional conditions present during the deposition time of the La Joya sediments.

2. Stratigraphy

2.1. Sierra Agua Verde stratigraphy

In Sierra Agua Verde (Fig. 2), Paleozoic rocks are well exposed in outcrops belonging to the Cambrian San José Group and to the Ordovician-Lower Permian Agua Verde Group. The La Joya and Santiago formations, defined by Ochoa-Granillo and Sosa-León (1993), represent informal lithostratigraphic units with a thickness of 669 m that belong to the Agua Verde Group.

The Santiago formation consists of limestones, dolomitized and sandy limestones, and sandstones. The lower part of the formation corresponds to dolomitized gray limestone, intercalated with small horizons of sandstone and 14 cm-thick black chert beds as well. The middle part is composed of sandy limestone and calcareous shale rich in corales, brachiopods, bryozoans, and bivalves. The upper part of this unit is represented by gray fossiliferous limestone with some black chert lenses and grade into red shale-sandstone with *Syringopora* as fossil material (Ochoa-Granillo and Sosa-León, 1993).

According to Ochoa-Granillo and Sosa-León (1993), the Santiago fm. was deposited in a platform with development of calcareous banks of colonial organisms and is coetaneous with the Escabrosa-Horquilla formation in the Cabullona area, northeast of Sonora.

This formation underlies and is transitional to the La Joya formation, which has a thickness of 294 m consisting of limestone intercalated with calcareous lodolites and sandy lenses. The base of the La Joya fm. is composed of middle to thick-massive, light gray to reddish limestone strata, with small calcareous lodolite intercalations in thinner strata, with black to red chert nodules embedded. Common fossils are the coral *Syringopora* (middle Silurian-Pennsylvanian), the brachiopod *Crurithyris* (Devonian-Permian), the bryozoan *Glyptopora* (Carboniferous), and crinoidal remains.

Above these strata, we found light gray limestone in fresh rock and blue-gray in weathered surface, with intercalations of calcareous reddish mudstones. The fossil fauna consists of *Syringopora* corals, crinoid plates, bryozoans, gastropods, and other shell remains.

At its upper part, it consists of middle-thick gray to reddish limestone strata, intercalated with calcareous red lodolite, and white to red chert nodules and lenses with small dark bands. Fossil fauna consists of the coralline sponge *Chaetetes* from the middle Pennsylvanian, the bryozoan *Fenestrellina* of Silurian-Permian age, and the Pennsylvanian-Permian brachiopod *Neospirifer*.

2.2. La Joya section

A 270 m thick section of the La Joya (Pennsylvanian) and Santiago (Mississippian) formations was measured (Fig. 3), whose lithology mainly corresponds to limestone. The 50 m interval at its base corresponds to sandy limestone intercalated with finer-grained limestone, overlain by poorly fossiliferous (crinoids, brachiopods and bivalve shells) grayish limestone. Upwards, from 50 to 180 m, a lithology of relatively homogeneous, light to dark

gray colored limestone is observed. 75 m above the base of the section, there is an intercalation of a thin layer of pale volcanic tuff. Another intercalation at 80 m from the base, of a thin coquina layer can be observed, mainly composed of brachiopods. From 180 to 270 m, the limestone changes from grayish to pinkish colors with intercalations of white and dark chert nodules. At this level, crinoid fossils, brachiopods, and *Chaetetes* coralline sponges are exposed.

3. Methods

3.1. Identification of facies associations and environmental interpretation

In order to achieve the paleoenvironmental reconnaissance of the La Joya section in the Sierra Agua Verde, a petrographic study of 67 samples was carried out. Classification of recognized facies followed the scheme of Dunham (1962), which ponders the textural and grain type components.

Samples were sectioned by duplicate, so that each sample had two thin sections perpendicularly oriented each other with the purpose of obtaining as much information as possible. The thin sections were observed in a petrographic microscope Olympus BX51 and pictures were taken using a CoolSNAP-Pro Color RS Photometrics camera, integrated to the microscope, with 2x, 4x, and 10x objectives. For the image edition, the software Image-Pro Plus 7.0.0.591 of Media Cybernetics was used. Each sample was assigned to a standard microfacies (Flügel, 2010). Those samples with similar SMF's, textures and composition were related to a characteristic facies association. With the information gathered, the different facies zones according to Wilson's model (1975) were interpreted.

3.2. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ stable isotope analyses

For oxygen and carbon isotope analysis, we surveyed bulk rock analysis, selecting those samples with minor diagenesis alteration, so that the obtained signals were those of the

depositional environment. The selection of samples was carried out by petrographic evaluation: thin sections with pervasive silicification, dolomitization or recrystallization as well as those with no evidence of the deposit facies, were excluded for the isotope analyses. The rock powder was obtained by drilling with a Dremel 4000 in the rock matrix, avoiding areas of recrystallization, stylolites and calcite veins.

To determine the compositions of bulk rock carbonate samples, the method designed for McCrea (1950) was pursued. Briefly, this method consists of measuring $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of CO_2 released from a reaction with H_3PO_4 100% at 25°C during 54 hours in a Thermo Finnigan MAT 253 mass spectrometer at the Stable Isotope Laboratory of the Instituto de Geología, UNAM.

$\delta^{13}\text{C}$ values are measured and expressed relative to the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) scale, normalized using consensus values of -46.6‰ for LSVEC (LiCO_3) and $+1.95\text{‰}$ for NBS19 (Coplen *et al.*, 2006). $\delta^{18}\text{O}$ values were also measured relative to VPDB, normalized according to Coplen (1988). However, in order to have better comparisons with regard to the literature, $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW standard was applied following the equation: $\delta^{18}\text{O}_{\text{X/VSMOW}} = 1.03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{X/VPDB}} + 30.91$ which converts the VPDB into VSMOW values. The analyses were performed using the reference materials LSVEC, NBS-19, and NBS-18, and every 7 samples, an intern CaCO_3 Sigma reference was placed to verify repetibility and reproducibility less than 0.2‰ .

4. Results

4.1. Microfacies analysis

9 facies associations (FA) were defined based on textural and compositional features, which were placed in some of the facies belts proposed by Wilson (1975).

FA1. Grainstone/rudstone with abundant crinoids (Fig. 4). This facies is characterized by fragmented brachiopod and bivalve shells, as well as scarce bryozoans and ostracods. Sparsely, it displays some ooids and benthic foraminifera. Facies zone 5: platform-margin reef.

FA2. Packstone of pellets/peloids (Fig. 5). Samples with abundant pellets/peloids and sand grains with fauna consisting of crinoids, foraminifera, and sponge spicules. On this association, crinoids are not as abundant as in the association 1. Due to the presence of sponge spicules and a great quantity of pellets, it is interpreted as belonging to a restricted lagoon in the platform (facies zone 8). The presence of terrigenous material indicates a proximity to the land; the good material classification indicates a local reworking.

FA3. Grainstone with coated bioclasts and peloids (Fig. 6). As in FA 2, peloids are a very important component, and cortoids made up of bioclasts coated by micritic layers, are also significant. Algae, benthic foraminifera, and crinoids are common, whereas ooids and *Girvanella* oncoids are rare. Facies zone 6: sand banks on platform margin with constant wave action, at or above the fair-weather wave base.

FA4. Wackestone/floatstone of sponge spicules and fragmented and disarticulated remains of crinoids, brachiopods, and ostracods (Fig. 7). Typical facies of slope and lagoonal environments with mud-supported textures and elements proceeding from the reefal crest and the platform margin, that fall down into the slope (forereef position) or into the lagoon (backreef position), such as crinoid and brachiopod remains, as well as lithoclasts in a brecciated fabric. It is interpreted as a lagoon (FZ 7) with open circulation because of a lack of evidence of slope environments in neighbor microfacies.

FA 5. Grainstone/rudstone and floatstone with lagoonal fossils (Fig. 8). Facies with crinoids and brachiopods, as well as typical fauna from lagoonal environments, such as foraminifera,

bryozoans, bivalves, gastropods, and echinoids. Also, non-skeletal elements as cortoids and intraclasts are found. Unlike FA 1, this association is rich in textures with wackestone/floatstone type, meaning that they are poorly washed due to the position in a lagoon with lower wave influence. The important occurrence of foraminifera allows allocating this association in the FZ 7 (open marine lagoon).

FA6. Grainstone with crinoids and pellets (Fig. 9). In contrast to FA 1, this association contains crinoids surrounded of pellets, with a higher amount of micritic mud. It is considered intermediate between FA 1 and FA 2, for it does not contain as much crinoids as FA 1, nor too much pellets as FA 2 does. Sponge spicules might be present in some samples of this association. Facies zone 5: platform reefal margin.

FA7. Packstone/grainstone with abundant benthic foraminifera and algae (Fig. 10). Some of the foraminifers seem abraded and broken, which indicates they underwent some transport from high-energy environments to low energy in open-circulation lagoon. FZ 7: open-circulation platform.

FA8. Mudstone/wackestone with scarce fossil content (Fig. 11). Facies with a few quantities of fossils corresponding to sponge spicules and crinoids, and trace elements of ostracods. Some samples have diagenetic alteration (i.e. dolomitization and silicification), although this does not prevent the recognition of deposit facies. It is associated to the SMF 1 "spiculite wackestone/packstone" for the presence of sponge spicules, and to the SMF 23 "Non-laminated homogenous micrite or micro-sparite without fossils" for the mud-supported texture without fossils. Despite the fact SMF-1 is typical of deep environments, Flügel (2010) denotes this type of microfacies is found in protected shallow platform environments as well. Facies zone 8: open-circulation lagoon.

FA 9. Laminated peloidal bindstone (Fig. 12). This FA is assigned to the SMF 16-L because of the presence of micritic laminae composed of mud peloids. In addition, sand grains brought for erosion from the land, as well as some intraclasts are common elements. This facies appears as pelsparite laminae alternating with pelmicrite laminae of microbial origin, with peloids spreading out fully and homogeneously. FZ 8: restricted shelf lagoon.

4.2. Stable isotope analysis

The values obtained for the analysis of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios are given in Appendix 1. The corresponding curves (Fig. 13) are compared with the distribution of the different facies associations and Wilson's facies belts throughout the stratigraphic section, which are considered as paleobathymetrical indicators.

At the base of the section, in the Osagean-Meramecian stages, $\delta^{13}\text{C}$ values range from 1‰ to 4‰ except for two peaks that lower the $\delta^{13}\text{C}$ to less than -1.49‰ and -2.85‰. After those negative excursions, values recover up to 2‰ to 3‰. The Chesterian stage starts with a $\delta^{13}\text{C}$ of 1.35‰ and henceforth, values do not change significantly. At the beginning of Morrowan stage, $\delta^{13}\text{C}$ decreases from 0.39‰ to -1.75‰ and it recovers until reaching a peak of 1.2‰, after which levels decrease to -2.04‰, a little before the tentative Morrowan-Atokan boundary at the upper part of the section. In the presumable Atokan, values increase up to 1.48‰. These values are lower than those calculated in other Carboniferous localities (Brand, 1989; Mii *et al.*, 1999; Veizer *et al.*, 1999; Saltzman, 2005).

With regard to $\delta^{18}\text{O}$ values, some changes can be drawn at the base of the section, being the most abrupt of all, that of the 21.3‰ to 15.2‰ from sample LJ 4 to LJ 5. After that, the tendency is a recovering of values that reached almost 25‰ during the Osagean-Meramecian. A little negative excursion continues and, by the end of the Osagean-Meramecian, a new raising in $\delta^{18}\text{O}$ values can be observed. For the Chesterian, the tendency is a lowering of the

values whose minimum level extended into the lowermost Morrowan (Lower Pennsylvanian) with values around 17‰. This negative excursion is followed by a positive one with changing values but which, ultimately, brought the curve until a maximum value of 25‰. At the presumable Atokan, $\delta^{18}\text{O}$ values changed more abruptly but, in any case, they were still high.

5. Discussion

Examining the paleobathymetric curve based on microfacies analysis (Fig. 13), we interpret the Mississippian strata to have been deposited in offshore areas, nearby the platform margin. This can be confirmed with the high frequency of facies association 1 which is typical of margin platform environments (grain-supported textures with abundant crinoids). Upwards, at the end of the Meramecian and at the Chesterian, abrupt facies belt and facies zone changes are recorded, with a tendency to a relative sea level shallowing. Common facies association at this interval are FA2 (packstones of pellets) intercalated with FA1 and others less abundant like FA4 (wackestone or floatstone of fragmented fossils as sponges, crinoids, brachiopods and ostracods) or FA5 (grainstone or rudstone and floatstone with lagoonal fossils), which are typical of nearshore lagoonal environments (either with restricted or open circulation). At the onset of the Morrowan, typical lagoonal associations (FA's 7, 4, and 5) are present with some intercalations of marginal facies (FA 3). It means that the changes, previously identified for the latest Meramecian and Chesterian, stopped during most of the Morrowan, when constant shallower lagoon conditions were established in the platform, as can be seen in the paleobathymetric curve. At the end of the Morrowan and during the segment of the Atokan included in the section, some little changes in microfacies are recorded, but with a tendency towards a shallower nearshore restricted platform. This pattern is thought of as a sea level decrease during Early Pennsylvanian which can be correlated with the onset of the glacial event II reported by Isbell *et al.* (2003), and compared with the positive $\delta^{18}\text{O}$

excursion mentioned above. Several authors have reported the occurrence of glacial deposits along the Pennsylvanian in outcrops corresponding to Gondwana (Veevers and Powell, 1987; Fielding *et al.*, 2008; Henry *et al.*, 2008; Holz *et al.*, 2008; Martin *et al.*, 2008; Rocha-Campos *et al.*, 2008, among others). During this time, Gondwana underwent various episodes of glaciations that caused important sea level regressions resulting in positive $\delta^{18}\text{O}$ excursions, as most of the ^{16}O was trapped in ice caps during glaciation times (Joachimski *et al.*, 2006). Another task into this study was to know the behavior of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope values to compare with data from other parts of the world and elucidate a regional or global pattern. Nonetheless, in order to rule out a diagenetic imprint in our samples, a scatterplot of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ against $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ values was made (Fig. 14). According to some authors (Banner and Hanson, 1990; Titschak *et al.*, 2009; Seuss *et al.*, 2012) a direct covariance of both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ is evidence of diagenetic alteration affecting both isotopic signatures, however no negative or positive covariance is clear from our results, and the resulting r correlation coefficient value of 0.14 indicates that there is no correlation between the calculated $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values; thus it is interpreted as no evidence of diagenetic alteration recorded in the isotopic composition.

With regard to the $\delta^{18}\text{O}$ signal, this is more susceptible to diagenetic alteration in bulk rock sampling than $\delta^{13}\text{C}$ is, and this is reflected in the maximum difference found between the lower and higher $\delta^{18}\text{O}$ values. For $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, the maximum value is of 26.52‰ and the minimum is 15.22‰, with a difference of 11.3‰, which is wide enough to be considered as a reliable proxy of the original seawater composition. However, assuming that the different samples have evenly been altered, we can infer some patterns. For example, the Meramecian is characterized for several peaks in the $\delta^{18}\text{O}$ signal with relatively high values, except for some lower values at the beginning of the section. These high values could be associated

with cooling temperatures, and the peaks, with short time intervals of warming. The evidence in other parts of the world indicate that Meramecian was not a glacial age (Mii *et al.*, 1999; Isbell *et al.*, 2003; Fielding *et al.*, 2008; Frank *et al.*, 2008; among others), as it lies between the Glacial I (Late Devonian-Early Mississippian) and Glacial II events proposed by Isbell *et al.* (2003), so that the $\delta^{18}\text{O}$ signal would record only a drop in temperatures and not glacial events as such.

For example, at the Osagean-Meramecian stages, there is a strong negative excursion that reaches 15.22‰ that rapidly recovers until values of almost 25‰. Such higher values can be correlated with the final part of the glacial event I reported by Isbell *et al.* (2003) that started during Frasnian-Famnenian (Late Devonian) and ended until lowermost Visean (Lower Carboniferous), and which corresponds to the end of Osagean. Because the biostratigraphy based on conodonts (Navas-Parejo *et al.*, submitted for publication) cannot yet confirm the boundary between Osagean and Meramecian in the La Joya section, we are not able to guarantee the reliable imprint of this glacial event in the studied section precluding an unequivocal affirmation. It is necessary a more detailed sampling to improve the biostratigraphic zonation.

At the beginning of the Chesterian, a negative $\delta^{18}\text{O}$ excursion can be drawn, which reached its minimum in the lowermost Morrowan. This event could be interpreted as an interglacial warming period, with some ice cap melting producing a raising in ^{16}O in seawater, thus lowering the $\delta^{18}\text{O}$. Immediately, we can distinguish a positive excursion which is clearly correlatable with the global positive excursion that occurred at the onset of the Pennsylvanian and which corresponds to the glacial event II of Isbell *et al.* (2003). The change in facies association towards nearshore environments, confirms a sea-level decrease that might be caused for this glacial event. The rest of the Morrowan and Atokan is characterized by abrupt

changes in the $\delta^{18}\text{O}$ values. It is important to emphasize that not only glacial events can cause a change in $\delta^{18}\text{O}$ values. The amount of freshwater coming into the marine platform can modify them, because continental runoff is enriched in ^{16}O relative to ocean water, and ultimately, this would cause a $\delta^{18}\text{O}$ drop in ocean water. Salinity is also invoked: when freshwater runoff (which is ^{16}O -enriched) reaches the sea, it causes a lowering in seawater salinity and in ^{18}O levels (Joachimski *et al.*, 2006). These authors argue that this factor is negligible for $\delta^{18}\text{O}$ changes in low-latitude surface waters, being the surface water temperature and ice volume the factors that account for most of the $\delta^{18}\text{O}$ variation. Because the microfacies analysis assumes environments close to the shoreline, the influence of continental freshwater is presumed to be important, leading to a local or regional variation in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values.

For the $\delta^{13}\text{C}$ isotope curve, we compared our results with those of Saltzman's (2005) bulk rock data in the Great Basin, United States. For the Osagean-Meramecian, Saltzman shows $\delta^{13}\text{C}$ values between 1‰ and 3‰, whereas in La Joya section, the average is between 2‰ and 3‰. Also, during Osagean, Saltzman reported two negative peaks reaching values of almost -1‰. Two negative peaks are also reported in this study during Osagean-Meramecian time, with values of -1.5‰ and -2.85‰, lower than those reported in the Saltzman's negative excursions. The major difference is found during the Pennsylvanian where Saltzman reported $\delta^{13}\text{C}$ values that range between 1‰ and 4‰ whereas in this section, values extend from -2‰ to 1.5‰ approximately. For the Chesterian stage, the La Joya $\delta^{13}\text{C}$ values approach those reported by Batt *et al.* (2007) in east-central Idaho, with an overall pattern towards lower values at the end of the Chesterian from 2‰ to slightly lower than 0‰. This pattern is also recognized in the Chesterian of La Joya (from 1.3‰ to values near to -0.5‰), but this interval

is very short, indicating that only a portion of Batt *et al.*'s (2007) Chesterian is represented in our section.

At the beginning of the Morrowan (Pennsylvanian), this tendency disappears, since there is no evidence of the typical positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion reported by many authors in several localities across the world (Batt *et al.*, 2007; Mii *et al.*, 1999, 2001; Saltzman, 2005; Frank *et al.*, 2008, among others). We could notice a slight positive excursion well into the Morrowan but not at its onset. The $\delta^{18}\text{O}$ curve shows also that positive excursion, but it starts slightly after the onset of the Morrowan. This excursion does not match with that reported in the literature showing its onset at the beginning of the Morrowan (Bashkirian), leading to the conclusion that this excursion is due to a more regional pattern, rather than global. Perhaps, a more exhaustive study in this interval is necessary to elucidate the global pattern.

For some authors (Lowenstam, 1961; Grossman *et al.*, 1996), geochemical composition of brachiopod shell calcite is a reliable proxy for paleoenvironmental reconstruction. Last assertion is thought on the idea that brachiopods precipitate their shells in isotopic equilibrium with seawater. Since they have a low-Mg calcite composition, they are less susceptible to diagenetic alteration in comparison with the aragonite and/or high-Mg calcite composition of other biogenic components in the matrix (Batt *et al.*, 2007). In contrast to this assumption, some studies reveal that brachiopod shells are not always in isotopic equilibrium with ambient seawater, as vital effects change the carbon and oxygen isotope composition (Carpenter and Lohman, 1995; Brand *et al.*, 2015). Therefore, some corrections (Mg-effect) and cautions (avoiding fast-growing areas) to properly interpret the original seawater composition are needed (Brand *et al.*, 2015). This fractionation chiefly depends on what area of the shell is chosen for analysis (primary or secondary layer; Carpenter and Lohman, 1995). Furthermore, some studies demonstrate that bulk carbonates have a continuous and facies-

independent record, and therefore, they are excellent proxies of seawater $\delta^{13}\text{C}$ composition (Weissert *et al.*, 1985; Saltzman, 2003; Batt *et al.*, 2007; Liu *et al.*, 2017). For these reasons, and the scarcity of a continuous record of well-preserved brachiopod shells in the study area, a total rock isotopic analysis was used.

Some of the discrepancies observed between this work and others could be assigned to regional or local controls that mask global patterns. In addition to diagenetic overprint, tectonic influences, local changes in productivity or C_{org} sequestration, among others could be mentioned. To reduce the bias caused by diagenesis, the samples were carefully selected avoiding those of high diagenetic alteration (silicification, oxidization or dolomitization). Furthermore, in the drilling process, we prevented to sample in calcite veins or evident recrystallization areas (except for grainstone texture samples which are cemented by sparite). During the Pennsylvanian, the eastern part of Sonora was placed in one end of the Pedregosa Basin (Fig. 15), a shallow marine platform which divided the North American Craton from the Rheic Ocean (Palafox-Reyes, 2011). Greenwood *et al.* (1977) include open-shelf rocks of Pennsylvanian age from southeastern Arizona, southwestern New Mexico and northern Mexico in the extension of the Pedregosa Basin. The shallow facies belts recognized in this study, indicate that the La Joya section was part of the shallower area of Pedregosa (Pedregosa shelf according to Armin (1987)). During the Late Paleozoic, some terranes surrounded this basin: the Florida Islands to the northeast, the Zuni-Defiance uplift and the Sedona arch to the north and northwest. In the southern part, the basin was bordered by the Marathon-Chihuahua segment of the Ouachita orogeny (Armin, 1987 and references therein). According to this model, we propose that the La Joya section was located in the area corresponding to the Pedregosa platform, and in close vicinity with the deeper Pedregosa

Basin, both of them somewhat distant from the continental uplifts mentioned above, which explains the lack of sufficient input of siliciclastics in the platform.

According to Batt *et al.* (2007) the differences found in $\delta^{13}\text{C}$ values between Tethyan and Panthalassan brachiopods could be explained by variations across the platform due to differences in residence times of the waters found in restricted platforms, as well as the mixing of water masses isotopically different because of upwelling and freshwater influx. The upwelling process had already been proposed as a likely mechanism which accounted for $\delta^{13}\text{C}$ differentiation (Saltzman, 2003; Mii *et al.*, 1999, 2001; Liu *et al.*, 2015). These zones of upwelling would have developed due to the closure of the Rheic seaway during the Middle to Late Viséan (Meramecian-Chesterian) which reorganized the patterns of ocean circulation and ultimately, promoted areas of upwelling in Western Euramerica (Liu *et al.*, 2015). Such differentiation would cause areas in Western Euramerica (Midcontinent U. S.) to have lower $\delta^{13}\text{C}$ values (a shift of only 1.5‰) with regard to Eastern Euramerica during mid-Carboniferous (a 3‰ increase; Mii *et al.*, 2001). In this context, the lack of a clear positive excursion in $\delta^{13}\text{C}$ values for the Morrowan of La Joya can be due to a masking of the global pattern, leading by the occurrence of upwelling which brings ^{12}C -enriched nutrients to the sea surface (expressed by lower $\delta^{13}\text{C}$ values). Also, if there were a poor water-replacement with open seas, and the proximity to land brought sufficient amount of ^{12}C -enriched sediments, they could hamper the expression of a clear $\delta^{13}\text{C}$ positive excursion correlated with the onset of the mid-Carboniferous glaciation.

6. Conclusions

The microfacies analysis yielded 9 facies associations distributed along the 270 m of the La Joya section in the Mississippian-Pennsylvanian of the Sierra Agua Verde, Sonora. These facies associations span marine paleoenvironments from the marginal reef position up to sand

banks and open and restricted lagoons. The paleobathymetric curve constructed after these facies associations indicates deeper conditions during the Osagean-Meramecian times with abrupt changes during Chesterian and more stable and increasingly shallower waters for the Pennsylvanian, which can be correlated with the onset of glacial II whose expression was a global sea-level drop. This decline can be confirmed with a positive excursion in $\delta^{18}\text{O}$ values during the Mississippian-Pennsylvanian boundary, although for La Joya section, this pattern is showed at the middle of the Morrowan. More studies are necessary to clarify this discrepancy. When we compare our $\delta^{13}\text{C}$ values with literature, some differentiations appear. Input of land ^{12}C -enriched freshwater, as well as regional upwelling and long residence times of the seawater in this mostly restricted platform are claimed as causals of the discrepancies. This work is an approach in the interpretation of paleoenvironmental conditions and more investigation has to be done, particularly with other Sonoran sections, which are poorly studied in a geochemical framework.

7. Acknowledgments

The authors wish to thank Matilde Beresi, Francisco Sánchez-Beristain and Rubén A. López-Doncel for their suggestions that improved significantly this work. Financial support was provided by CONACYT No. 165826 and ECOS Francia-México No. M13-U01 “Evolución de los Ecosistemas del Paleozoico de México”. RVO thanks to Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM, for the academic support.

8. References

- Almazán-Vázquez, E., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B.E., Mendoza, C., Gómez-Espinosa, C., 2007. The late Atokan (Moscovian-Pennsylvanian) chaetetid accumulations of Sierra Agua Verde, Sonora (NW Mexico): composition, facies and paleoenvironmental signals, in Álvaro, J.J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D., Venin, E. (eds.), *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*: London, Geological Society of London, Special Publications, 275, 189-200.
- Armin, R.A., 1987, Sedimentology and tectonic significance of Wolfcampian (Lower Permian) conglomerates in the Pedregosa basin: Southeastern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 99, 42-65.
- Banner, J.L., Hanson, G.N., 1990, Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 3123-3137.
- Batt, L.S., Montañez, I.P., Isaacson, P., Pope, M.C., Butts, S.H., Abplanalp, J., 2007, Multi-carbonate component reconstruction of mid-carboniferous (Chesterian) seawater $\delta^{13}\text{C}$: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256, 298-318.
- Brand, U., 1989, Global climatic changes during the Devonian-Mississippian; stable isotope biogeochemistry of brachiopods: *Global and Planetary Change*, 1, 311–329.
- Brand, U., Azmy, K., Griesshaber, E., Bitner, M.A., Logan, A., Zuschin, M., Ruggiero, E., Colin, P.L., 2015, Carbon isotope composition in modern brachiopod calcite: A case of equilibrium with seawater?: *Chemical Geology*, 411: 81-96.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Gómez-Espinosa, C., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D., 2007, A late Atokan regional encrinite (early late Moscovian, Middle Pennsylvanian) in the Sierra Agua Verde, Sonora state, NW Mexico, in Álvaro, J.J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke,

A., Vachard, D., Venin, E. (eds.), *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*: London, Geological Society of London, Special Publications, 275, 201–209.

Carpenter, S.J., Lohmann, K.C., 1995, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of modern brachiopod shells, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(18), 3749-3764.

Coplen, T.B., 1988, Normalization of oxygen and hydrogen isotope data: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 72, 293-297.

Coplen, T.B., Brand, W.A., Gehre, M., Gröning, M., Harro, A.J.M., Toman B., Verkouteren, R.M., 2006, New guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ measurements: *Analytical Chemistry*, 78, 2439-2441.

Coronado, I., Rodríguez, S., 2009, Análisis de microfácies de los montículos de la Formación Cosgaya. Sección de Las Ilces, Pensilvánico, Cantabria: *Coloquios de Paleontología*, 59, 61-91.

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*: American Association of Petroleum Geologists 1, 108-1212.

Ekdale, A.A., Ekdale, S.F., Wilson, J.L., 1976, Numerical analysis of carbonate microfácies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 362-368.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008, The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns, in Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L. (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*: Geological Society of America Special Paper 441, 343–354.

Flügel, E., 1972, Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias: Methoden und Probleme: Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 21, 6-64.

Flügel, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application: London New York, Springer, 984 p.

Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Montañez, I.P., Fielding, C.R., 2008, Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records, in Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America, Special Paper 441, 1-12.

Gehrels, G.E., Dickinson, W.R., Ross, G.M., Stewart, J.H., Howell, D.G., 1995, Detrital zircon reference for Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of western North America: Geology, 23, 831-834.

Gómez-Espinosa, C., 2010, Análisis tafonómico y taxonomía del macrobentos calcáreo del Paleozoico Tardío de Sierra Agua Verde, noreste de Sonora, México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, PhD dissertation, 141 p.

Gómez-Espinosa, C., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B.E., Almazán-Vázquez, E., Mendoza-Madera, C., 2008, Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (northwestern Mexico), and their biostratigraphic and palaeobiogeographic implications: Comptes Rendus Palevol, 7, 259-268.

Greenwood, E., Kottlowski, F.E., Thompson, S., III, 1977, Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa basin: Comparison with Permian and Orogrande basins: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 61, 1448-1469.

Grossman, E.L., Mii, H.-S., Zhang, C., Yancey, T.E., 1996, Chemical variation in Pennsylvanian brachiopod shells — diagenetic, taxonomic, microstructural, and seasonal effects: *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1011–1022.

Henry, L.C., Isbell, J.L., Limarino, C.O., 2008, Carboniferous glacial deposits of the proto-Precordillera of west-central Argentina, in Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America, Special Paper 441*, 131–142.

Holz, M., Souza, P.A., Iannuzzi, R., 2008, Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the Late Carboniferous to Early Permian glacial succession (Itararé subgroup) at the eastern-southeastern margin of the Paraná Basin, Brazil, in Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America, Special Paper 441*, 115-129.

Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003, Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothem?: *Geological Society of America, Special Paper 370*, 5-24.

Joachimski, M.M., von Bitter, P.H., Buggisch, W., 2006, Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite: *Geology*, 34, 277-280.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Bressan, G.S., 2008, Facies y microfacies de la Rampa Tithoniana-Berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche-Malargüe, Provincia de Mendoza: *Revista de la Asociación Argentina*, 63, 696-713.

Liu, C., Jarochowska, E., Du, Y., Vachard, D., Munnecke, A., 2015, Microfacies and carbon isotope records of Mississippian carbonates from the isolated Bama Platform of Youjiang

Basin, South China: Possible responses to climate-driven upwelling: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 438, 96-112.

Liu, C., Jarochovska, E., Yuansheng, D., Vachard, D., Munnecke, A., 2017, Stratigraphical and $\delta^{13}\text{C}$ records of Permo-Carboniferous platform carbonates, South China: Responses to late Paleozoic icehouse climate and icehouse–greenhouse transition, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 474, 113-129.

Lowenstam, H., 1961, Mineralogy, $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans: *Journal of the Geological Society (London)*, 147, 1–4.

Martin, J.R., Redfern, J., Aitken, J.F., 2008, A regional overview of the late Paleozoic glaciation in Oman, in Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America, Special Paper 441*, 175–186.

McCrea, J.M., 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale: *The Journal of Chemical Physics*, 18, 849-857.

Mii, H., Grossman E.L., Yancey, T.E., 1999, Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 960-973.

Mii, H., Grossman, E.L., Yancey, T.E., Chuvashov, B., Egorov, A., 2001, Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform -evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation: *Chemical Geology*, 175, 133-147.

Navas-Parejo, P., Palafox, J.J., Villanueva, R., Buitrón-Sánchez, B.E., Valencia-Moreno, M., 2017, Mid-Carboniferous shallow-water conodonts from northwest Mexico: *Micropaleontology*, 63, 383-402.

Minjarez-Sosa, I., Ochoa-Granillo, J.A., Sosa-León, P., 1993, Geología de la Sierra Agua Verde, NE de Villa Pesqueira (Matape) (abstract), *in* Tercer Simposio de la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes: Hermosillo, Sonora, México, González-León, C., Vega-Granillo, E.L. (eds.), 83-85.

Ochoa-Granillo, J.A., Sosa-León, J.P., 1993, Geología y estratigrafía de la Sierra Agua Verde con énfasis en el Paleozoico: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 59 p.

Palafoux-Reyes, J.J., 2011, Du Craton au Rheïque: le nord et le centre de l'état du Sonora (Mexique) au Paleozoïque Supérieur (Devonien-Pennsylvanien), lithostratigraphie, biostratigraphie, approche géochimique et implications géologiques: Lille, France, Université de Lille 1, thèse de doctorat, 318 p.

Poole, F.G., Stewart, L.H., Repetski, J.E., Harris, A.G., Ross, R.J.Jr., Ketner, K.B., Amaya-Martínez, R., Morales-Ramírez, J.M., 1995, Ordovician carbonate-shelf rocks of Sonora, Mexico, *in* Cooper, J.D., Droser, M.L., Finney, S.C. (eds.), Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: Las Vegas, Nevada, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Book No. 77, 267-275.

Repetski, J.E., Harris, A.G., Stewart, J.H., Poole, F.G., Morales-Ramírez, J.M., 1985, Early Ordovician conodonts from central Sonora, Mexico (abstract), *in* Fourth European Conodont Symposium (ECOS IV): Nottingham, U.K., 25-26.

Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008, Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin, *in* Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America, Special Paper 441, 97-114.

- Saltzman, M.R., 2003, Late Paleozoic Ice Age: Oceanic gateway or pCO₂?: *Geology*, 31, 151-154.
- Saltzman, M.R., 2005, Phosphorous, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans: *Geology*, 33, 573-576.
- Seuss, B., Titschack, J., Seifert, S., Neubauer, J., Nützel, A., 2012, Oxygen and stable carbon isotopes from a nautiloid from the middle Pennsylvanian (Late Carboniferous) impregnation Lagerstätte 'Buckhorn Asphalt Quarry'— Primary paleo-environmental signals versus diagenesis: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 319-320, 1-15.
- Stewart, J.H., McMenamin, M.A.S., Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico—physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309, 1-36.
- Stewart, J.H., Madrid, R.J., Poole, F.G., Ketner, K.B., 1988, Studies of Late Proterozoic, Paleozoic, and Triassic rocks in Sonora, Mexico (abstract), *in Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora: Hermosillo, Sonora, México*, Almazán-Vázquez, E., Fernández-Aguirre, M.A. (eds.), 60-62.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Harris, A.G., Repetsky, J.E., Wardlaw, B.R., Mamet, B.L., Morales-Ramírez, J.M., 1999, Neoproterozoic(?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16, 35-62.
- Titschack, J., Radtke, U., Freiwald, A., 2009, Dating and characterisation of polymorphic transformation of aragonite to calcite in Pleistocene bivalves from Rhodes (Greece) by combined shell microstructure, stable isotope, and electron spin resonance study. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 322–346.

Veevers, J.J., Powell, C.M., 1987, Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica: Geological Society of America Bulletin, 98, 475-487.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater in Earth system evolution: Chemical Geology, 161, 59–88.

Weissert, H.J., McKenzie, J.A., Channell, J.E.T., 1985. Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous: Geophysical Monograph, 32, 531–545.

Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history: Berlin, Springer, 471 p.

Appendix 1. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the La Joya section, Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico relative to VPDB and VSMOW scales.

Sample	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
LJ 2	3.50	-9.14	21.49
LJ 3	2.33	-6.92	23.78
LJ 4	3.00	-9.29	21.33
LJ 5	3.69	-15.22	15.22
LJ 6	3.03	-14.50	15.96
LJ 7	1.79	-9.04	21.59
LJ 8	2.53	-9.97	20.63
LJ 11	2.17	-6.66	24.04
LJ 12	1.95	-7.38	23.31
LJ 13	1.57	-8.36	22.29
LJ 14	1.84	-8.25	22.40
LJ 15	2.46	-5.89	24.83
LJ 16	-1.49	-8.42	22.23
LJ 21	1.83	-6.43	24.28
LJ 24	-2.85	-7.89	22.77
LJ 25	2.52	-6.11	24.61
LJ 26	2.16	-5.88	24.85
LJ 27	2.56	-7.38	23.30
LJ 29	2.27	-9.30	21.32

LJ 30	3.25	-9.64	20.97
LJ 31	1.28	-7.79	22.88
LJ 32	1.84	-7.07	23.62
LJ 33	0.71	-5.75	24.99
LJ 34	1.35	-7.08	23.61
LJ 35	1.27	-7.31	23.38
LJ 36	1.07	-6.41	24.30
LJ 37	-0.04	-9.86	20.74
LJ 38	0.44	-7.81	22.86
LJ 39	-0.47	-9.96	20.65
LJ 40	0.39	-10.96	19.61
LJ 41	-1.48	-12.73	17.78
LJ 42	-1.75	-13.40	17.09
LJ 43B	-1.22	-11.97	18.57
LJ 44	-0.61	-11.59	18.96
LJ 44B	-1.43	-10.00	20.61
LJ 45	-1.47	-10.31	20.28
LJ 47	1.20	-8.40	22.25
LJ 48	0.67	-7.80	22.87
LJ 49	0.30	-5.67	25.06
LJ 50	-1.00	-10.67	19.91
LJ 52	-1.41	-8.21	22.45
LJ 53	-1.14	-5.99	24.74

LJ 54	-1.96	-9.57	21.05
LJ 55	-2.04	-7.17	23.52
LJ 56	-1.68	-9.20	21.43
LJ 57	-0.54	-8.66	21.98
LJ 59	-0.78	-9.82	20.79
LJ 60	1.48	-4.26	26.52
LJ 61	0.11	-10.25	20.34
LJ 63	0.07	-7.19	23.50
LJ 64	1.32	-6.40	24.31

Figure captions

Fig. 1 Map of Mexico showing the location of the studied section in Sierra Agua Verde and the state of Sonora.

Fig. 2 Geologic map of the Sierra Agua Verde area; the measured La Joya section is shown in red (Modified from Stewart *et al.*, 1999).

Fig. 3 Stratigraphic column of La Joya Section in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico.

Fig. 4 FA1: Grainstone/rudstone with abundant crinoids. a) Sample LJ 4, reconstruction after 2x images; b) sample LJ 10; c) sample LJ 15, and d) sample LJ 36.

Fig. 5 FA2: Packstone of pellets/peloids. a) Sample LJ 8; b) sample LJ 31; c) sample LJ 34, reconstruction after 2x images, and d) sample LJ 64.

Fig. 6 FA3: Grainstone with coated bioclasts and peloids. a) Sample LJ 3, reconstruction after 4x images; b) sample LJ 41; c) sample LJ 42 y d) sample LJ 52.

Fig. 7 FA4: Wackestone/floatstone of sponge spicules and fragmented and disarticulated remains of crinoids, brachiopods, and ostracods. a) Sample LJ 30; b) sample LJ 47; c) sample LJ 48, and d) sample LJ 49, reconstruction after 2x images.

Fig. 8 FA5: Grainstone/rudstone and floatstone with lagoonal fossils. a) Sample LJ 54; b) sample LJ 56; c) sample LJ 57, and d) sample LJ 62, reconstruction after 2x images.

Fig. 9 FA6: Grainstone with crinoids and pellets. a) Sample LJ 5; b) sample LJ 11; c) sample LJ 11, reconstruction after 2x images, and d) sample LJ 12.

Fig. 10 FA7: Packstone/grainstone with abundant benthic foraminifera and algae. a) Sample LJ 43B; b) simple LJ 44; c) sample LJ 63, reconstruction after 2x images, and d) sample LJ 63bis.

Fig. 11 FA8: Mudstone/wackestone with scarce fossil content. a) Sample LJ 51; b) sample LJ 55; c) sample LJ 6, and d) sample LJ 60, reconstruction after 2x images.

Fig. 12 FA9: Laminated peloidal bindstone. Sample LJ 39; reconstruction after 2x images.

Fig. 13 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values recorded in samples of La Joya section compared with the different facies associations, the paleobathymetric curve as well as the presumable position of Isbell et al. (2003) glacial events. The dash lines indicate strata with diagenesis (dolomitization or silicification) that were not sampled.

Fig. 14 Crossplot of $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ showing no direct correlation as evidenced for the almost horizontal regression line (slope of 0.2) and the r coefficient indicating a value close to 0. The p-value of 0.31 supports the lack of correlation between the isotopic values.

Fig. 15 Paleogeographic maps showing the location of the La Joya section (with an asterisk) in the Pedregosa platform of North America during a) the Early-Middle Mississippian (345 Ma), and b) the Middle Pennsylvanian (308 Ma). In c) a reconstruction of tectonic elements present in the late Paleozoic of Sonora. a) and b): adapted from Blakey: <http://deeptimemaps.com/map-room-individual/>, c) modified from Armin (1987).

Figure 1. Villanueva-Olea.

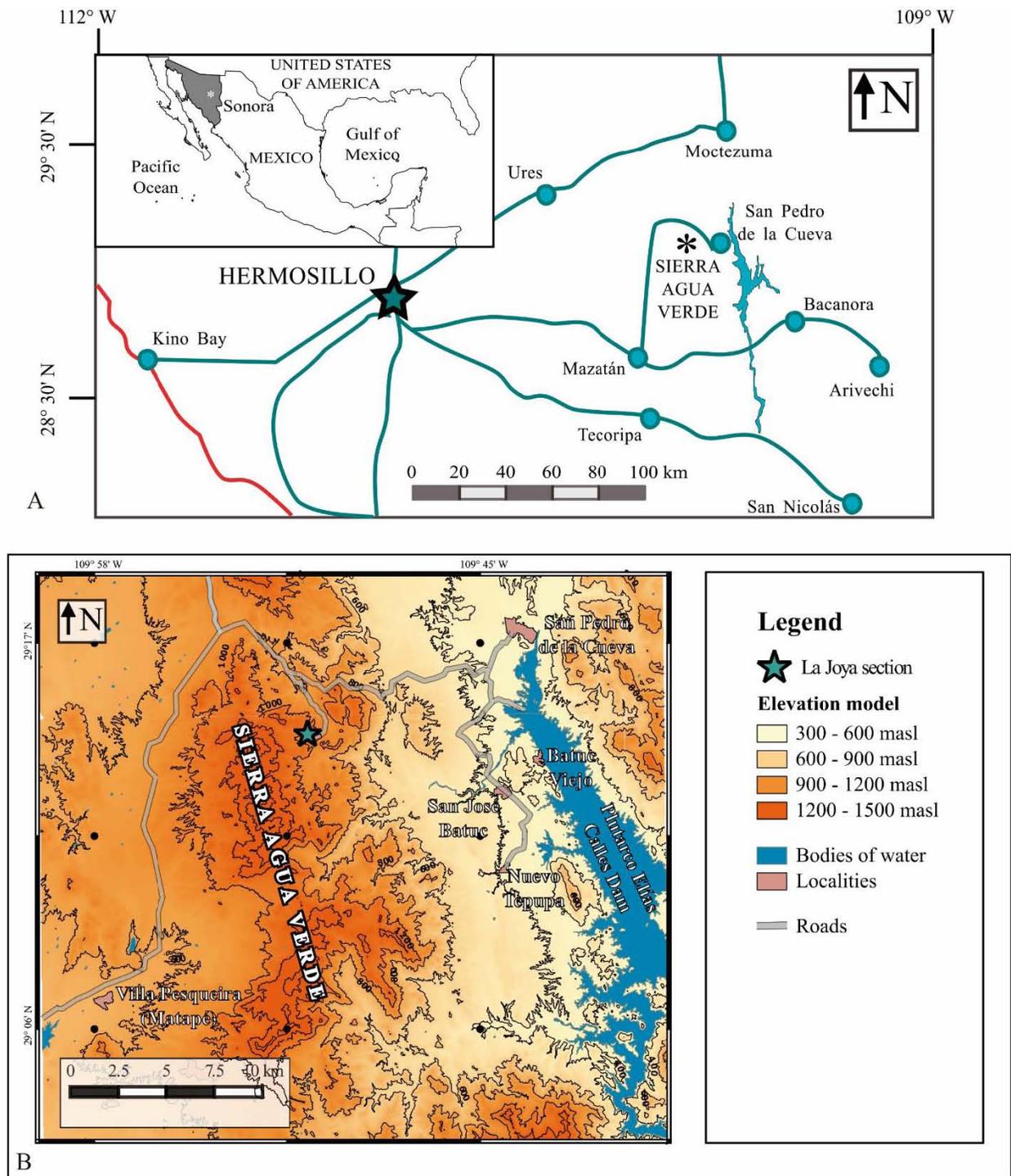
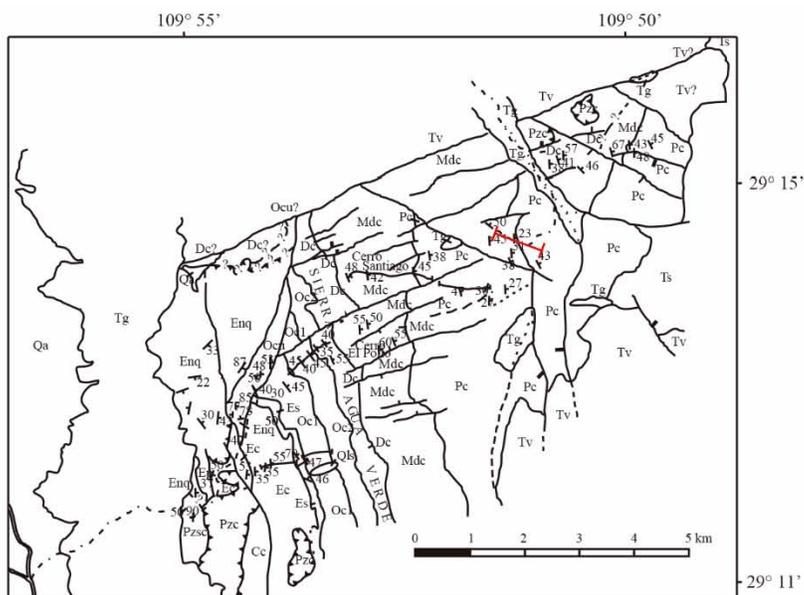


Figure 2. Villanueva-Olea.



- Qa: Quaternary alluvial deposits
- Qls: Quaternary landslide deposits
- Tg: Tertiary gravel deposits
- Ts: Tertiary sandstone, siltstone, and limestone
- Tv: Tertiary volcanic rocks
- Pzc: Undated (Paleozoic?) limestone
- Pzsc: Undated (Paleozoic?) siltstone and limestone
- Pc: Pennsylvanian ledge- and slope-forming carbonate unit
- Mdc: Upper Devonian and Mississippian cliff-forming carbonate unit
- Dc: Upper Devonian carbonate and siliciclastic unit
- Oc1: Lower Ordovician carbonate unit 1
- Oc2: Lower Ordovician carbonate unit 2
- Ocu: Undivided Lower Ordovician carbonate units 1 and 2
- Es: Upper Cambrian siltstone unit
- Ec: Middle? and Upper Cambrian carbonate unit
- Ep: Lower Cambrian Proveedora Quartzite
- Enq: Neoproterozoic? and Lower Cambrian quartzite, siltstone, and dolostone unit

- Thrust fault
- High angle fault
- Strike and dip of strata
- Jeep trail
- La Joya section

Figure 3. Villanueva-Olea.

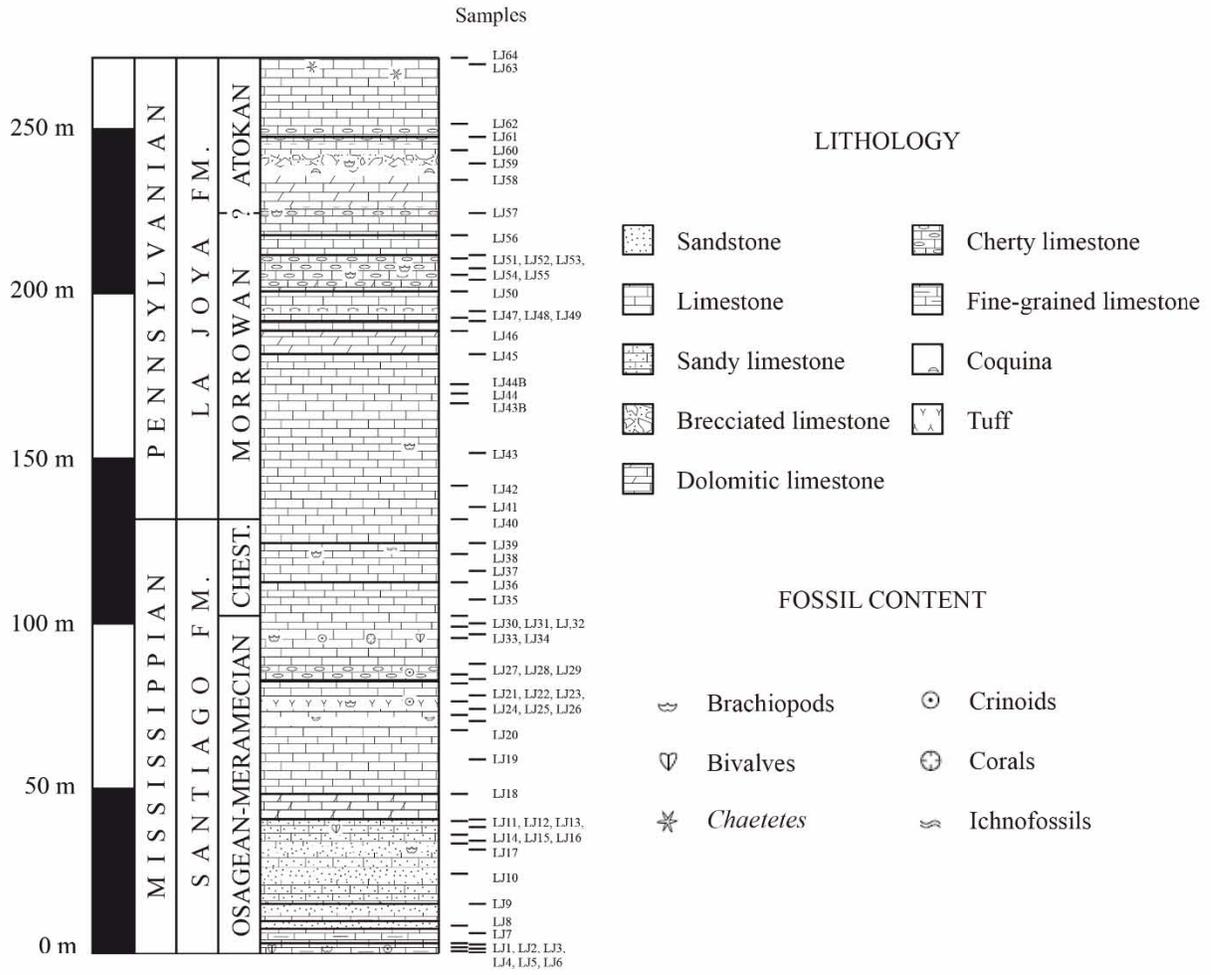


Figure 4. Villanueva-Olea.

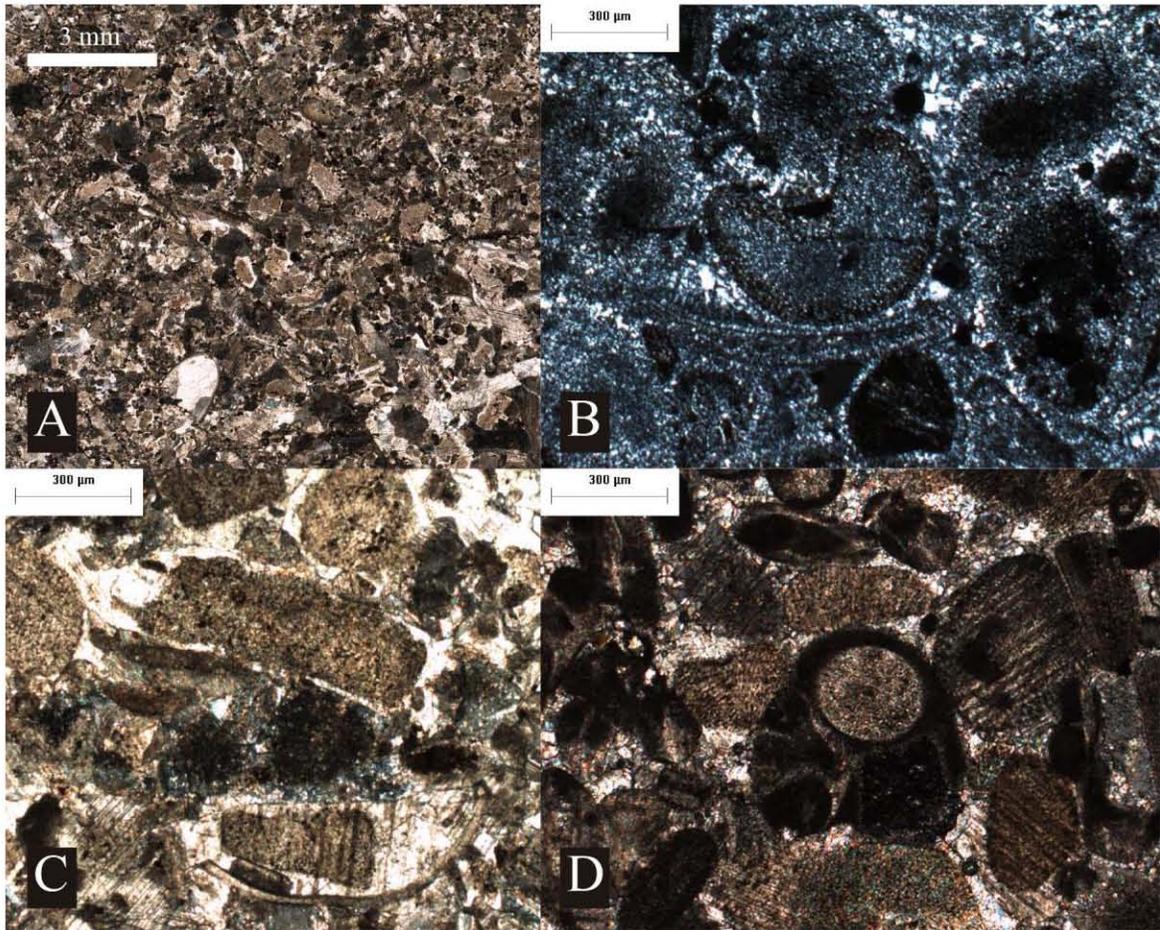


Figure 5. Villanueva-Olea.

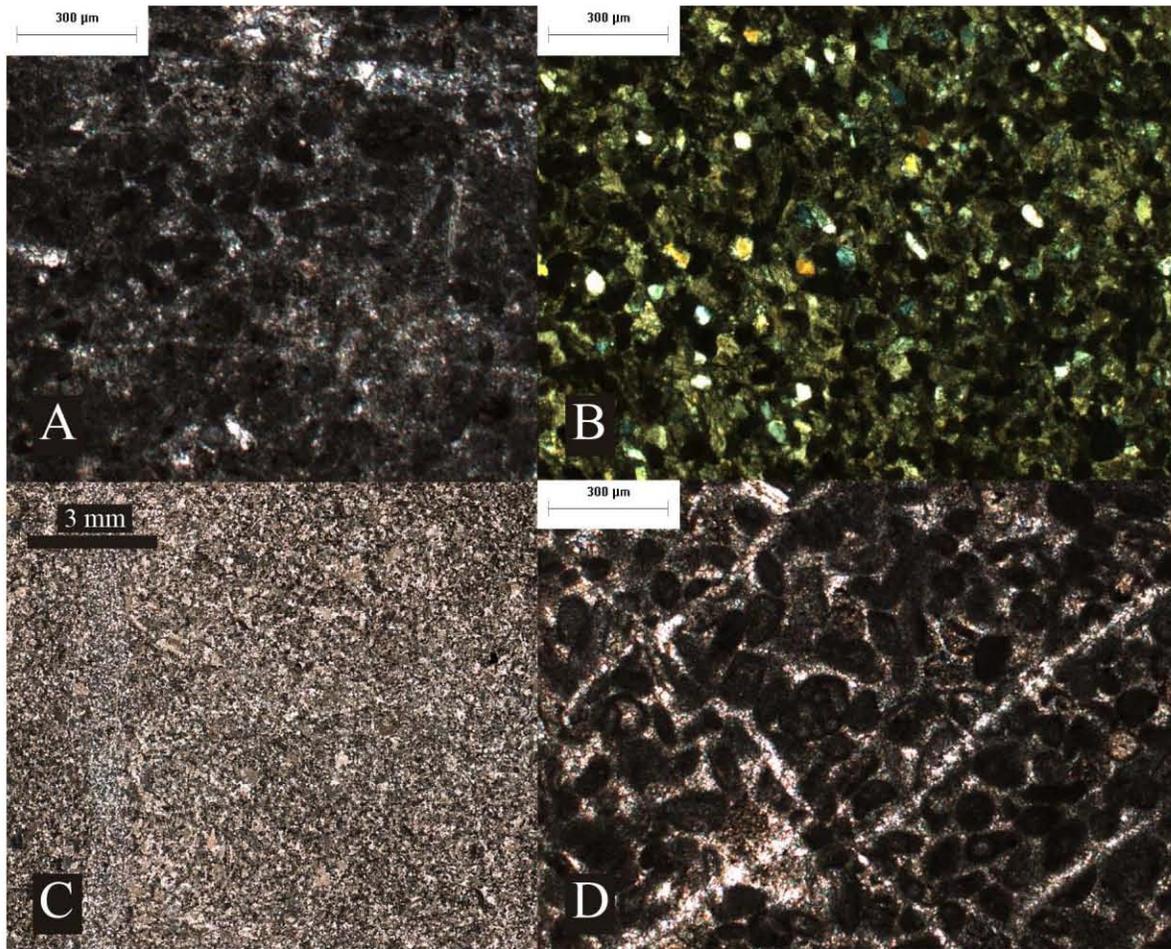


Figure 6. Villanueva-Olea.

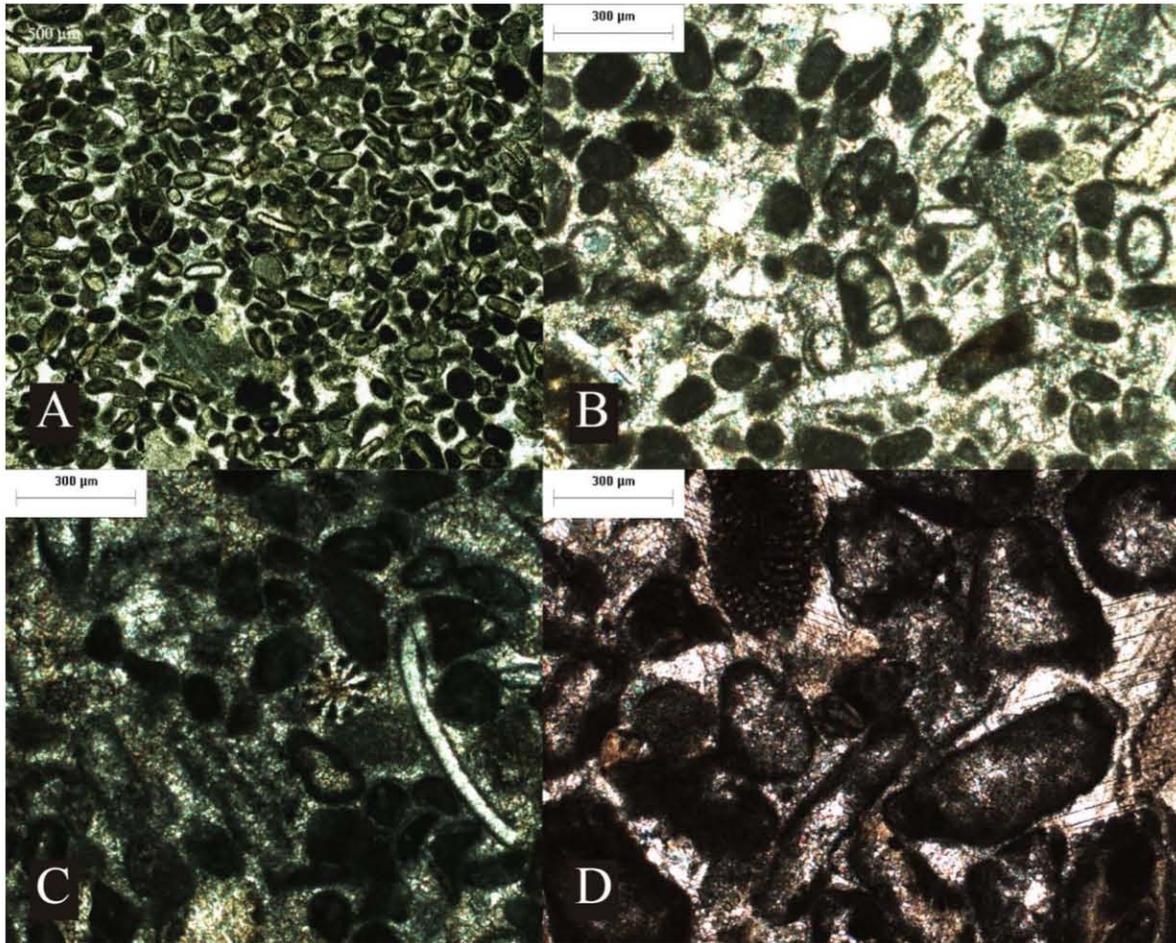


Figure 7. Villanueva-Olea.

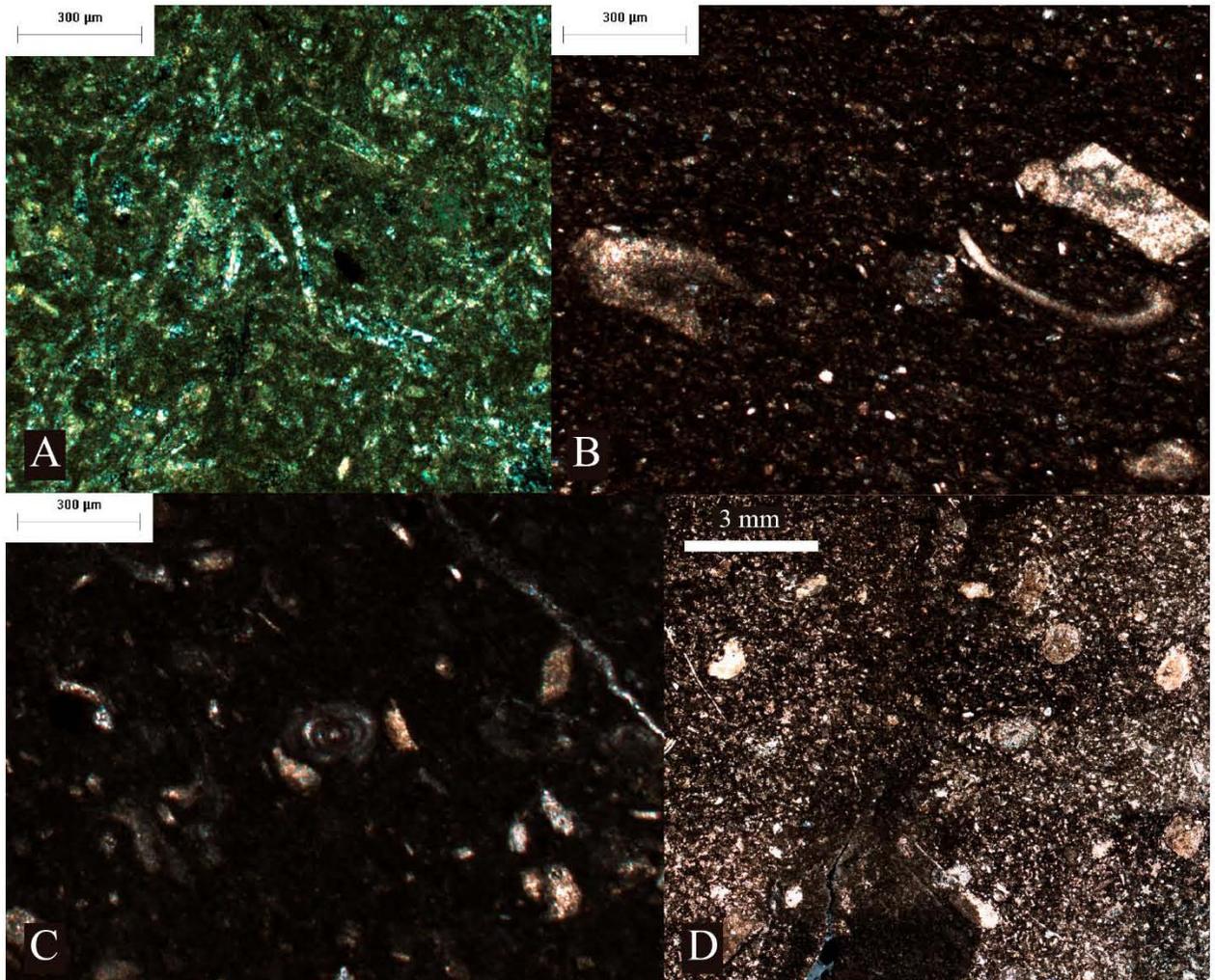


Figure 8. Villanueva-Olea.

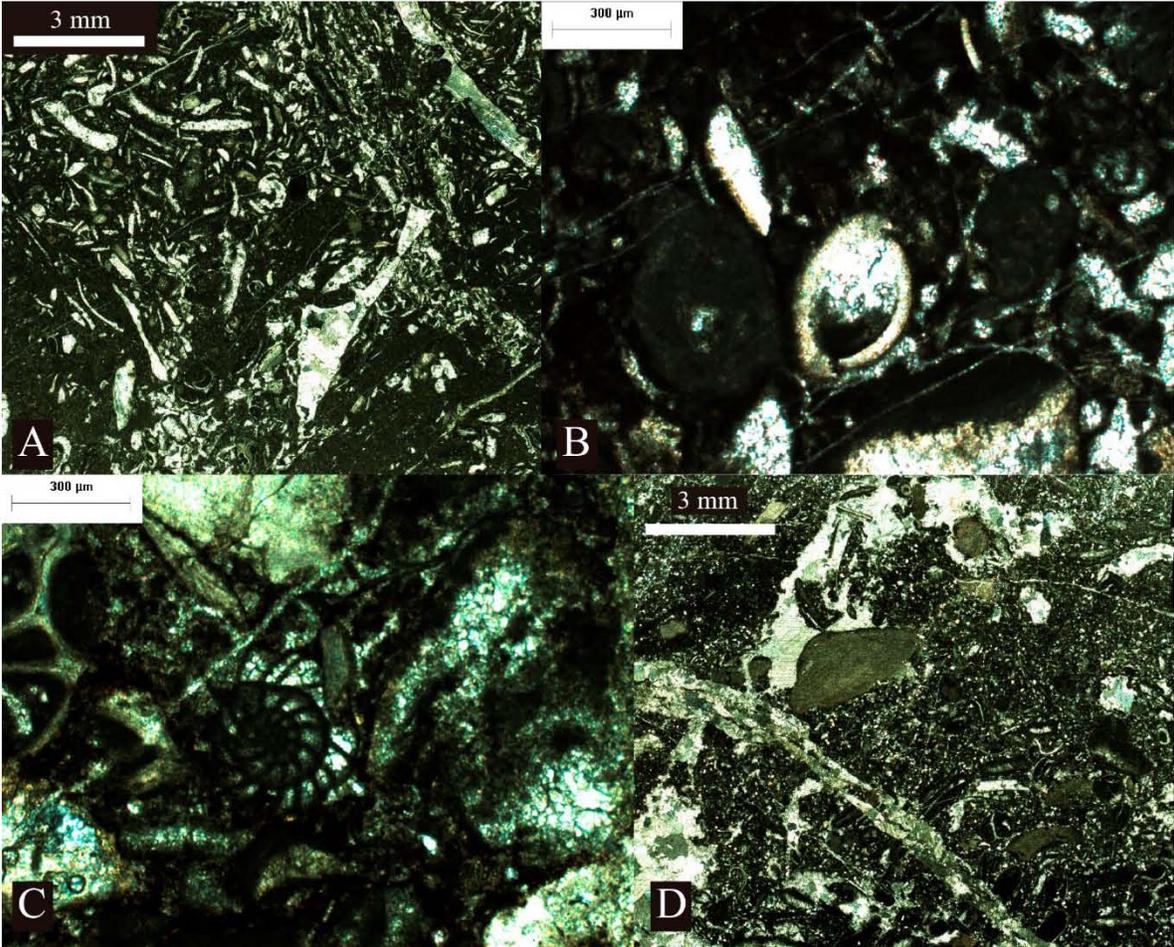


Figure 9. Villanueva-Olea.

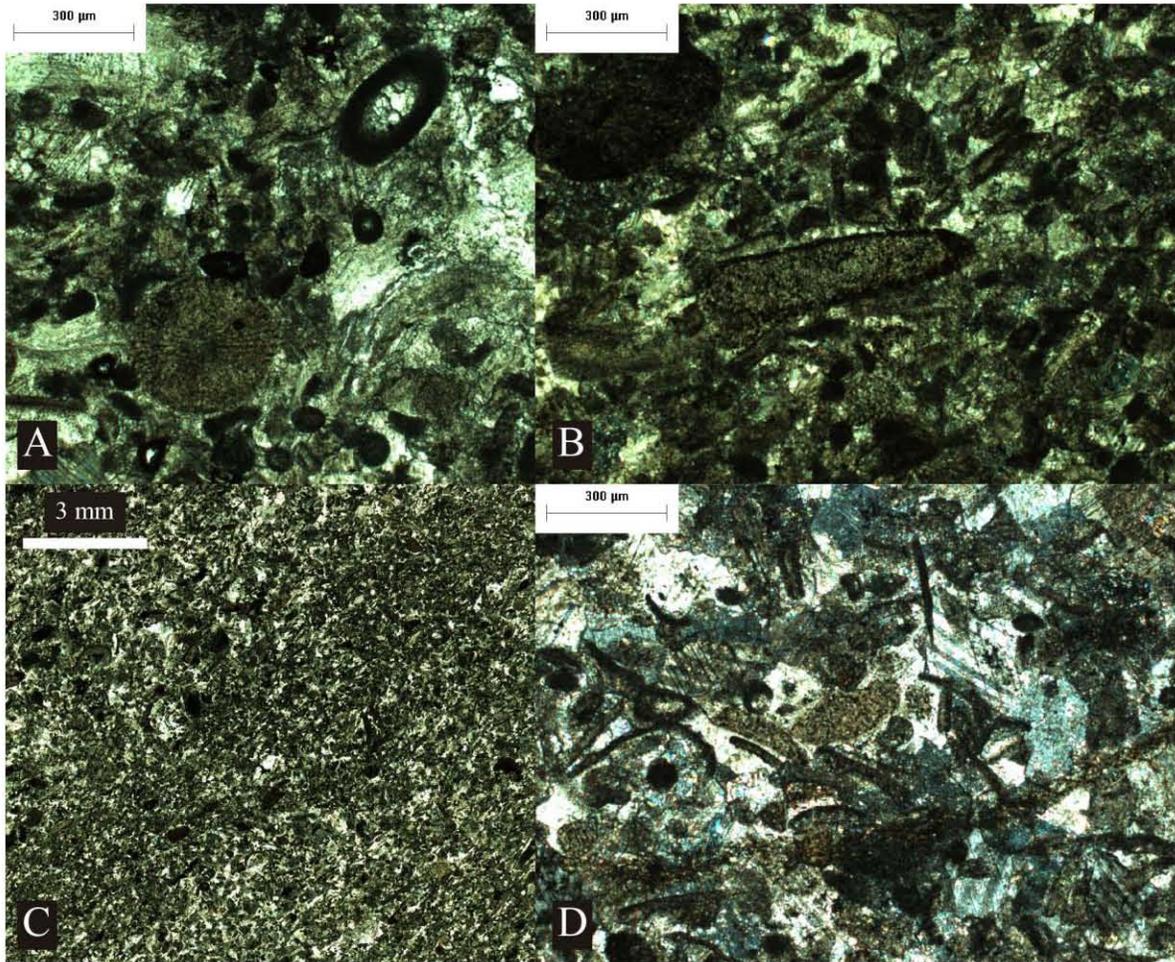


Figure 10. Villanueva-Olea.

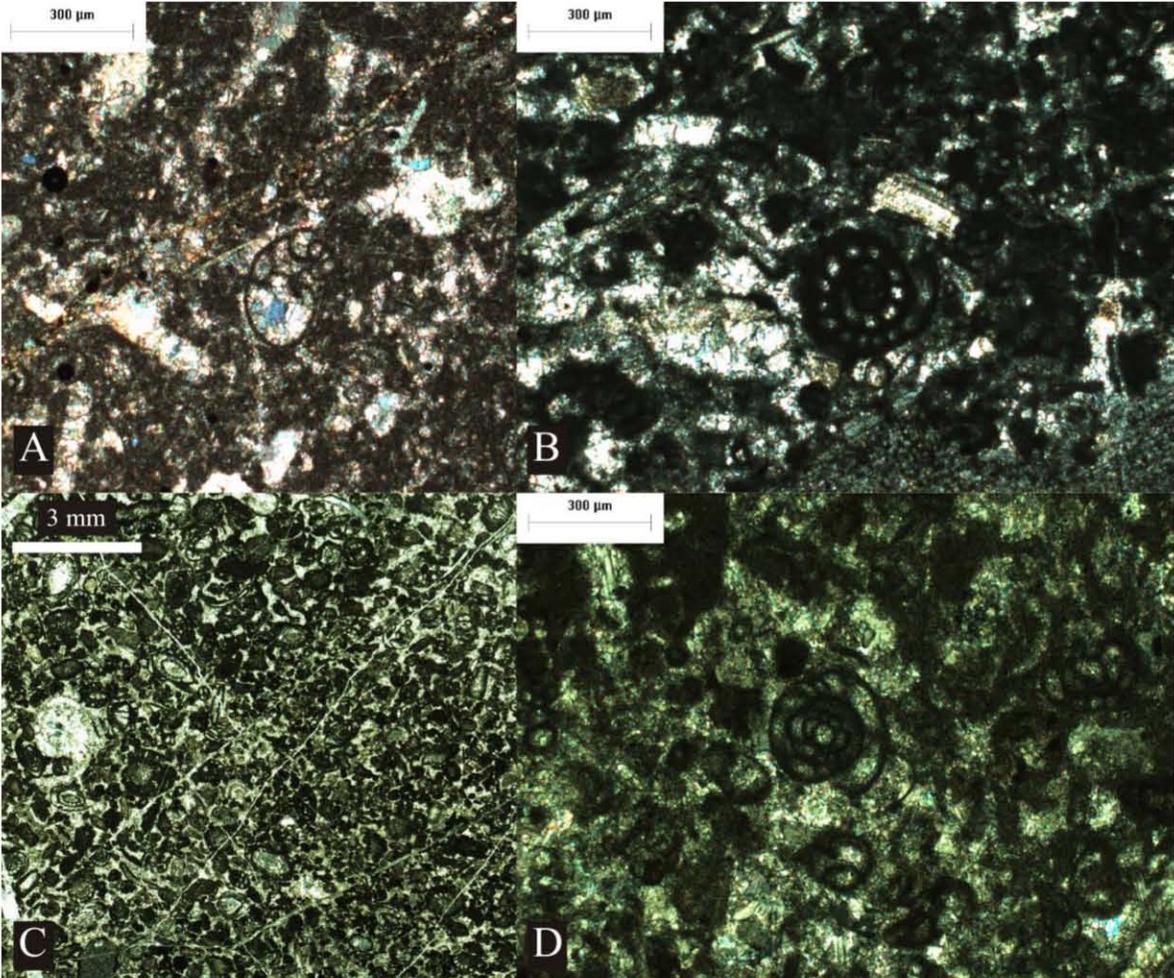


Figure 11. Villanueva-Olea.

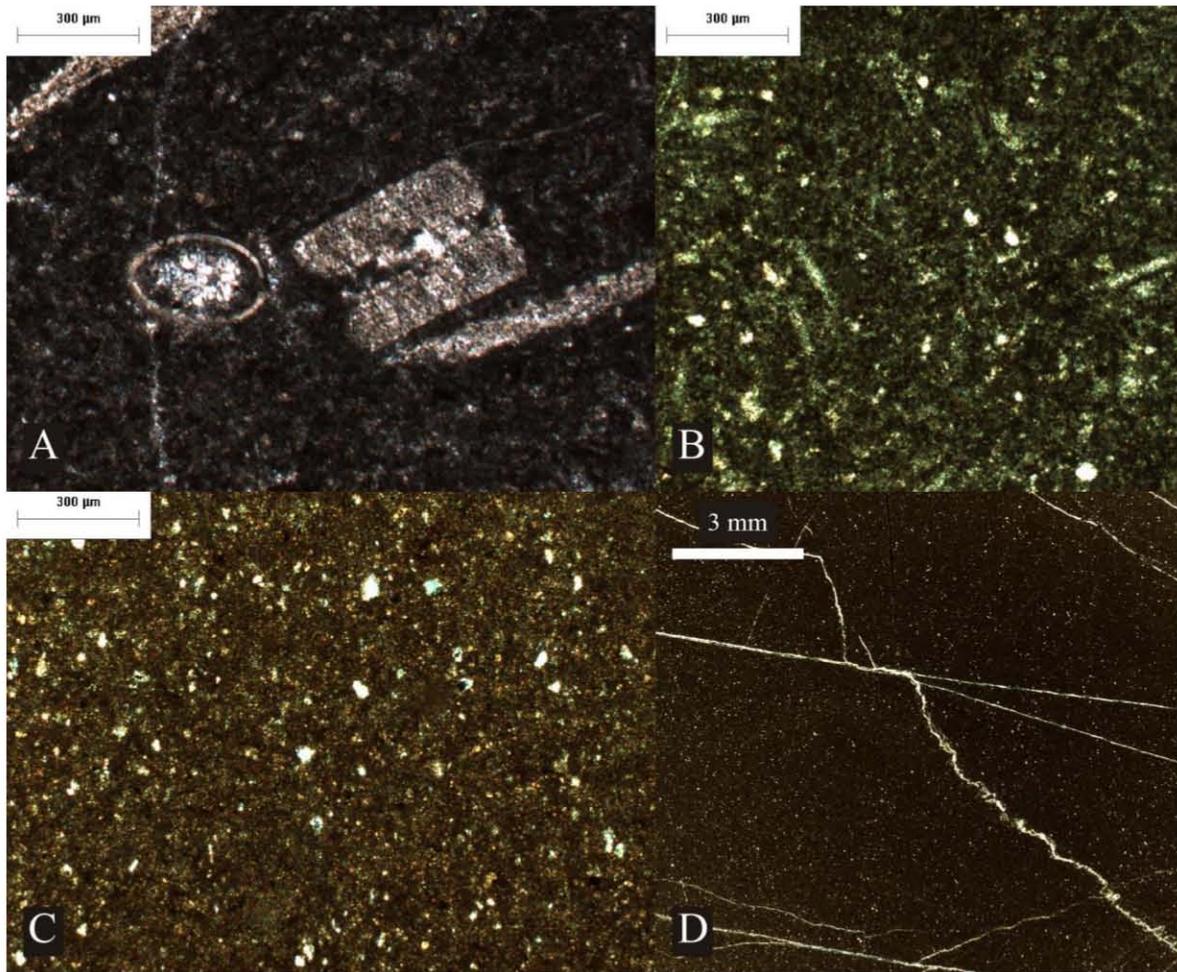


Figure 12. Villanueva-Olea.



Figure 13. Villanueva-Olea.

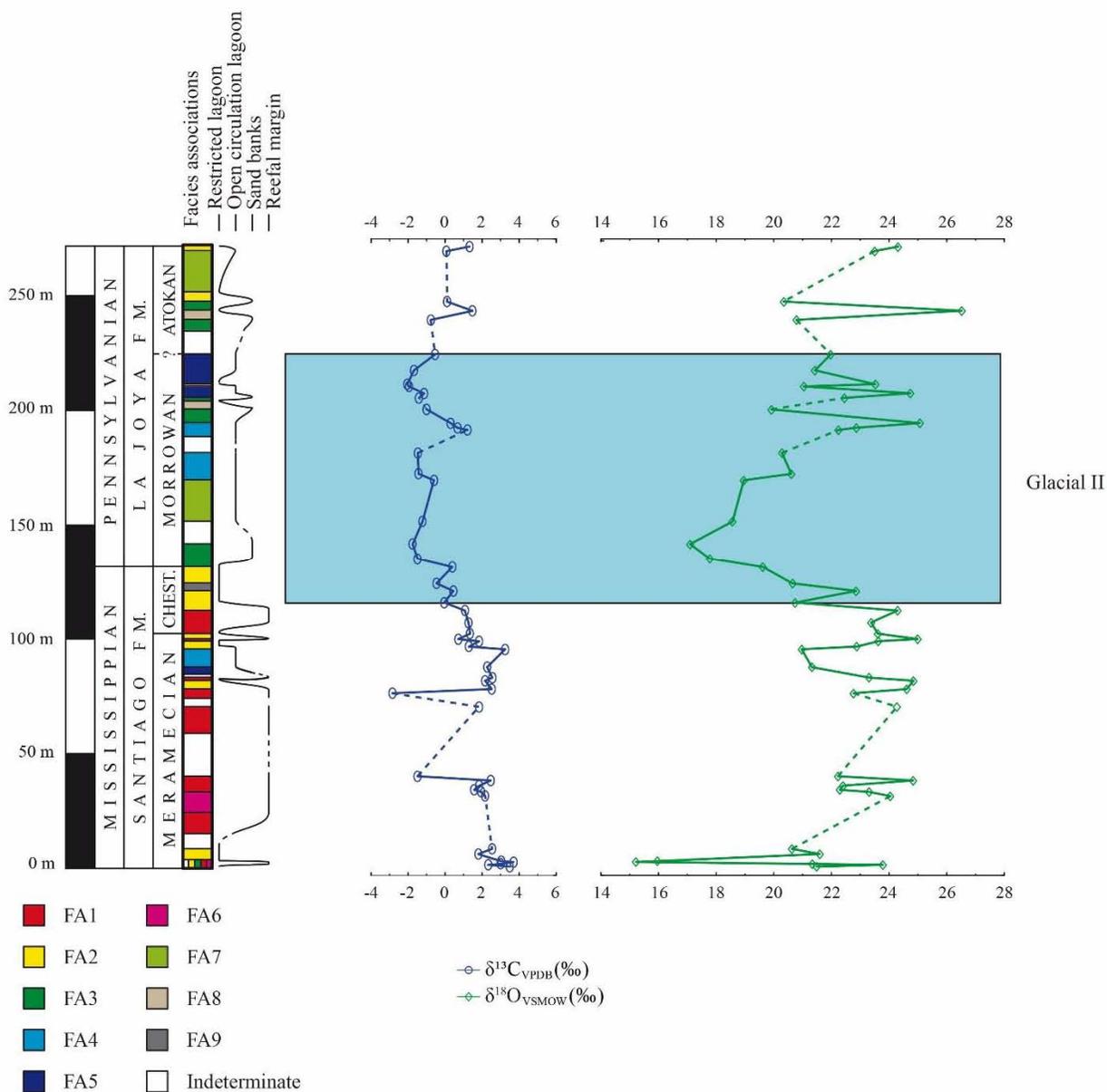


Figure 14. Villanueva-Olea.

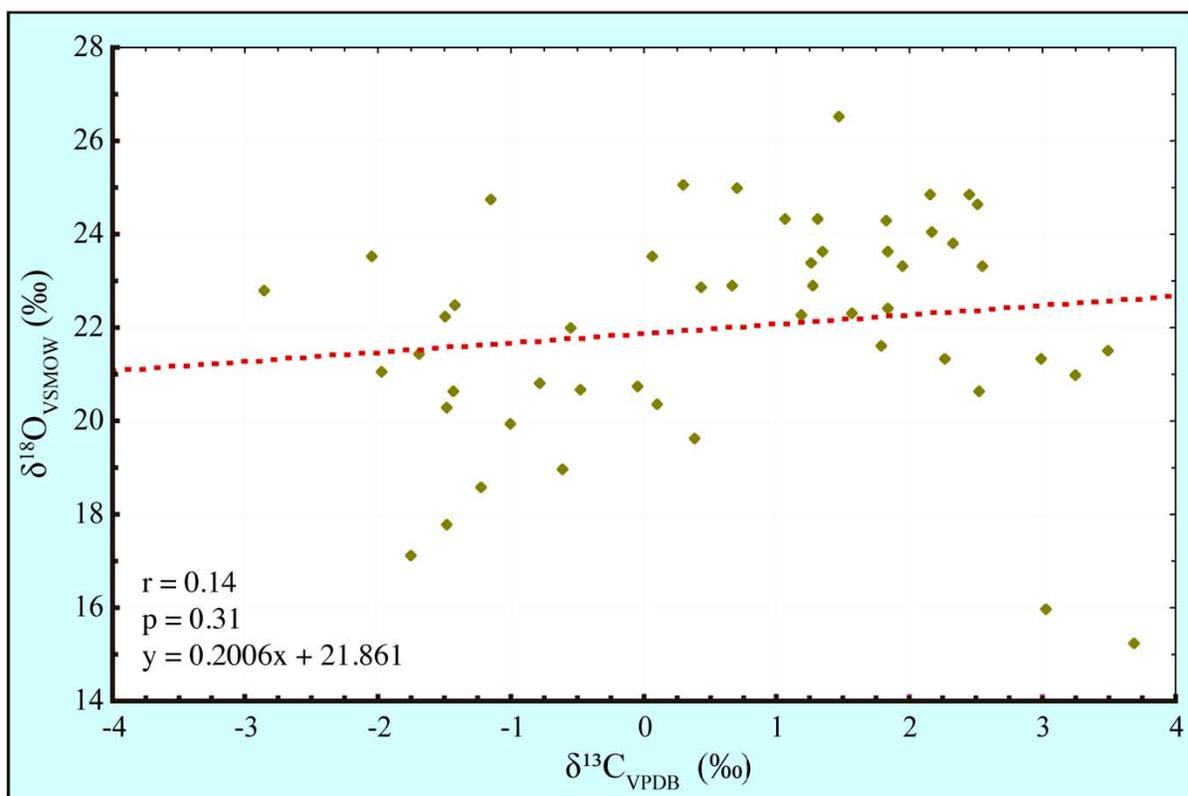
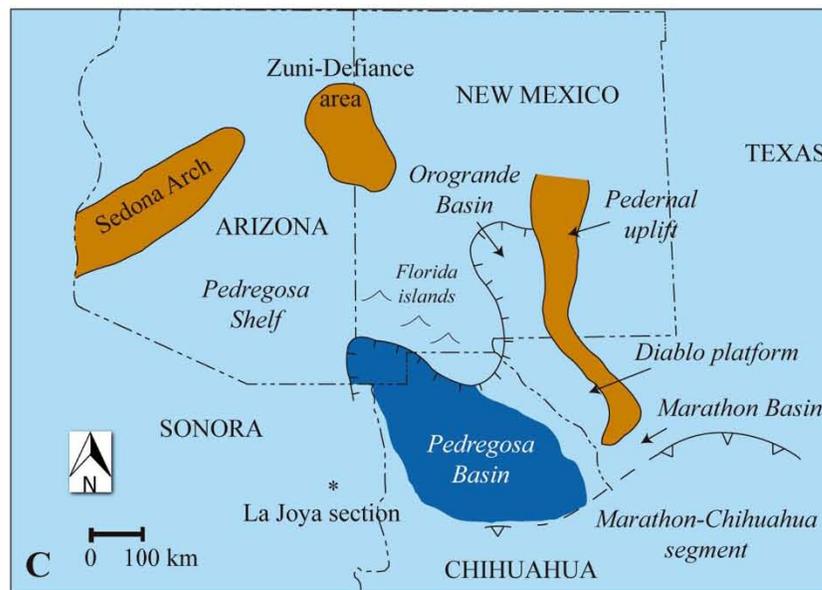
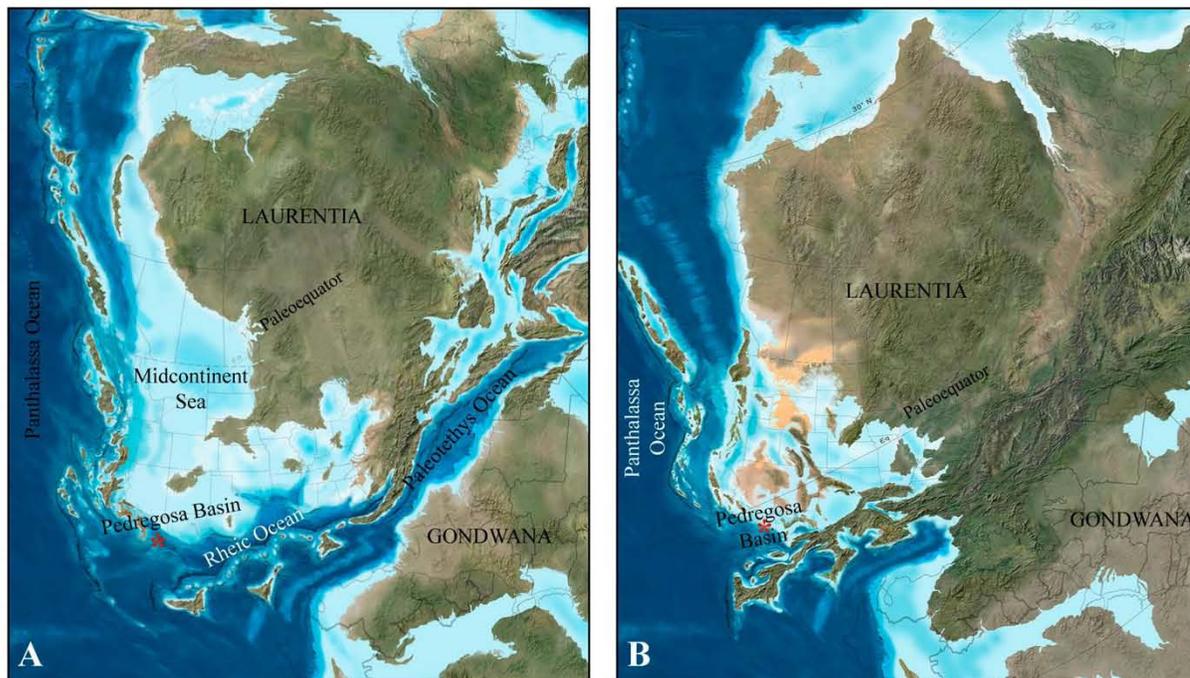


Figure 15. Villanueva-Olea.

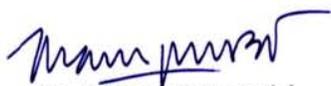


Ciudad de México, 19 de Abril, 2018

A QUIEN PUEDA INTERESAR

En mi calidad de editor en jefe del *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, me complace hacer constar que el manuscrito intitulado "***Microfacies and stable isotope analyses from the Carboniferous La Joya section in the Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico***", enviado a esta revista por Rafael Villanueva-Olea, Ricardo Barragán, Juan José Palafox-Reyes, José Carlos Jiménez-López y Blanca E. Buitrón-Sánchez, ha sido aceptado para su publicación en nuestra revista tras su revisión por dos árbitros expertos independientes y un editor a cargo.

Dicho manuscrito será publicado a la mayor brevedad posible en uno de nuestros futuros números.



Dr. Antoni Camprubí

Editor en jefe, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana