

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO DE FACIES Y CICLICIDAD EN LA SECCIÓN PÉRMICA QUE AFLORA EN LA QUEBRADA EL PALMAR, FLANCO SUR ANDINO

Presentada ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Ing. Laya Pereira Juan Carlos
para optar al Título de Magister
Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2010

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO DE FACIES Y CICLICIDAD EN LA SECCIÓN PÉRMICA QUE AFLORA EN LA QUEBRADA EL PALMAR, FLANCO SUR ANDINO

TUTOR ACADÉMICO
Dra. Olga Rey

Presentada ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Ing. Laya Pereira Juan Carlos
para optar al Título de Magister
Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2010

Caracas, Septiembre 2009

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por la coordinación de postgrado Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Ingeniero Juan Carlos Laya titulado:

**“MODELADO DE FACIES Y CICLICIDAD EN LA SECCIÓN PÉRMICA
QUE AFLORA EN LA QUEBRADA EL PALMAR, FLANCO SUR ANDINO”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Nombre

Jurado

Nombre

Jurado

Prof. Olga Rey

Tutora

Agradecimientos

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento en primer lugar a la Universidad de los Andes y a la Universidad Central de Venezuela donde he tenido la oportunidad de desarrollarme como investigador y por supuesto este proyecto como parte de este crecimiento. En segundo lugar a todas aquellas personas que han colaborado en este proyecto con ideas y aportes técnicos. A la Profesora Olga Rey, por guiar pacientemente este trabajo que termina con este tomo aunque aún queda mucho por hacer. Además de un gran número de personas que colaboraron en la etapa de campo Emilio Sánchez, Roselis Salazar, Dariela Ruiz, Neferino Noguera (el Tocayo), Maximiliano Mesa.

También me gustaría dar mis agradecimientos especiales a Desarrollo Uribante Caparo (Desurca-Cadafe) por el apoyo logístico en la etapa de campo, especialmente al Ing. Samuel Hernández por toda su colaboración.

A mis colegas de la Universidad de Los Andes y al Grupo de Investigaciones de Ciencias de la Tierra (TERRA). Ángel Andará, Omar Guerrero, Miguel Alvarado, Tabata Hoeger, Zonia Palacios, Marisela Uzcategui. Además de mis colegas en la Universidad Central de Venezuela, las Profesoras Patricia Lugo y Liliana López.

Al Prof. Maurice Tucker por el apoyo incondicional a esta investigación.

Por último me gustaría dar un muy especial agradecimiento al Dr. Patxi Viscarret que fue el soporte incondicional, no solo en este trabajo sino en el desarrollo de todos mis estudios de maestría, además que me dio la oportunidad de conocer las rocas que fueron el objetivo de esta tesis.

A Todos Muchas Gracias.

Laya P., Juan C.

**MODELADO DE FACIES Y CICLICIDAD EN LA SECCIÓN PÉRMICA
QUE AFLORA EN LA QUEBRADA EL PALMAR, FLANCO SUR ANDINO**

**Tutor Académico: Dra. Olga Rey.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2009, 162p.**

Palabras Claves: Formación Palmarito, Paleozoico superior, Rampa homoclinal, análisis de facies, rocas carbonáticas, diagrama de Fischer.

El objetivo de este estudio fue el análisis de facies de las rocas del Pérmico que afloran en el flanco Surandino (Formación Palmarito), así como su ciclicidad y el entendimiento de los controles que le dieron origen, generando a su vez una curva de variación del nivel del mar y una aproximación a la estratigrafía por secuencias. Para ello se realizó la descripción detallada de esta unidad en la sección que aflora en la quebrada El Palmar de 414 m de espesor, a partir de la información obtenida en campo y del análisis petrográfico de las muestras recolectadas se definió el ambiente sedimentario, y para el análisis de la ciclicidad se empleó el diagrama de Fischer.

La sucesión de la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar, se puede definir como una rampa homoclinal de aguas cálidas interpretada a partir de las facies observadas. Estas facies van desde clásticos y carbonatos someros de llanuras de mareas hasta sucesiones cíclicas de rocas carbonáticas de zonas submareales, llegando a zonas de rampa profunda. Este patrón se repite en tres secuencias que se pudieron observar tanto por las características litológicas, facies y variación del nivel del mar, las cuales están separadas por superficies estratigráficas claves como la superficie transgresiva (ST) en la base, que separa la Formación Sabaneta de la Formación Palmarito, además de superficies correlativas (SC) y superficies de máxima inundación (SMI).

Las causas de la ciclicidad en esta sección fueron variadas pero se destacan el espacio de acomodación, que depende de las variaciones relativas del nivel del mar y la subsidencia, además de la fábrica carbonática que está controlada por diferentes factores autocíclicos que se relacionan directamente con la tectónica y el clima. Esta rampa probablemente se encuentra asociada a los mares remanentes del Pérmico que se ubicaron entre Laurentia y Gondwana.

Índice general

Agradecimientos	iv
Índice general	vi
Índice de Figuras	viii
Índice de tablas	xiii
CAPÍTULO I	14
INTRODUCCIÓN	14
Objetivo General	15
Objetivos Específicos	15
Alcance	16
Antecedentes	16
Ubicación del área de estudio	20
CAPÍTULO II	22
METODOLOGÍA	22
Revisión bibliográfica:	22
Trabajo de Campo:	22
Trabajo de Laboratorio:	24
Trabajo de Oficina:	27
Análisis de facies	27
Ciclicidad	29
Rangos de la Ciclicidad	29
Diagrama de Fischer	31
Análisis de Resultados:	33
Elaboración del Informe Final:	34
CAPÍTULO III	35
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	35
Colombia.	35
Norte de Brasil.	36
Ecuador-Perú –Bolivia.	40
Chile, Argentina, Uruguay y sur de Brasil.	41
México, Guatemala y Belice.	48

Estados Unidos.	51
Venezuela.	57
CAPÍTULO IV	71
ANÁLISIS DE FACIES	71
Facies definidas a nivel macroscópico.	74
Microfacies	82
Asociación de Facies	95
Sección de la quebrada El Palmar	107
CAPÍTULO V	134
CICLICIDAD Y VARIACIÓN DEL NIVEL DEL MAR	134
Ciclicidad:	134
Diagrama de Fisher	135
Causas de la ciclicidad.	138
Espacio de acomodación	140
Fábrica carbonática	141
Variación del nivel del mar	143
CAPÍTULO VI	146
MODELO ESTRATIGRÁFICO Y DE SEDIMENTACIÓN	146
Ambiente de sedimentación y aproximación al análisis secuencial	146
CAPITULO VII	149
CONCLUSIONES	149
RECOMENDACIONES	151
BIBLIOGRAFÍA	152
ANEXOS	163
Anexo 1 Tabla Petrográfica de las muestras de la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar.	163

Índice de Figuras

Figura 1.1 Sección de la quebrada El Palmar, donde afloran rocas pérmicas de la Formación Palmarito.	20
Figura 1.2 Ubicación del área de estudio. A.- Imagen satelital de Venezuela. Tomado de: google earth.	
B.- Mapa en relieve de la zona de estudio. Tomado de: google map. C.- Mapa geológico – estructural de la zona de estudio. Tomado de Viscarret (2002).....	21
Figura 2.1 Clasificación de rocas carbonáticas propuesta por Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971).....	26
Figura 2.2 Clasificación de areniscas según Pettijohn, Potter y Siever (1972) modificada de Dott (1964)	26
Figura 2.3 Esquema metodológico para la realización del estudio de análisis de facies propuesto por Walker y James (1992)	27
Figura 2.4 Rangos de ciclicidad. Tomado de Vera (1994).	31
Figura 2.5 Diagrama de Fischer. Modificado de Husinec y otros (2008)	32
Figura 3.1 Esquema estratigráfico del Paleozoico en el departamento de Huila, Colombia (Velandria y otros, 2001).....	36
Figura 3.2 Mapa y columna estratigráfica regional en cuencas de Brasil, se resaltan en naranja las unidades del Paleozoico superior, posiblemente equivalentes con el Paleozoico superior descrito en Venezuela (Tucker, 2006).....	37
Figura 3.3 Cuadro de correlación simplificado de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior en las cuencas de Brasil. Tomado de Azcuy y otros (2007).	38
Figura 3.4 Anhidrita nodular de la plataforma evaporítica del Paleozoico superior en la cuenca del Amazonas, Brasil (Tucker, 2006).....	39
Figura 3.5 Cuadro de correlación simplificado de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior en las cuencas de Bolivia, Perú y Uruguay. Tomado de Azcuy y otros (2007).....	41
Figura 3.6 Mapa de distribución de las cuencas que contienen depósitos del Paleozoico superior en el sur de Suramérica (Limarino y Spalletti, 2006).....	43
Figura 3.7 Cronoestratigrafía de los eventos propuestos para las cuencas de la región sur de Suramérica durante el Paleozoico tardío. Tomado de Limarino y Spalletti (2006)	44
Figura 3.8 Mapa de distribución de facies en las cuencas que contienen depósitos del Paleozoico superior en la región sur de Suramérica para el Carbonífero y Pérmico temprano. Tomado de Limarino y Spalletti, (2006)	46

Figura 3.9 Mapa de distribución de facies de las cuencas que contienen depósitos del Paleozoico superior en la región sur de Suramérica para el Cisuraliense y el Guadalupianense. Tomado de Limarino y Spalletti, (2006)	47
Figura 3.10 Mapa de distribución de micro placas de México. Tomado de Vachard y otros (2004)...	48
Figura 3.11 Columnas representativas de las unidades litoestratigráficas más representativas definidas en México depositadas sobre el basamento del Terreno de Mixteca. Tomado de Vachard y otros (2004).	49
Figura 3.12 Columnas de las unidades litoestratigráficas más representativas presentadas para la región sur de México, Guatemala y Belice. Modificado de Vachard y Fourcade (1996).	50
Figura 3.13 Cuadro de correlación mostrando las unidades litoestratigráficas definidas en las cuencas que contienen rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México. Tomado de Blakey (2008).	52
Figura 3.14 Cuadro de correlación mostrando las unidades litoestratigráficas definidas en las cuencas que contienen rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México. Tomado de U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS-36, 1996; ver Scholle (nd).	53
Figura 3.15 Mapa de distribución de las cuencas que contienen rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México ver Scholle (nd).	54
Figura 3.16 Corte esquemático de las rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México Tomado de Scholle (nd).....	54
Figura 3.17 Formación Castile, Cuenca Delaware Texas (Tucker, 2006).....	55
Figura 3.18 Mapa paleogeográfico hipotético del Pérmico temprano. Tomado de Vachard y otros (2004).	56
Figura 3.19 Mapa de reconstrucción de Alleghenides en el Pérmico tardío. Tomado de Pindell (1985).	56
Figura 3.20 Mapa paleogeográfico de Pangea para el Pérmico temprano. Amarillo: representa ambientes marino somero; Anaranjado: areniscas y conglomerados continentales; Verde: ambiente de aguas profundas; Azul claro: carbonatos de aguas someras; Verde oliva: areniscas y lodolitas de ambientes marino someros; Marrón oscuro: zonas emergidas u orogénicas. Tomado de Miall y Blakey (2008).....	57
Figura 3.21 Cuadro de correlación donde se comparan las interpretaciones de distintos autores para el Paleozoico en los Andes. Modificado de Fierro (1979).....	58
Figura 3.22 Mapa esquemático del occidente de Venezuela, donde se muestra la ubicación de los afloramientos de Paleozoico en Venezuela. En base a Pimentel de Bellizia (1992).....	63
Figura 3.23 Terreno Mérida y Bloque Caparo Tomado de Bellizia y Pimentel (1994).	65

Figura 3.24 Cuadro de correlación de las rocas del Paleozoico superior en Los Andes centrales de Venezuela. Tomada de García (1972)	65
Figura 3.25 Columnas esquemáticas de la Formación Sabaneta, río Aricagua y río Boconó.	68
Figura 3.26 Columna estratigráfica de las formaciones Sabaneta y Palmarito en el área de Carache modificado de Pierce y otros (1961).....	69
Figura 4.1 A) Caliza nodular correspondiente a la sucesión D, las flechas blancas muestran los detalles de las superficies de estratificación irregulares y la geometría de estas facies. B) Caliza nodular correspondiente a la sucesión A, la flecha blanca muestra la poca continuidad lateral mostrándose como concreciones aisladas.....	74
Figura 4.2 A) Caliza laminada correspondiente a la sucesión D, las flechas blancas muestran las laminaciones y la geometría de esta facies. B) Caliza laminada correspondiente a la sucesión D, la flecha blanca muestra la geometría de esta facies.....	75
Figura 4.3 A) Caliza masiva correspondiente a la sucesión H, las flechas blancas muestran los detalles de los bioclastos de crinoideos típicos. B) Caliza masiva correspondiente a la sucesión G, la fotografía muestra la pobre estratificación.	75
Figura 4.4 A) Dolomitas cristalinas correspondiente a la sucesión I, las flechas blancas muestran la geometría irregular de las capas. B) Dolomitas cristalinas correspondiente a la sucesión I, la imagen muestra la pobre estratificación y coloración parda blancuzca.	76
Figura 4.5 A) Superficies de exposición. B) Vista general de las capas que corresponden a Calcretas con superficies de estratificación irregulares correspondiente a la sucesión A. C) Calizas lodosas con bioturbaciones correspondientes a la sucesión I, la flecha blanca muestra los detalles del icnogénero <i>Thalassinoides</i> que se presenta como un entramado tridimensional de pared silicificada. D) Vista general de las capas de calizas lodosas con bioturbaciones correspondiente a la sucesión I.	77
Figura 4.6 A) Areniscas masivas correspondiente a la sucesión A, la flecha blanca muestra los detalles de las areniscas grises, la línea amarilla representa el nivel 0 m en las columnas, o sea, la base de sección. B) Areniscas masivas correspondiente a la sucesión A, vista general de la facies.	78
Figura 4.7 Heterolitas correspondientes a la sucesión A, las flechas blancas muestran los detalles de esta facies. A) Heterolita dominada por arena (Ha). B) Heterolita dominada por arcilla (Hf), la fotografía muestra la laminación ondulada y la lenticularidad.	79
Figura 4.8 A) Facies de mezcla correspondiente a la sucesión A, la flecha blanca muestra detalles de la facies que se presentan algunas veces laminadas como en este caso. B) Facies de mezcla correspondiente a la sucesión B, la fotografía muestra estratificación <i>hummocky</i> demarcada con las líneas blancas y señalada con la flecha C) Lutitas laminadas correspondientes a la sucesión A,	

la flecha blanca indica la facies donde se observa la laminación y la coloración gris. D) Vista general de las Lutitas laminadas correspondientes a la sucesión A	80
Figura 4.9 A) Microfacies PMF 1, muestra 97 (254 m), la flecha blanca indica la presencia de espículas de esponjas sin un patrón definido en un carbonato con soporte de lodo. NX. B) Microfacies PMF 2, muestra 109 (316): (a) se pueden observar fragmentos de crinoideos y radiolarios señalados por la flecha blanca. N//. C) Microfacies PMF 3, muestra 85 (209 m): (a) fragmento de briozoo fenestrados, (b) y (c) fragmentos de briozoos fenestrados piritizados. N// D) Microfacies PMF 4, muestra 60 (137 m): (a) fragmento de crinoideo, (b) fragmento de braquiópodo. La flecha blanca muestra la matriz recristalizada. NX	84
Figura 4.10. A) Microfacies PMF 5, muestra 67m43b2 (231 m): (a) fragmento de crinoideo mostrando bordes irregulares, (b) fragmento de briozoo. N//. B) Microfacies PMF 6, muestra 43 (72 m). Las flechas blancas muestran peloídes con formas irregulares. N//. C) Microfacies PMF 7, muestra 80-A (188 m): (a) corte transversal de crinoideo, (b) <i>Parafusulina sp.</i> NX. D) Microfacies PMF 8, muestra 80 (189 m). Las flechas blancas indican las algas calcáreas verdes tipo <i>Gymnocodiaceae</i> . N//	86
Figura 4.11 A) Microfacies PMF 9, muestra 115 (352 m). La flecha blanca indica formas rómbicas euhedrales de los cristales de dolomita. La textura original no es posible observarla a menos que se use la técnica del papel opaco. NX. B) Microfacies PMF 10, muestra 30 (46 m): (a) y (b) indican fragmentos de braquiópodos empaquetados y fracturados. N// C) Microfacies PMF 11, muestra 27 (36 m), la flecha blanca indica la acumulación de cuarzo y la mezcla con lodo carbonático. NX. D) Microfacies PMF 12, muestra 49-A (96 m): (a) fragmento de crinoideo. La flecha blanca indica la presencia de cuarzo en esta microfacies. NX.	88
Figura 4.12 A) Microfacies PMF 13, muestra 56m36b2 (1 m): (a) cementos radiales. La flecha blanca indica la presencia de algunos granos de cuarzo. NX. B) Microfacies PMF 14, muestra 56m37b5 (26 m). La flecha blanca está indicando la laminación de arcilla además de la mezcla de granos de cuarzo y matriz arcillosa presentes. N//. C) Microfacies PMF 15, muestra 55M36m (1,5 m): (a) granos de cuarzo monocristalino con contactos suturados, además la flecha blanca muestra algunos cementos de arcilla probablemente caolinita o esmécita.	90
Figura 4.13 Distribución de microfacies propuesta para la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar. Modificado de Blomeier et al. (2009).....	94
Figura 4.14 1) Asociación de facies de llanura de mareas de baja energía. 2) Asociación de facies de llanura de mareas de mediana energía	98
Figura 4.15 3) Asociación de facies de canales de mareas. 4) Asociación de facies de mareas heterolíticas.....	100

Figura 4.16 5) Asociación de facies de barras de rampa interna carbonática. 6) Asociación de facies de montículos de lodo.....	102
Figura 4.17 7) Asociación de facies submareal somero. 8) Asociación de facies submareal somero con dolomitas.	104
Figura 4.18 Distribución de las asociaciones de facies propuestas para la Formación Palmarito, en la quebrada El Palmar. Modificado de Blomeier et al. (2009)	107
Figura 4.19 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (0-19m). Leyenda Figura 4.37	109
Figura 4.20 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (19-42m) Leyenda Figura 4.37 ...	110
Figura 4.21 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (42-64m) Leyenda Figura 4.37 ...	111
Figura 4.22 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (64-82m) Leyenda Figura 4.37 ..	114
Figura 4.23 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (82-110m) Leyenda Figura 4.37	115
Figura 4.24 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (110-133m) Leyenda Figura 4.37	116
Figura 4.25 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (133-156m) Leyenda Figura 4.37	117
Figura 4.26 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (156-174m) Leyenda Figura 4.37	118
Figura 4.27 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (174-202m) Leyenda Figura 4.37	119
Figura 4.28 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (202-225m) Leyenda Figura 4.37	122
Figura 4.29 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (225-248m) Leyenda Figura 4.37	123
Figura 4.30 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (248-271m) Leyenda Figura 4.37	124
Figura 4.31 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (271-294m) Leyenda Figura 4.37	126
Figura 4.32 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (294-317m) Leyenda Figura 4.37	127
Figura 4.33 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (317-345m) Leyenda Figura 4.37	129
Figura 4.34 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (345-358m) Leyenda Figura 4.37	130
Figura 4.35 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (358-391m) Leyenda Figura 4.37	131
Figura 4.36 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (391-414m) Leyenda Figura 4.37	132
Figura 4.37 Leyenda de las columnas de la quebrada El Palmar	133
Figura 5.1 Diagrama de Fisher de la sección de la quebrada El Palmar.....	137
Figura 5.2 Curva de variación del nivel del mar interpretada a partir de las facies y asociaciones fósiles basada en Flügel (2004), Madi y otros (1996), valores de COT reportados por Lugo (2008), columna generalizada de la quebrada El Palmar y curva de eustasia según Haq y Shutter (2008).	145
Figura 6.1 Columna esquemática e interpretación secuencial de la sección de la quebrada El Palmar. (ST) Superficie Transgresiva, (DT) Depósitos Transgresivos, (si) Superficie de inundación, (SC) Superficie Correlativa, (DAN) Depósitos de Alto Nivel.	148

Índice de tablas

Tabla 1. Características de las facies a escala macro de la Formación Palmarito en la sección de la quebrada El Palmar 81

Tabla 2. Características, ocurrencia e interpretación de las microfacies de la Formación Palmarito en la sección de la quebrada El Palmar 91

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Desde hace unos años atrás se han definido como maduras las cuencas petrolíferas cenozoicas y mesozoicas en Venezuela. En este sentido, se ha generado la necesidad de buscar nuevas cuencas con características petrolíferas para lo cual se han puesto en la mira las rocas paleozoicas. Esta búsqueda tiene como fase inicial la generación de oportunidades de exploración a partir de datos de superficie y subsuelo. En cuanto a la exploración de superficie, Venezuela cuenta con estas rocas en el Macizo de El Baúl (estado Cojedes) y en los flancos sur-andino y nor-andino (estados Barinas, Trujillo y Mérida), estos afloramientos deben ser estudiadas a detalle, para así proponer un modelo de reconstrucción de la paleogeografía durante este intervalo de tiempo, además de establecer algún tipo de relación si la existiera con las cuencas de Colombia, Perú, Brasil, Argelia, Túnez y Marruecos, en donde existe producción de petróleo en rocas equivalentes. Por ello las de edad Permo-Carbonífero representan interesantes prospectos, y el entendimiento de su génesis es fundamental.

El ciclo de sedimentación del Paleozoico superior en el flanco sur andino está representado por las rocas de las formaciones Sabaneta y Palmarito de ambientes fluviales y marinos respectivamente, estas unidades afloran al suroeste de Los Andes venezolanos, en las adyacencias de las poblaciones de Mucuchachí y Aricagua, en el estado Mérida.

La problemática que se presenta en el estudio de estas cuencas es de innumerables interrogantes, debido a la escasez de estudios e interpretaciones donde se planteen modelos que den explicación a todos los registros geológicos de este periodo.

Este trabajo forma parte de un proyecto mayor que abarca la totalidad del Paleozoico, cuyo propósito es integrar la geología de este ciclo en Venezuela. La geología de superficie proporcionará información para la reconstrucción del modelo paleogeográfico en la región, a partir de la recolección de datos bioestratigráficos y la identificación de facies que contribuyan tanto a las dataciones geocronológicas como paleoambientales; así mismo permitirá caracterizar los ciclos con el fin de obtener una interpretación coherente que sirva de patrón de correlación tanto regional como global incluyendo a Venezuela en los modelos paleogeográficos del norte de Suramérica.

Objetivo General

Realizar el análisis de facies de las rocas del Pérmico (Formación Palmarito) en la sección de la quebrada El Palmar, en el flanco sur de Los Andes, así como la identificación de patrones de ciclicidad y superficies estratigráficas claves que permitan interpretar la variación del nivel del mar durante este periodo de tiempo.

Objetivos Específicos

- Generar una columna estratigráfica detallada de la Formación Palmarito a partir del levantamiento de la sección en superficie de la quebrada El Palmar, flanco sur de Los Andes.
- Identificar y caracterizar las facies y asociaciones de facies

- Interpretar las causas de la ciclicidad.
- Obtener una curva interpretada de variación del nivel del mar como producto del estudio de facies.
- Generar un modelo estratigráfico y de facies integrando toda la información obtenida en las diferentes actividades desarrolladas en el trabajo.

Alcance

De este estudio se obtendrá una visión de la génesis y evolución de las rocas del Pérmico (Formación Palmarito), se interpretarán los procesos responsables de la sedimentación observada en esta unidad, así como la identificación en Venezuela de eventos correlacionables producto de la conformación del supercontinente de Pangea.

Antecedentes

Las rocas del Paleozoico en Venezuela, han sido estudiadas por distintos autores que han aportado datos y generado modelos para dar explicación a la historia geológica de ese importante periodo, los trabajos más representativos son los siguientes:

Christ (1927), utilizó el nombre de “Serie Palmarito” para designar una secuencia sedimentaria compuesta por lutitas, margas y calizas que afloran en el camino de Mucuchachí (estado Mérida) a Santa Bárbara (Barinas) y que ese autor refirió al Permo-Carbonífero. El nombre se deriva del paso de Palmarito, situado entre dos localidades llamadas Alto del Arenal y Palo Quemado. El informe de Christ puede ser la primera mención, y es ciertamente la primera descripción detallada, de estratos referibles al Paleozoico superior en Venezuela.

Kündig (1938) la denomina “Grupo” Palmarito, expresando que tiene una distribución amplia, pero irregular en Los Andes. Describe calizas silíceas no

fossilíferas, con diques y lentejones de pórfidos cuarcíferos, aflorando en el curso medio del río Batatuy, afluente del río Suripá en el estado Barinas. Dicho autor hace mención a “un grupo de lutitas arenosas y areniscas con fósiles característicos del Carbonífero Inferior y quizás del Pérmico Inferior” (cita *Fenestella*, *Naticopsis*, *Orthothetes* y *Crenistria*). Mencionó la presencia, por debajo del “Grupo” Palmarito, de un intervalo de areniscas muy duras, rojas y verdosas, llamado no oficialmente Grupo Sabaneta

En las colecciones de González de Juana cerca de Mérida, Sellier De Civrieux, (1951), identifica en asociación con *Parafusulina*, una especie de *Globivalvulina* afiliada a *G. graeca* Reichel, especie que considera característica de la parte superior del piso Guadalupiense superior de Texas Occidental. Las compañías Shell y Creole (1964) aportaron información adicional sobre la unidad y la dividieron en dos miembros, descritos posteriormente en detalle por Arnold (1966).

García (1972), menciona que la sedimentación del Pérmico-Carbonífero en Venezuela ha sido descrita en tres localidades geográficas distintas: Los Andes venezolanos, la Sierra de Perijá y en el subsuelo de la Cuenca Oriental. Eventos orogénicos ocurridos a finales del Paleozoico, acompañados por actividad ígnea y metamorfismo regional, afectan notablemente las rocas de la Cordillera de Los Andes.

Hoover (1976, inédito, 1981) realiza un estudio detallado de los fósiles de Palmarito en Los Andes de Mérida y propone una relación paleobiogeográfica con unidades correlativas en Colombia, Ecuador y Argentina; Benedetto y Odremán (1977) describen afloramientos en los alrededores de Carache, estado Trujillo, portadores de una abundante fauna y flora.

Burkley (1976) establece la geocronología por dataciones radiométricas de los granitos aflorantes en el camino que va de Santa Bárbara de Barinas a Mucuchachí.

La Formación Palmarito ha provisto una importante fauna de invertebrados, que incluye ejemplares de braquiópodos, bivalvos, crinoideos, briozoarios, corales, gasterópodos, trilobites, foraminíferos y ostrácodos. Benedetto y Odremán (1977) describieron en los alrededores de Carache, estado Trujillo, una flora compuesta fundamentalmente por *Gigantopteris*, *Pecopterideas* y algunas articuladas. Odremán y Warner (1979) agregan a estas listas otros restos, como *Neuropteridias*, *Odontopterideas*, nuevas *Pecopterideas* y la presencia del género *Protoblechnum*, un elemento de la flora *Cataysiana* atribuido al Pérmico.

Benedetto y Ramírez (1982) postulan relaciones de las secuencias sedimentarias precámbricas - paleozoicas del norte de Sudamérica con el norte de África y relacionan la secuencia del Ordovícico Caradociano de la Formación Caparo, en la zona del Antiatlas en el norte de África, con el Grupo Ktaoua que es transgresivo también del Caradociano inferior, el cual posee una fauna similar a la de la Formación Caparo, además proponen dos columnas estratigráficas, una de la zona del paso Caparo y otra de la quebrada Cordero. Estos autores también indican que ambas masas continentales estuvieron unidas durante el Precámbrico-Paleozoico y sugieren el desarrollo de eventos tectonoestratigráficos similares por lo menos durante el Paleozoico temprano y posiblemente también para el Precámbrico tardío.

El mismo Benedetto (1982) menciona y compara unidades tectonoestratigráficas paleozoicas del norte de Sudamérica, Apalaches del sur y noroeste de África y divide a las unidades paleozoicas aflorantes en Venezuela en 4 unidades tectonoestratigráficas, corroborando la existencia de un verdadero océano paleozoico interpuesto entre América del Norte y la masa continental constituida por Europa y África del norte, denominado océano Protoatlántico o Iapetus.

Bellizia (1992) propone un modelo tectónico, donde establece elementos, como son el Terreno Mérida y el Bloque Caparo. Este autor indica que el Bloque Caparo representa un bloque autóctono que se sutura con el Terreno Mérida (alóctono) y la

sedimentación del Paleozoico superior representaría un supraterreno o una cobertura sedimentaria posterior a la sutura de los dos bloques.

Ricardi (1994, 2008) realiza estudios detallados de flora de la Formación Palmarito en los alrededores de Carache, plantea un provincialismo paleobiogeográfico, asociando los especímenes encontrados a las provincias florísticas euroamericanas.

Viscarret (2002) realiza un estudio integral del Paleozoico no metamorfizado (formaciones Caparo, el Horno, Sabaneta y Palmarito) en Los Andes de Mérida. Este autor generó datos de superficie y algunas columnas no publicadas como trabajo de ascenso en la Universidad de los Andes, y proporciona una visión general de todas las rocas aflorantes del Paleozoico, tanto inferior como superior, donde muestra la distribución geográfica de estas rocas en el flanco sur-andino, incluyendo la quebrada El Palmar (Figura 1.1). Este trabajo sirvió como punto de partida para este estudio.

Belandria y Valero (2003) estudian la interrelación entre carbonatos paleozoicos metamórficos y no metamórficos de la Formación Palmarito en los estados Trujillo y Portuguesa.

Laya y Reyes (2004) presentan la distribución de facies para el Carbonífero- Pérmico en Los Andes venezolanos integrando información de diversos caracterizaciones, generando un modelo paleogeográfico preliminar que ofrece una visión general de configuración de los ambientes sedimentarios.

Viscarret y Laya (2007) describen las facies de las formaciones Sabaneta y Palmarito, proponen un modelo general de sedimentación para la zona del flanco surandino.



Figura 1.1 Sección de la quebrada El Palmar, donde afloran rocas pérmicas de la Formación Palmarito.

Ubicación del área de estudio

El área de estudio se concentra en una de las secciones más representativas de la Formación Palmarito que corresponde a la quebrada El Palmar (Figura 1.2), ubicada a unos 20 Km al noroeste de la población de Santa Bárbara de Barinas, en un polígono con vértices en las siguientes coordenadas UTM 882000 N, 237000; 882000 N, seleccionada por presentar la exposición más completa y continua de las rocas del Paleozoico superior, formaciones Sabaneta y Palmarito, a pesar de su difícil acceso.

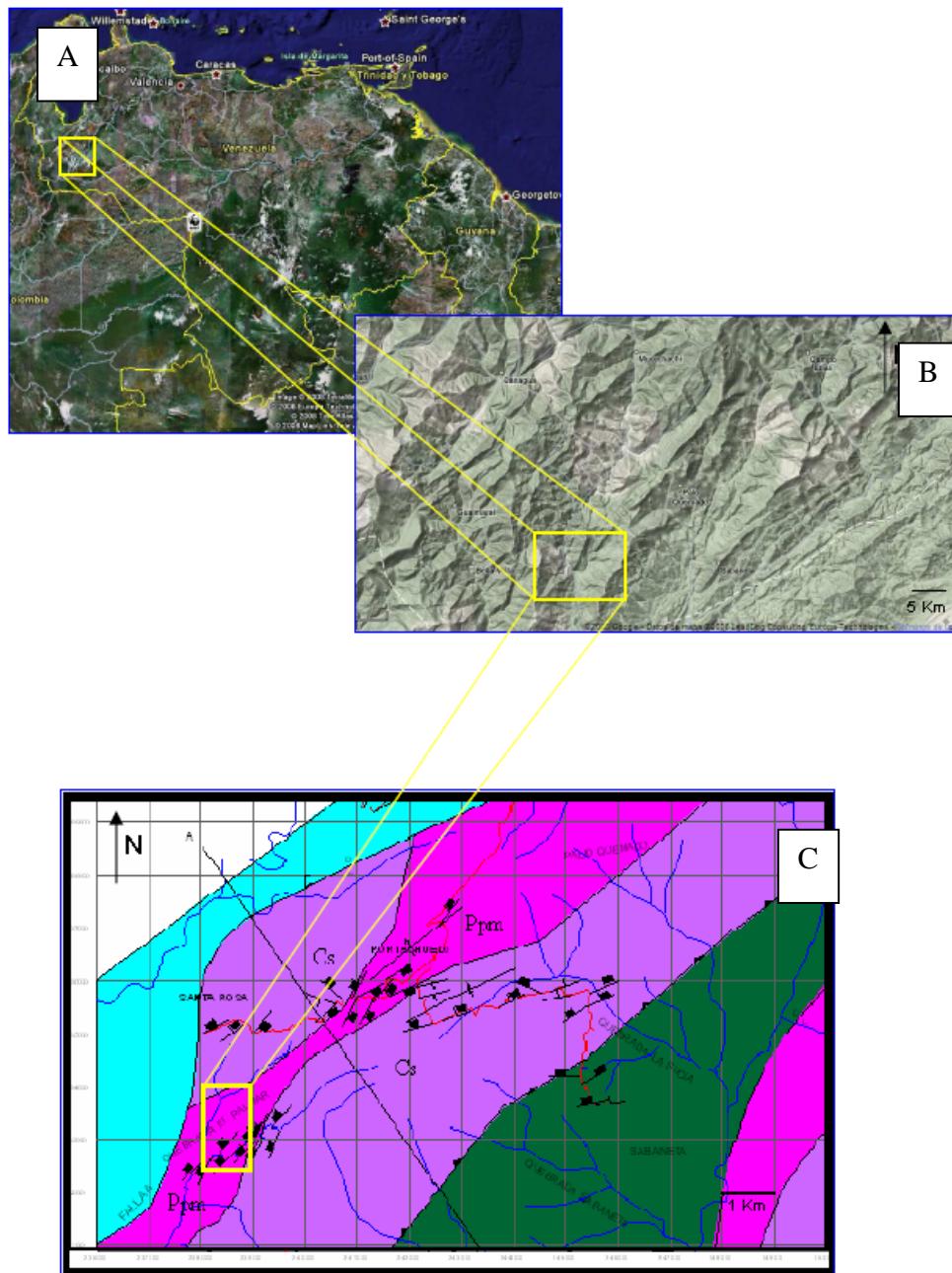


Figura 1.2 Ubicación del área de estudio. A.- Imagen satelital de Venezuela. Tomado de: google earth. B.- Mapa en relieve de la zona de estudio. Tomado de: google map. C.- Mapa geológico – estructural de la zona de estudio. Tomado de Viscarret (2002)

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

Las principales actividades realizadas en este estudio se llevaron a cabo en 6 etapas, las cuales se explican a continuación:

Revisión bibliográfica:

Se realizó una recopilación e interpretación de estudios preliminares desarrollados en el área, al igual que en otras zonas donde afloran rocas pérmicas. Adicionalmente se ubicó y revisó el material cartográfico que permitió un conocimiento previo de la zona.

Trabajo de Campo:

En esta fase, una vez obtenida la información preliminar del área y datos de trabajos anteriores como Arnold (1966), Hoover (1976, inédito, 1981), Benedetto y Ramírez (1982) y Viscarret (2002), se procedió con la ejecución del trabajo de campo, el cual se describe a continuación.

El levantamiento geológico se realizó utilizando el Sistema de Posicionamiento Global (GPS, Garmin III Plus y Garmin eTrex H con error promedio 15 m y 5 m respectivamente).

La descripción de los afloramientos de la sección se llevó a cabo de la siguiente manera:

- Se ubicó el afloramiento que correspondía a la sección estudiada ya previamente ubicada en el mapa, según las coordenadas obtenidas por GPS.
- Se observó la litología tomando en cuenta los siguientes elementos: granulometría, ordenamiento interno, mineralogía, color de la roca fresca y meteorizada (si era característico se describió el olor, la fractura, la porosidad, densidad y su dureza)
- Se describieron las estructuras sedimentarias tanto a nivel macro (a simple vista) como micro (lupa 10X) para interpretar procesos sedimentarios ocurridos en la secuencia.
- Se utilizó el ácido clorhídrico para verificar la presencia de rocas con CaCO_3 .
- Se reseñaron los fenómenos diagenéticos, observables a simple vista, por ejemplo: nódulos, recristalizaciones, concreciones, entre otros.
- Se identificaron fósiles y trazas fósiles para la interpretación paleoambiental
- Se identificaron superficies estratigráficas claves para la determinación de ciclos estratigráficos importantes, su naturaleza y posible origen.

La descripción del color de las rocas se realizó con la carta de colores de rocas de la Sociedad Americana (Goddard y otros, 1951), basada en el sistema Munsell de colores. Para la clasificación granulométrica se utilizó la tabla de Wentworth modificada por Blair y Mc Pherson (1999).

Toda esta descripción se realizó capa a capa, tomando en cuenta las variaciones internas y la relación entre los estratos.

Para esta etapa se utilizaron muestras provenientes del trabajo de Viscarret (2002) en la quebrada El Palmar, las cuales poseen una nomenclatura PP correspondiente al afloramiento y M correspondiente al número de muestra. La toma de muestras se hizo

tomando en cuenta variaciones de facies e intentando seguir los patrones cíclicos cuando estos lo permitían, aunque no fue una limitante para el muestreo en el caso de no identificarse estos elementos estratigráficos. Las muestras fueron tomadas con el objetivo de elaborar secciones finas y así poder identificar todos sus rasgos sedimentarios a través de análisis petrográficos. En algunos casos se utilizaron estas muestras para análisis geoquímicos como carbono orgánico total (COT) y difracción de rayos X, los cuales fueron realizados por Lugo (2008). Estos ensayos se utilizaron para identificar los minerales presentes y las condiciones de acumulación y preservación de materia orgánica en los ambientes de sedimentación.

La construcción de la columna estratigráfica se realizó a partir de medidas directas con cinta métrica y metro plegable a escala 1:100, afortunadamente la sección de la quebrada El Palmar presenta una exposición *cuasi* continua de la sección con solo algunos pequeños tramos cubiertos que fueron posibles medir. Para dibujar la columna estratigráfica se utilizó el programa *Corel Draw* 13 del año 2001.

Trabajo de Laboratorio:

Consistió en el análisis petrográfico que sirvió como base para la interpretación de los modelos de facies o microfacies e identificación de procesos de sedimentación. Estas muestras fueron elaboradas en el Laboratorio de rocas de la Universidad de Los Andes y la Nucleoteca de la Concepción, PDVSA Exploración Occidente.

El análisis petrográfico se realizó a las muestras recolectadas en afloramientos de las Formación Palmarito las cuales sumaron un total de 68 secciones finas. A continuación se describe la metodología seguida para el análisis petrográfico de las muestras recolectadas.

En esta sección se tomó en cuenta que la mayoría de las muestras analizadas correspondían a rocas carbonáticas por lo que se utilizó la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971), figura 2.1, debido a que su criterio textural proporciona los datos más útiles para esta investigación. El procedimiento se llevo a cabo evaluando visualmente las características texturales de la roca, tamaño y naturaleza de clastos, la matriz y el cemento, además de la porosidad. Para realizar esta tarea se utilizó el microscopio petrográfico Nikkon, modelo Labophot-2. Pol.

Para las rocas clásticas se utilizó la referencia granulométrica de Wentworth modificada por Blair y Mc Pherson (1999), las areniscas fueron clasificadas según Pettijohn, Potter, Siever (1972) (Figura 2.2), en algunos casos se observaron carbonatos de mezcla o rocas clásticas mixtas, para los cuales se utilizaron los términos propuestos por Mount (1985), que incluyen arenisca aloquímica, arenisca micrítica, ladolita aloquímica y ladolita micrítica, para las rocas dominadas por clásticos, y los términos caliza aloquímica arenosa, micrita arenosa, caliza aloquímica lodosa y micrita lodosa, para las rocas dominadas por componentes carbonáticos.

Se tomaron microfotografías con una cámara Nikkon adaptada al microscopio antes descrito, para ilustrar las principales características petrográficas. Además se presentan todos los resultados en la tabla en el anexo 1.

Los componentes originales no se encuentran juntos durante la sedimentación		Los componentes originales se encuentran juntos durante la sedimentación			Los componentes originales no se encuentran juntos durante la sedimentación				
Generalmente granos < 2mm (Arena y Limo)		Organismos de formas ramosas que atrapan sedimentos	Organismos tabulares o laminares que atrapan sedimentos	Organismos constructores primarios y secundarios de arrecifes	Más del 10% de granos mayores a 2mm (rudita)				
Contienen lodo (Matriz micrítica)					Contiene lodo	Carece de lodo			
> 10% de granos	< 10% de granos				Soportado por matriz	Soportado por granos			
Soportado por lodo		Soportado por granos		Boundstone					
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone	Floatstone	Rudstone	
									

Figura 2.1 Clasificación de rocas carbonáticas propuesta por Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971).

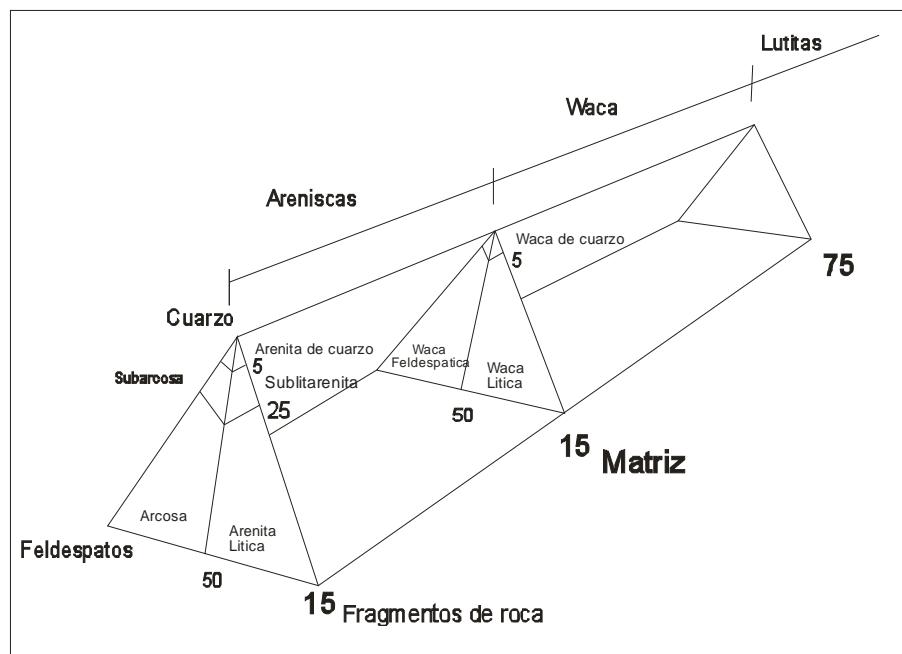


Figura 2.2 Clasificación de areniscas según Pettijohn, Potter y Siever (1972) modificado de Dott (1964)

Trabajo de Oficina:

Análisis de facies

Diversos autores han descrito los conceptos de facies y las metodologías utilizadas para el desarrollo de estudios de ambientes sedimentarios basados en el análisis de facies, una de la más aceptada es la propuesta por Walker y James (1992) quienes consideraron una facies como un volumen rocoso con unas características específicas, como: color, estratificación, textura, estructuras sedimentarias, composición y fósiles que son distintivas de otro volumen de roca adyacente. Estos autores proponen una metodología que se basa en sencillos pasos como se muestra en la figura 2.3.

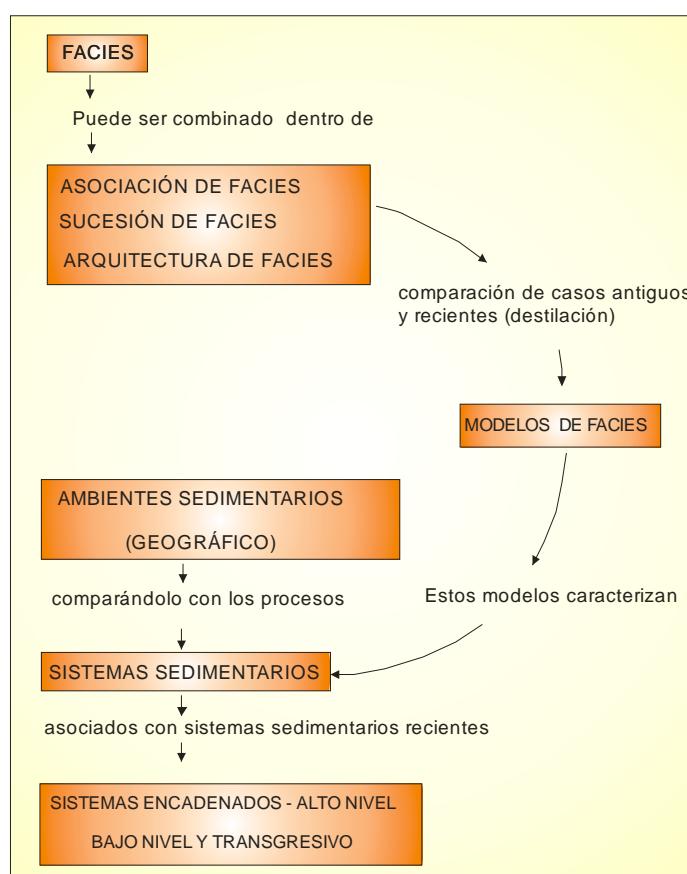


Figura 2.3 Esquema metodológico para la realización del estudio de análisis de facies propuesto por Walker y James (1992)

En la actualidad, se ha estandarizado el manejo de una serie de códigos de facies, siendo éstos empleados para distintos ambientes sedimentarios. De todos los códigos unos de los más resaltantes son el de Miall (1978, 1995) utilizado para ambientes fluviales, y el código de microfacies utilizado por Wilson (1975) para rocas carbonáticas. Sin embargo estos códigos no son patrones rígidos a seguir en el análisis, tienen sus variaciones dependiendo de cada caso de estudio particular.

Para rocas carbonáticas se han publicado diversas propuestas de códigos de facies o microfacies como las Micro Facies Estándar (SMF) propuesta por Wilson (1975) o las propuestas por Flügel (2004). Sin embargo estas facies están asociadas a ambientes y configuraciones geométricas específicas, por ejemplo la clasificación de facies de Wilson (1975) se aplica en plataformas carbonáticas, y como ya es bien conocido este no es el único modelo para sedimentación carbonática que hoy en día se conoce.

Por esta razón para este trabajo se crearon nuevas facies que se basaron en la clasificación textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971), agregándose los elementos bioclásticos más representativos y las estructuras sedimentarias. Estas facies se contrastaron con las propuestas por Flügel (2004) y Wilson (1975), muchas de ellas presentaron buena correlación, siendo utilizadas como base para la interpretación de los subambientes y ambientes sedimentarios. Sin embargo algunos autores como Spence y Tucker (1999) proponen la evolución de los ambientes sedimentarios como cambios graduales más que pasos abruptos entre áreas de sedimentación, representadas por microfacies que contienen un conjunto de bioclastos asociados. De acuerdo con estos autores, las diferentes microfacies comparten un número de bioclastos similares, por lo que no representan un sistema estático sino más bien un sistema dinámico.

Ciclicidad

Desde las últimas cuatro décadas los estudios sedimentarios han sido revolucionados por los análisis basados en los procesos causa-efecto asociados a distintos controles que rigen la sedimentación, algunos de estos procesos han sido considerados como periódicos (Miall, 1995), esta periodicidad de procesos generan como resultados la repetición de facies en el registro estratigráfico llamados ciclos.

Un ciclo se define como la repetición de dos o más facies en una sucesión vertical de estratos y está asociado en algunos casos a procesos propios de las cuencas de sedimentarias (procesos autocíclicos) o en otros a factores externos (procesos alicíclicos). Estos procesos se relacionan directamente a controles tales como clima y la tectónica que a su vez regulan las variaciones del nivel del mar (Einsele y Seilacher, 1991). Aunque según Vera (1994) la *ciclicidad* es una repetición sistemática y ordenada de diferentes elementos litológicos (facies) en una sección estratigráfica. Adicionalmente, Vera (1994) y Einsele y Seilacher (1991) también discuten el término *ritmicidad*, definiéndose como la alternancia de solo 2 facies en una sucesión vertical. Sin embargo estos términos son considerados como el efecto de procesos físicos que generan una repetición pero no analizan el carácter temporal de los mismos. Estos procesos podrían generarse en períodos de tiempos similares o idénticos, fenómeno que puede denominarse *periodicidad*. Aunque este concepto es únicamente interpretativo puede considerarse intrínseco en cuanto a las relaciones genéticas de estos.

Rangos de la Ciclicidad

En cuanto a su carácter temporal diversos autores como Vail y otros (1977), Vera (1994) y Einsele y Seilacher (1991), han propuesto diferentes clasificaciones de ciclos, generalmente basados en los mismos controles pero con diferentes valores de duración. Para efectos de este trabajo se usó la clasificación de Einsele y Seilacher

(1991), debido a que se aproxima más coherentemente a la duración de los procesos de control (Figura 2.3).

Ciclo de Primer Orden: con una duración de 50 M.a., en relación volumétrica generalmente suelen tener centenares de metros, algunas veces son considerados como ciclos que se asocian a etapas tectónicas en la evolución de una cuenca.

Ciclo de Segundo Orden: 50-3 M.a. Son ciclos similares a los ciclos de primer orden generalmente no pueden ser observados en afloramientos, comúnmente interpretados en correlaciones o secciones sísmicas.

Ciclos de Tercer Orden: tienen una duración en tiempo entre 3-0,5 M.a., en extensión vertical pueden medir unas decenas de metros. Pueden considerarse relacionados a la evolución sedimentaria, o variaciones a gran escala del nivel de mar, quedando reflejado en el registro estratigráfico como el paso de un ambiente sedimentario a otro. Para efectos de este estudio se utilizaron estos ciclos como referencia.

Ciclos de Cuarto Orden: son ciclos con períodos de tiempo aproximados de 500-100 K.a., se pueden asociar con variaciones menores del nivel del mar, equivalentes a parasecuencias según Vail y otros (1977). Pueden ser considerados probablemente como foco central del estudio de ciclicidad de este trabajo, pues se identificaron ciclos de este orden.

Ciclos de Quinto Orden: basados en respuestas de procesos orbitales asociados a teorías de Milankovich con duraciones entre 100-10 K.a. y pueden asociarse a espesores verticales de centímetros a unos pocos metros. Para este estudio no se consideraron estos ciclos de alta frecuencia, debido al alcance de este proyecto.

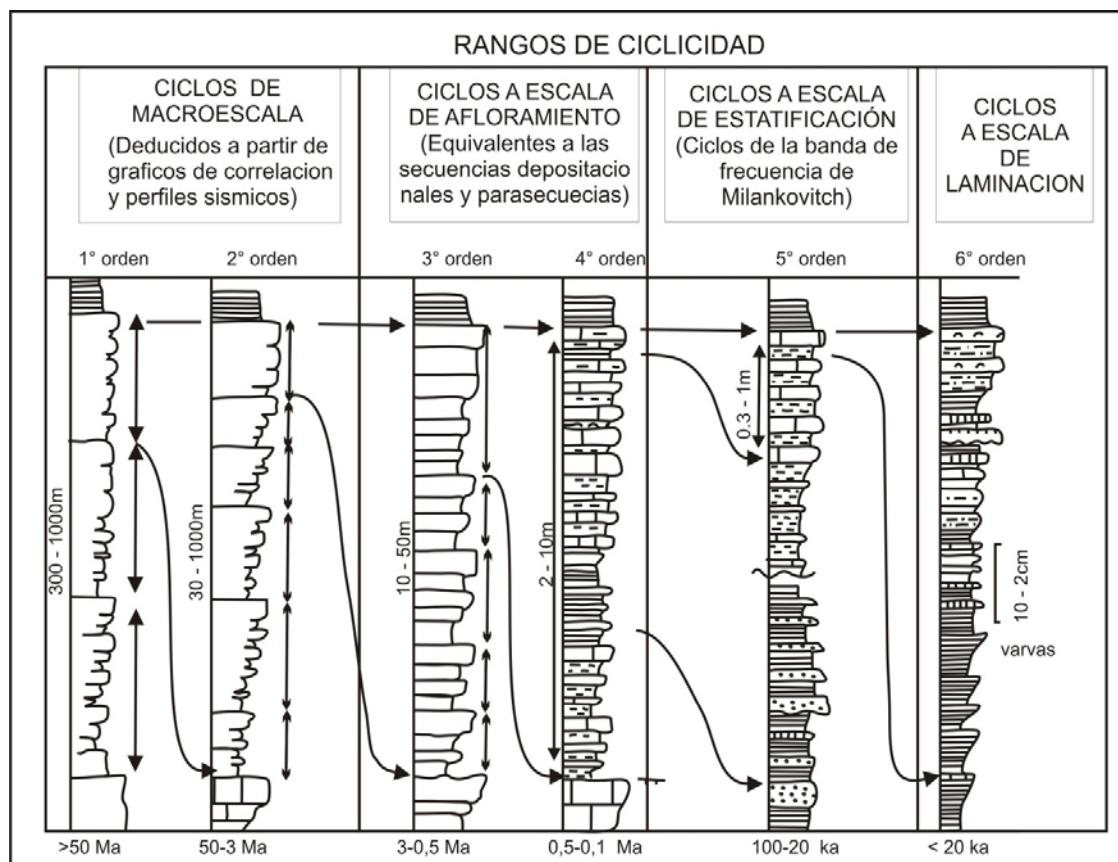


Figura 2.4 Rangos de ciclicidad. Tomado de Vera (1994).

Diagrama de Fischer

El desarrollo de este estudio se basó en medidas de afloramientos, a partir de allí se identificaron ciclos a escala de unos pocos metros basados en criterios de repetición de facies, los cuales se ampliarán en el capítulo dedicado a ello. En función de lograr identificar ciclos mayores se utilizó el diagrama de Fischer, una técnica sencilla llamada así en honor a su autor Fischer (1964).

Este método es básicamente una curva de espesor acumulado de los ciclos en el eje Y contra el tiempo en el eje X. Este gráfico se construye asumiendo una duración constante de cada ciclo (duración promedio de cada ciclo) utilizado como medida en

eje X. Para el eje Y se usan dos medidas: 1) Espesor individual de cada ciclo y 2) Espesor promedio de todos los ciclos usados, tal como se muestra en la figura 2.4

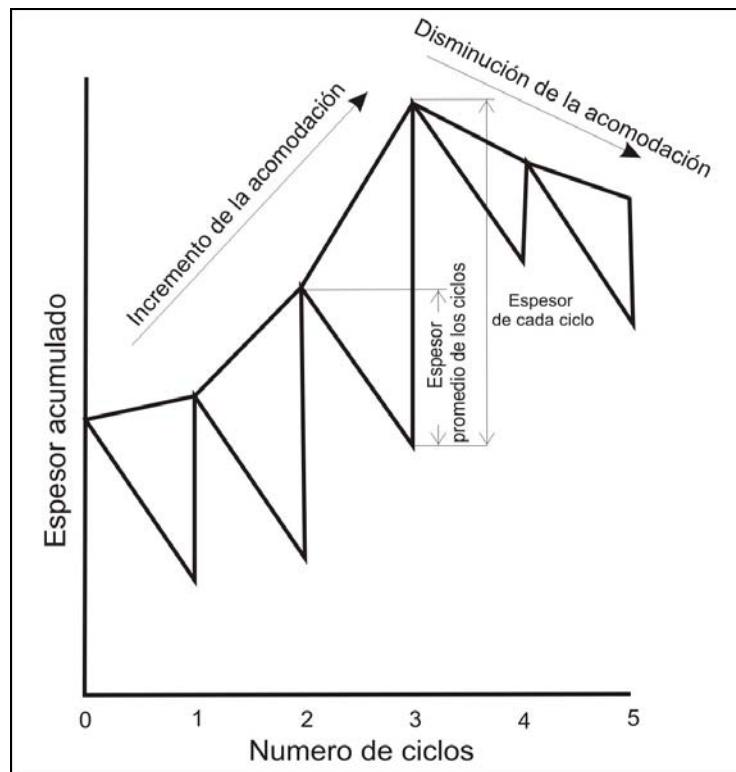


Figura 2.5 Diagrama de Fischer. Modificado de Husinec y otros (2008)

Este gráfico utiliza la recta de subsidencia como una línea inclinada, tal como se muestra en la figura 2.4, que va desde cero (0) a un valor positivo X y siempre se grafica en dirección negativa en Y, esto se repite para cada ciclo, y se iniciará en el valor en X de cada ciclo, ya sea tiempo o número de ciclo. Esto representa la corrección por subsidencia, es decir, el hundimiento gradual que sufre la cuenca en un periodo de tiempo, asumiéndose constante ese valor y representando uno de los elementos que constituyen el espacio de acomodación que será rellenado por los sedimentos que conformaran el espesor de los ciclos estudiados.

La construcción se inicia en el valor cero (0) del eje X y sobre la horizontal marca la distancia constante que representa la duración promedio de un ciclo, luego se traza una línea vertical, en algunos casos se omite el valor en millones de años y únicamente se enumeran esas distancias constantes con valores tales como 1, 2, 3...., que identifican cada uno de los ciclos graficados como se muestra en la figura 2.4 (debido a que no se dispone del correcto control de tiempo o de duración de cada ciclo). A partir de la ordenada cero (0) nuevamente se traza una línea paralela a la recta inclinada que representa la subsidencia hasta cortar la línea vertical trazada anteriormente, a partir de la intercepción entre la línea vertical y la inclinada se traza un segmento vertical hacia arriba con el valor individual del primer ciclo medido directamente. Luego a partir del extremo superior del último segmento medido se repite el procedimiento, trazando así los ciclos que sean necesarios.

Cabe destacar que esta metodología aporta mucho valor al trabajo realizado y se adapta muy bien, debido a que proporciona una idea gráfica de cómo afectaron los procesos que controlaron la sedimentación de la sucesión pérmica de carbonatos, además que esta técnica fue diseñada precisamente para sedimentación carbonática que en este estudio representan las facies dominantes, aunque ha sido probada con éxito en ciclos con rocas clásticas. Si se desea conocer a más detalle esta técnica puede ampliarse la información en Read y Goldhammer (1988), Read (1989), Osleger y Read (1991), Vera (1994) y Sadler y otros (1993). Además de algunas formas de diseño en *software* comunes como Excel se puede consultar en Tucker (1988) y Husinec y otros (2008).

Análisis de Resultados:

En esta etapa se analizaron los resultados obtenidos a partir de los datos de campo y laboratorio como fueron las columnas y los análisis petrográficos, para así lograr las interpretaciones que permitieron definir el modelo de ambiente sedimentario y

ciclicidad propuesto. Llegando a las conclusiones como producto final de este estudio.

Elaboración del Informe Final:

Una vez analizados los datos y definidas las interpretaciones, se procedió a describir y diagramar las teorías propuestas para la mejor visualización del modelo propuestos sobre el ambiente sedimentario y ciclicidad, para así poder entender como fue la dinámica de sedimentación que dio origen a las rocas de la Formación Palmarito. Igualmente se realizó la compilación de todos los datos e información obtenida, generándose entonces el informe final.

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La historia geológica a nivel mundial durante los períodos Carbonífero y Pérmico estuvo marcada por eventos tectónicos importantes donde sobresale la conformación del supercontinente de Pangea. Muchos de estos eventos han quedado reflejados en el registro estratigráfico de muchas de las cuencas alrededor del mundo. En Venezuela, objeto de este estudio, las rocas formadas durante este importante intervalo de tiempo se encuentran aflorando fundamentalmente en Los Andes venezolanos y la Sierra de Perijá, frontera con Colombia, y posiblemente existan depósitos de esta edad en el subsuelo de la cuenca Barinas-Apure y parte de la cuenca de los Llanos Orientales de Colombia. Con el objeto de tener una visión global de las características del registro estratigráfico del Paleozoico superior, se han correlacionado las secuencias reportadas en Venezuela con sus equivalentes en zonas adyacentes.

Colombia.

En Colombia no existe un extenso registro para estos períodos, sin embargo, los afloramientos ubicados en la Sierra de Perijá representan una importante sección reconocida como Formación Palmarito, la cual se correlaciona con la unidad litoestratigráfica del mismo nombre descrita en Venezuela (Trompy, 1943 en Hoover, 1976). Por otro lado, en el departamento de Huila aflora una secuencia poco preservada que es dividida en tres intervalos denominados “Paleozoico de la Jagua”, “Lodolitas de Cerro Neiva” y “Calizas y Arenitas de Batalla” (Velandria y otros, 2001) (Figura 3.1), caracterizados por rocas de ambiente marino muy fosilíferas, con

la presencia de trilobites, crinoideos y braquiópodos. Miller y Williams (1945), indican la presencia de cephalópodos en Colombia, al oeste de la Sierra de Perijá (estado de Manaure), zona que guarda afinidades geológicas con Venezuela durante el Pérmico.

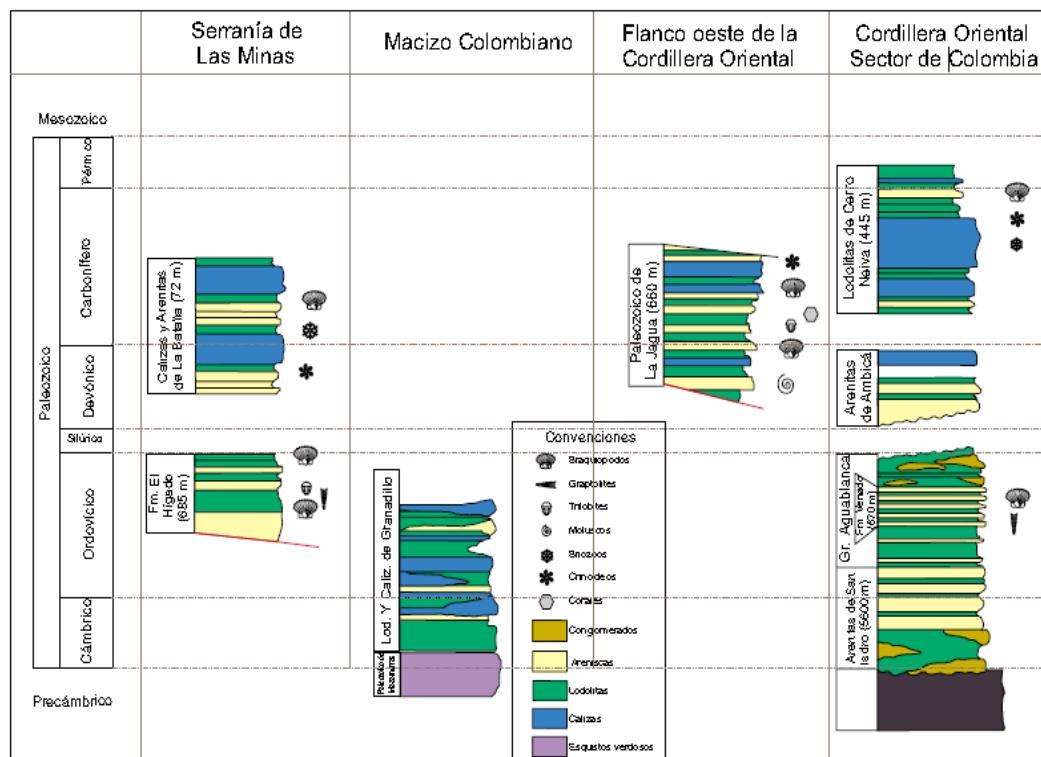


Figura 3.1 Esquema estratigráfico del Paleozoico en el departamento de Huila, Colombia (Velandria y otros, 2001)

Norte de Brasil.

En el norte de Brasil se reportan en el subsuelo de las cuencas intracratónicas de Amazonas, Solimões y Parnaíba, una secuencia conformada por rocas clásicas, carbonáticas y evaporíticas, de ambientes litorales a marinos, algunas veces fluviales, de edad Carbonífero Tardío y Pérmico, denominadas como formaciones Monte

Alegre, Itaituba, Nova Olinda y Andirá (Figura 3.2). Sin embargo, Melo y otros (1999), Playford y Dino (2000a y b) además de Melo y Loboziak (2003), proponen edades para las formaciones Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda, restringidas solo al Carbonífero como se muestra en la figura 3.3, además se encontrarían en la cuenca del Amazonas, proponiendo una estratigrafía diferente para la cuenca Solimões.

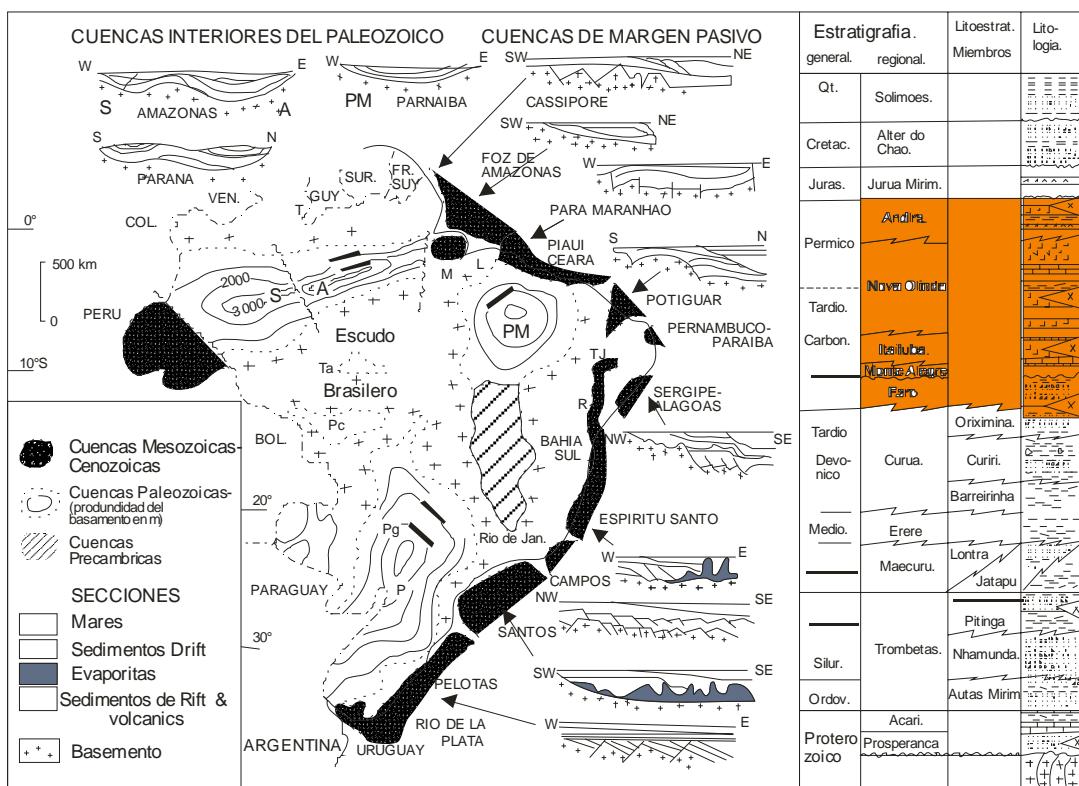


Figura 3.2 Mapa y columna estratigráfica regional en cuencas de Brasil, se resaltan en naranja las unidades del Paleozoico superior, posiblemente equivalentes con el Paleozoico superior descrito en Venezuela (Tucker, 2006).

PAISES			BRASIL					
Cronol. Cuenca		M.A.	PARANA (8)	AMAZONAS (9)	SOLIMES (9)	PARNAIBA (9)		
Sistema	Subsistema							
CARBONIFERO	<i>PERMICO</i>	250		?				
		260	Rio do Rasto				Motuca	
		265	Teresina				Pedra do Fogo	
		270	Serra Alta				?	
		275	Iratí				Piaui	
	<i>Pennsylvanian</i>	284	Palermo				?	
		294	Rio Bonito				Potí	
		299					Longá	
		305	Subgrupo Itararé				Cabeças	
		316	?					
<i>Mississippian</i>	<i>Mississippian</i>	318		Haro				
		326						
		345		Oriximaná				
		359	Ponta Grossa	Curiri				
DEVONICO								

Figura 3.3 Cuadro de correlación simplificado de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior en las cuencas de Brasil. Tomado de Azcuy y otros (2007).

En el sur de Brasil, las rocas del Paleozoico superior que se encuentran rellenando la cuenca de Paraná, están representadas litoestratigráficamente por los grupos Tubarão (Subgrupo Itararé, y las formaciones Río Bonito y Palermo) y Passa Dois (formaciones Irati, Serra Alta, Teresina y Rio do Rastro) (Figura 3.3). Estas unidades han sido correlacionadas con algunas cuencas argentinas y uruguayas a nivel bioestratigráfico y desde el punto de vista de estratigrafía secuencial, debido a que se pueden observar algunas discordancias regionales que sirven como límites de secuencias para estos períodos (Limarino y Spalletti, 2006). Además según Azcuy y otros (2007), se han encontrado buenos niveles palinológicos y paleobotánicos que pueden servir de controles bioestratigráficos para el Carbonífero y el Pérmico

temprano en toda la región. Argumentos importantes para la interpretación y correlación en Venezuela, debido a que algunas de las especies reportadas en estos trabajos han sido descritas en nuestro país por Benedetto y Odreman (1977) y Ricardi (1994, 2008) (ej. *Glossopteris*) para el Pensilvaniense y el Cisuraliense.

En la figura 3.4 se ilustra la sección de evaporitas de las cuencas del Amazonas. Algunas de estas rocas sirven de sellos y reservorios para yacimientos que producen de niveles carboníferos y pérmicos.



Figura 3.4 Anhidrita nodular de la plataforma evaporítica del Paleozoico superior en la cuenca del Amazonas, Brasil (Tucker, 2006).

Ecuador-Perú -Bolivia.

Según Hoover (1976) más al sur de Venezuela existen unas rocas del Paleozoico superior marino denominadas Formación Macuma, que son bien conocidas en los afloramientos de las montañas de Cutucú al sur de Quito, Ecuador, contienen fauna del Pensilvaniense incluyendo braquiópodos, briozoos y crinoideos, los cuales fueron encontrados en la base de la unidad, además de dos géneros de foraminíferos indicativos del Carbonífero (Pensilvaniense) como son *Fusulinella* y *Nummulostegina* encontrados en la parte superior de la formación. Por ello se considera que parte de la Formación Macuma es equivalente de la Formación Palmarito, uno de los objetivos de estudio en Venezuela.

El Paleozoico superior en Perú se encuentra relativamente completo, se han reportado rocas con edades que van desde el Misisipiense hasta el Pérmico, aunque solamente se han identificado depósitos marinos en el intervalo Pensilvaniense - Pérmico (Hoover, 1976). Similar al comportamiento en Los Andes venezolanos.

La Formación Copacabana, antiguamente con el rango de grupo, ha sido reportada en Perú, Bolivia y en zonas adyacentes de Argentina y Chile, consiste de extensas calizas marinas asociadas con lutitas y rocas compuestas por lodos carbonáticos, el espesor medido de esta formación varía entre 200 y 2000 m. Esta unidad contiene abundantes calizas con fusulínidos, braquiópodos, trilobites y conodontos, la sección superior finaliza con evaporitas y estratos rojos con plantas. La edad asignada es Carbonífero tardío – Pérmico temprano y podría ser equivalente en parte a la Formación Palmarito. Además, hacia la zona boliviana se encuentran algunos sedimentos glaciales, tillitas y depósitos de varvas (Limarino y Spalletti, 2006) (Figura 3.5).

En un trabajo divulgado electrónicamente por Martínez y Monge (n.d), se establece que las muestras recolectadas para una sección de la Formación Copacabana reportan la presencia de *Neospirifer cameratus* (Morton), *Kiangsiella pinguis* (Chronic), *Dictyoclostus inca* (D'orbigny), *Neospirifer condor* (D'orbigny), *Stereochia inca* (D'orbigny), *Omphalotrochus sp.*, *Linopproductus cf. L. cora* (D'orbigny), *Linopproductus sp.*, que indican una edad correspondiente al Pérmico temprano.

PAISES			BOLIVIA	PERU	URUGUAY
Cronol. Cuenca			MADRE DE DIOS (6)		PARANA (7)
Sistema	Subsistema	M.A.	S. Subandinas N Altiplano y C. Oriental	Sureste y centro	
CARBONIFERO	PERMICO	250	Gr. Titicaca	Ene	Buena Vista Yaguarí Paso Aguiar Mbro. Mangrullo Mbro. Frayle Muerto Tres Islas Cerro Pelado San Gregorio ?
		260			
		265	Tiquina Chutani		
		270			
		275			
	PENNINIAN	284			
		294			
		299			
		305			
		316			
DEVONICO	MISSISSIPPIAN	318			
		326			
		345			
		359			
		369			

Figura 3.5 Cuadro de correlación simplificado de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior en las cuencas de Bolivia, Perú y Uruguay. Tomado de Azcuy y otros (2007).

Chile, Argentina, Uruguay y sur de Brasil.

La estratigrafía del Carbonífero-Pérmico de esta zona se torna compleja restringiéndose a cada una de las cuencas que se desarrollan y rellenan en estos

períodos, como son las cuencas de Paganzo, Paraná, Chaco-Paraná, Sauce Grande-Colorado, La Golondrina, norte y centro de Chile, Navidad-Arizaro, Río Blanco, Calingasta- Uspallata y al este Madre de Dios, Tarija, Paganzo, y Tepuel-Genoa (Figura 3.6).

Existen algunos modelos de evolución tectónica de estas cuencas en donde Limarino y Spalletti (2006) proponen una serie de procesos asociados en 5 etapas paleogeográficas con las siguientes edades: (1) Mississiense, (2) Pensilvaniense Temprano, (3) Pensilvaniense Tardío – Cisuraliense temprano (4) Cisuraliense tardío, y (5) Pérmico medio a tardío (basado en la escala de Gradstein y otros, 2004) (Figura 3.7).

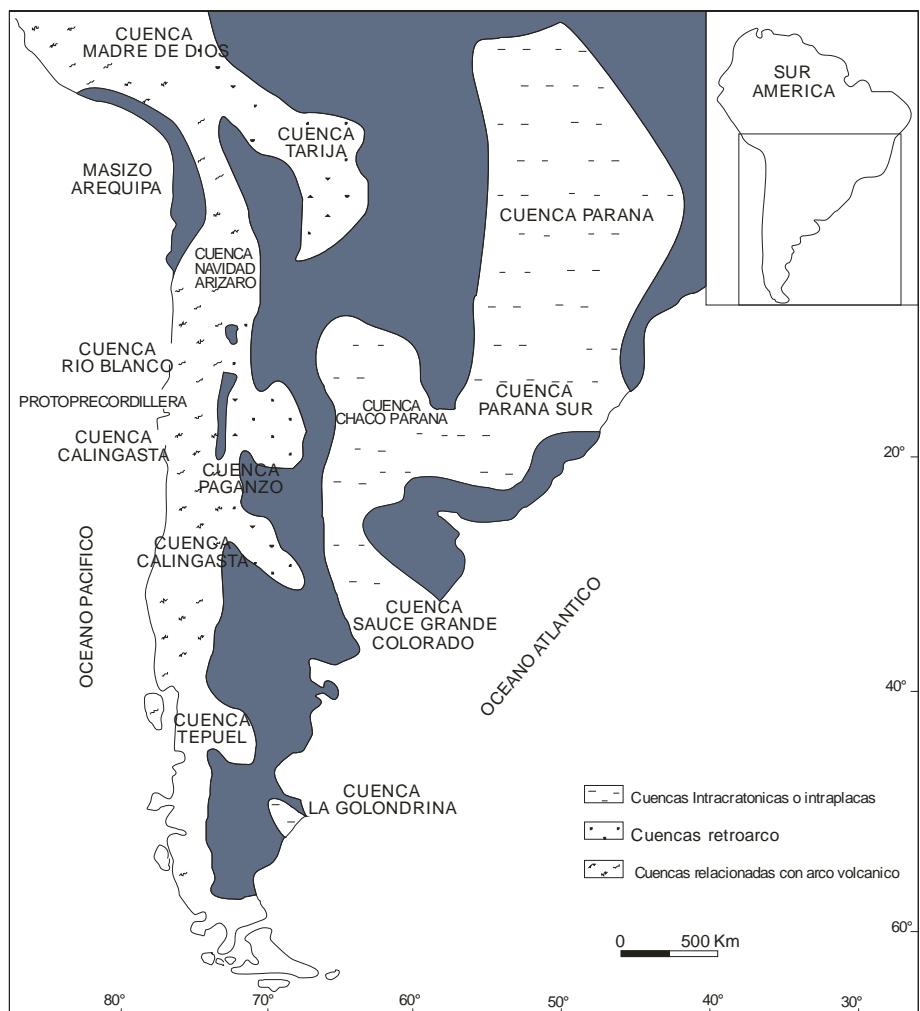


Figura 3.6 Mapa de distribución de las cuencas que contienen depósitos del Paleozoico superior en el sur de Suramérica (Limarino y Spallatti, 2006).

Periodo	Edad	Etapa paleogeograficas			Bioestraigrafia y edades radiometricas
		Cuencas relacionadas a arcos	Cuencas retroarco	Cuencas Intracratonicas	
Triasico Temprano 251.0	Induano				
Permico Tardio (Lopingiano) 260.4	Changhsingiano Wuchapiagiano				
Permico Medio (Guadalupiense)	Capitaniano	Etapa paleogeografica 5			266.3+- 0.8 (1) 267.1+- 3.4 (2)
370.6	Roadiano				<i>PL:LW Biozona</i>
Permico Temprano (Cisuraliano)	Kunguriano Artinskian Sakmariano Asseliano	Etapa paleogeografica 4			282+- 13 (1) 284+- 16 (4) <i>PI: FS Biozona</i> 293+- 6 (5)
399.0	Gzheniano Kaziamoviano Moskoviano Bashkiriano	Etapa paleogeografica 3			308+- 6 (5)
Carbonifero Tardio (Pensilvaniense)	Serpukhoviano	Etapa paleogeografica 2			<i>PI: DM Biozona</i>
318.1	Viseaniano Tournasiense	Etapa paleogeografica 1			<i>PI: CV Biozona</i>
359.2	Devonico Tardio	Superficie limite	Tipo 1	~~~~~	Tipo 2 ~~~~~

Figura 3.7 Cronoestratigrafía de los eventos propuestos para las cuencas de la región sur de Suramérica durante el Paleozoico tardío. Tomado de Limarino y Spalletti (2006)

Para la primera etapa existe una marcada actividad tectónica localizada en las cuencas del margen activo de Gondwana, además de una interrupción en la sedimentación en el resto del sur de Suramérica, este evento probablemente en Venezuela esté relacionado con la Formación Mucuchachí pero aun es muy dudoso, de acuerdo con Benedetto (1982) la sedimentación de la Formación Mucuchachí podría estar más relacionada con el sur de Laurentia.

La etapa 2 se encuentra separada de la anterior por una interrupción mayor presentando pocas evidencias de tectonismo, en Venezuela equivale al ciclo de la Formación Sabaneta con sedimentación de clásticos fluviales.

A finales del Pensilvaniense y durante el Pérmico (Cisuraliense), etapa 3, se observan las máximas acumulaciones glaciares en las regiones cratónicas, mientras que se sedimentaban secuencias fluviales interdigitadas con sedimentos marinos someros en las cuencas marginales de Gondwana, esto correspondería con parte de la Formación Carache y base de la Formación Palmarito en Venezuela.

Para la etapa 4 durante el Cisuraliense tardío, se observan patrones contrastantes entre las cuencas occidentales y las cuencas cratónicas, donde localmente son dominadas por sedimentación volcanoclástica y depósitos marinos representados por secuencias carbonáticas y clásticas, incluyendo ciclos transgresivos y regresivos compuestos por sedimentos marinos someros, deltaicos y algunas capas fluviales. Esta etapa coincide con la sedimentación de la Formación Palmarito en toda la región occidental de Venezuela, probablemente desde el borde del cráter de Guayana, llenando las cuencas cercanas, hacia el noroeste, evidenciado por afloramientos en Los Andes y en la Sierra de Perijá más al noroeste en la frontera con Colombia.

La etapa 5 está directamente relacionada con la ruptura de Gondwana, la misma está caracterizada por amplia sedimentación volcanoclástica y algunos depósitos marinos someros-deltaicos-fluviales para las zonas intraplaca. Sin embargo para esta etapa no está muy clara la relación con los registros estratigráficos en Venezuela, debido a lo poco que ha sido estudiado el Pérmico superior, el límite Pérmico-Triásico y de las rocas triásicas en si.

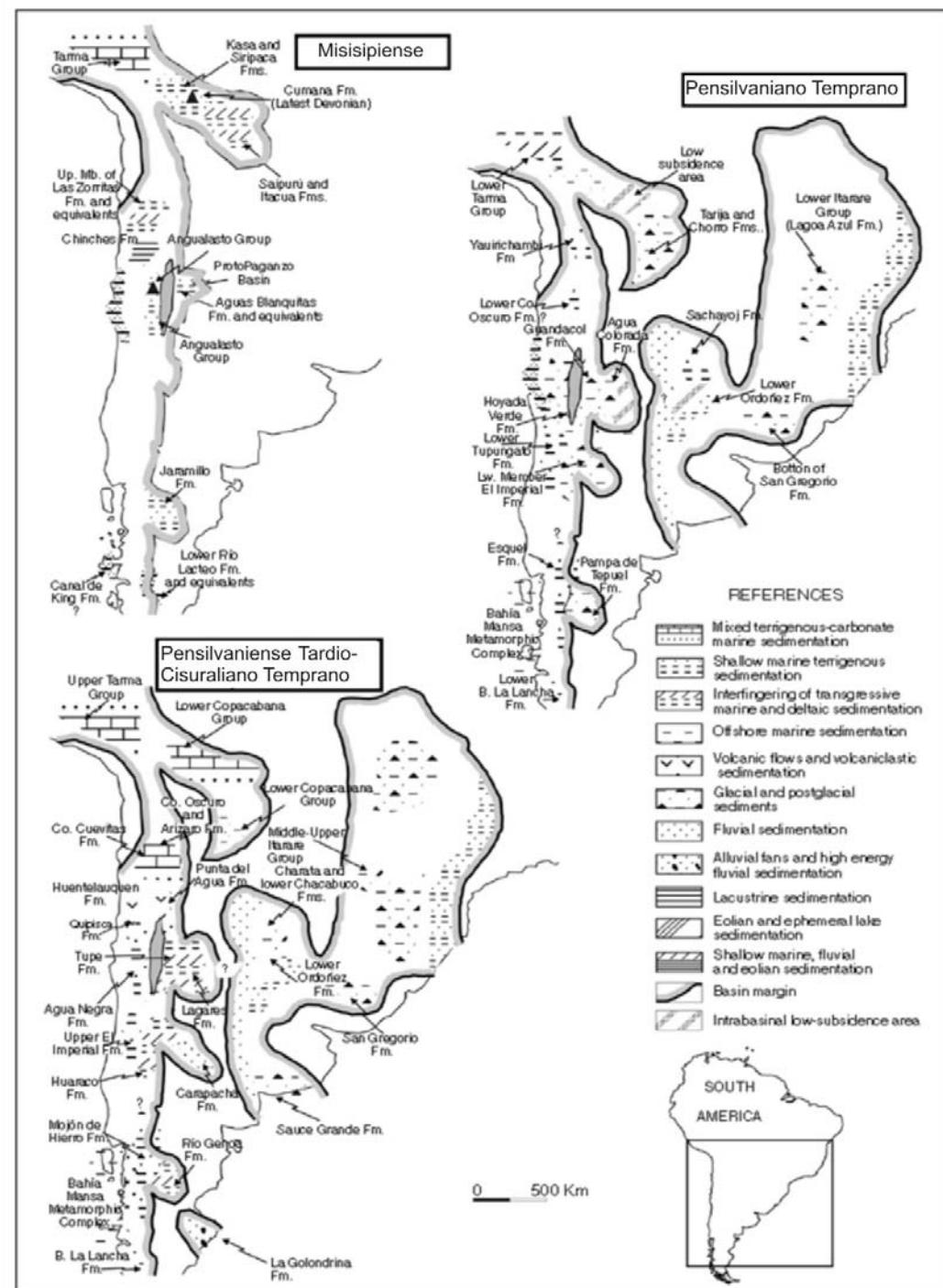


Figura 3.8 Mapa de distribución de facies en las cuencas que contienen depósitos del Paleozoico superior en la región sur de Suramérica para el Carbonífero y Pérmico temprano. Tomado de Limarino y Spalletti, (2006)

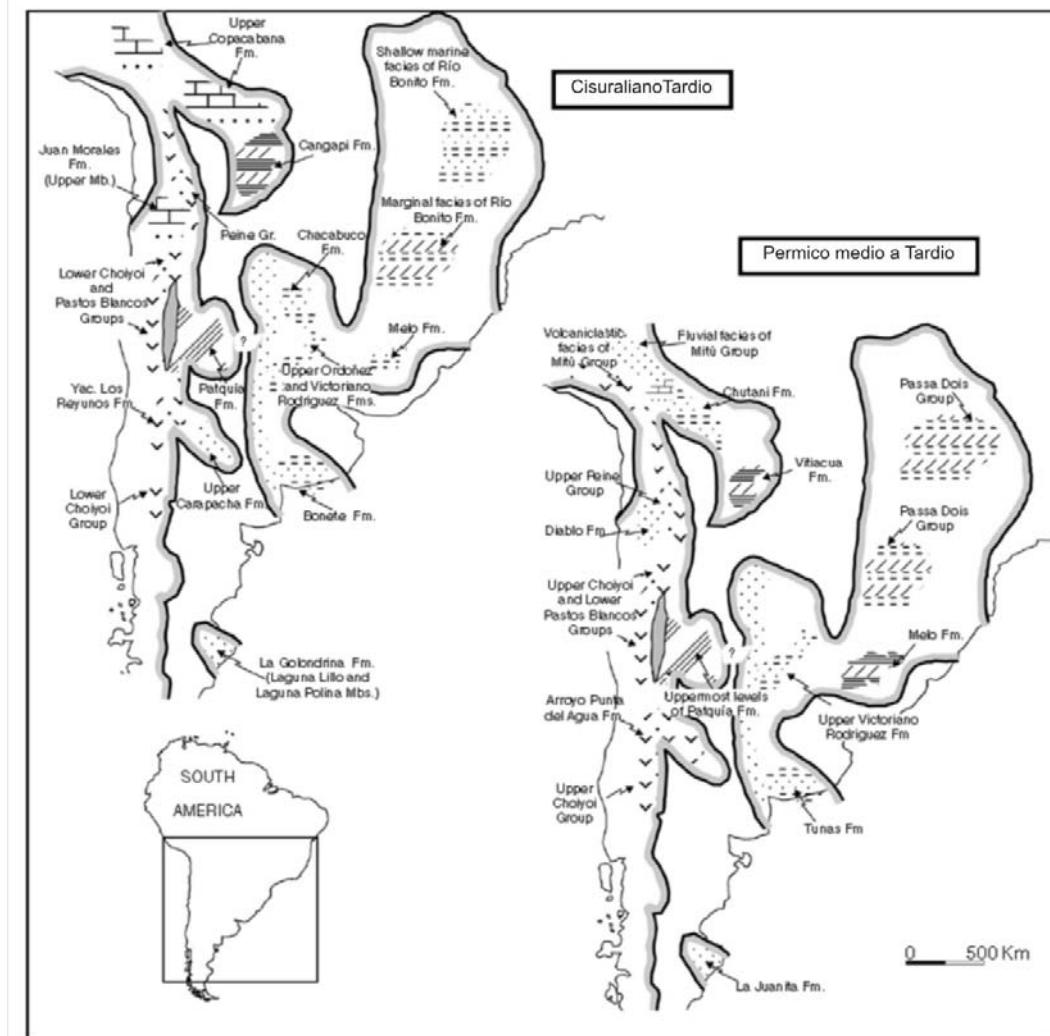


Figura 3.9 Mapa de distribución de facies de las cuencas que contienen depósitos del Paleozoico superior en la región sur de Suramérica para el Cisuraliense y el Guadalupianense. Tomado de Limarino y Spalletti, (2006)

En las figuras 3.8 y 3.9 se muestra la distribución paleogeográfica de facies en las 5 etapas descritas por Limarino y Spaletti (2006), donde se observa la ubicación de los depósitos clásticos y glaciales, evidenciándose una transgresión hacia la etapa 4 (Cisuraliense tardío) y finalizando con una regresión generalizada. Cabe destacar que la mayor concentración de sedimentos marinos y carbonáticos se encuentra en las

cuenca más al norte (ej. Madre de Dios ubicada entre Bolivia, Perú y el norte de Chile), en contraste con la sedimentación con mayor influencia glacial en las cuencas del sur. Esto es debido a la ubicación paleolatitudinal del continente en el Paleozoico tardío, donde la acumulación de estos depósitos carbonáticos ocurre más cercana al ecuador.

México, Guatemala y Belice.

En el área norte de Guatemala-Belice y México se encuentra la sección denominada Grupo Santa Rosa, constituida por las formaciones Tactic, Esperanza y al tope por la Caliza de Chochal (Hoover, 1981). Sin embargo, Vachard y otros (2004) presentan para México una estratigrafía un tanto más complicada donde dividen las unidades litoestratigráficas del norte y centro de México, de acuerdo con su distribución, en micro placas que denominan Terrenos como se muestra en la figura 3.10.

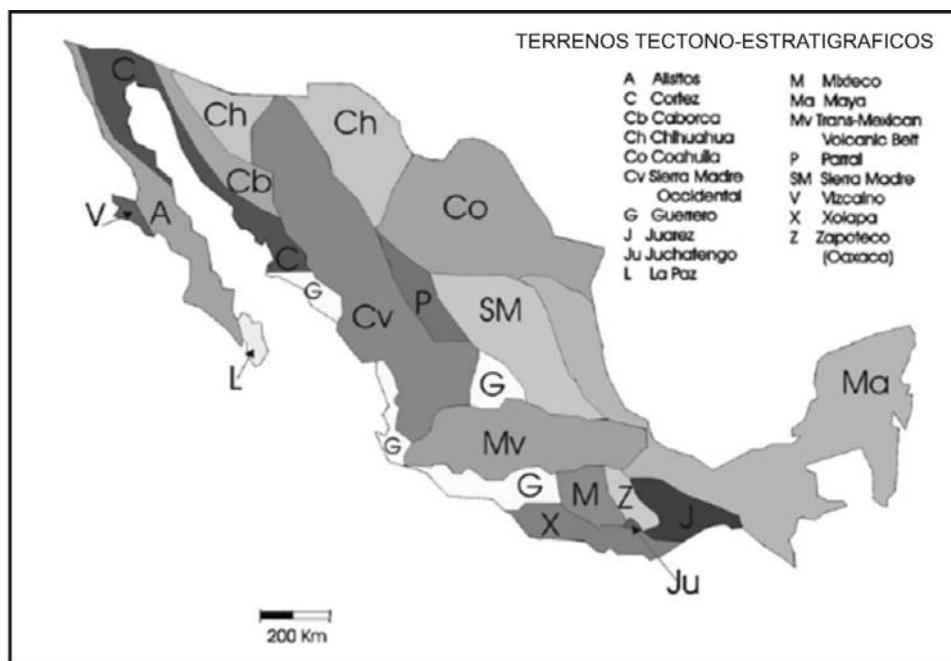


Figura 3.10 Mapa de distribución de micro placas de México. Tomado de Vachard y otros (2004).

Las unidades litoestratigráficas más representativas son las formaciones Los Hornos, Ihualtepec, Matzizi, Patlanoaya y Olinalá, como se muestra en la figura 3.11. Estas unidades muestran ciclos de transgresiones generalizadas hacia el Pérmico medio a tardío, mostrando una regresión hacia finales del Pérmico. Estas unidades se encuentran cubiertas por sedimentos jurásicos observándose una discontinuidad entre el Lopingiense y el Jurásico, similar al contacto entre el tope de la Formación Palmarito y la Formación La Quinta en Venezuela.

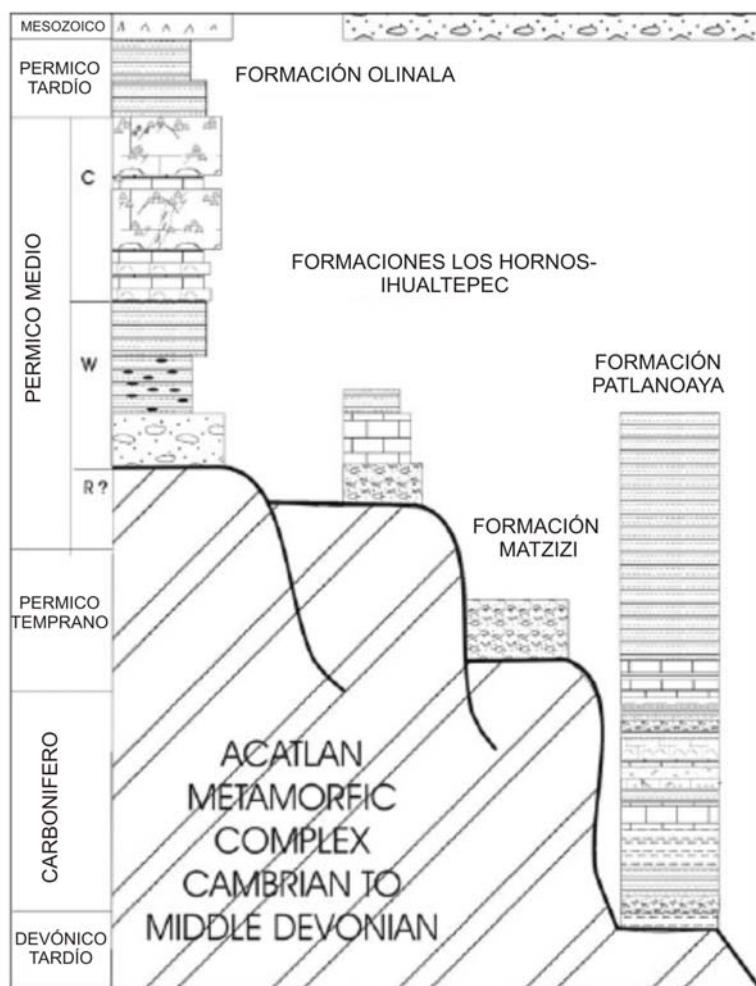


Figura 3.11 Columnas representativas de las unidades litoestratigráficas más representativas definidas en México depositadas sobre el basamento del Terreno de Mixteca. Tomado de Vachard y otros (2004).

Vachard y Fourcade (1996) hacen una descripción sistemática de varios taxa de algas y foraminíferos reconocidos en la Formación Chochal (Guatemala y sur de México), asignando una edad Leonardiense – Roadiense para esta formación (Figura 3.12). Además establecen que paleogeográficamente Texas, Guatemala y el área de Venezuela cercana al lago de Maracaibo, se encontraban comunicadas por un corredor marino que presentaba las condiciones idóneas para que la dispersión de los fusulínidos abarcara todo el territorio paleogeográficamente adjunto. Vachard y Fourcade (1996) no reconocen la Formación Esperanza, sino consideran las formaciones Grupera y Paso Hondo en México como equivalentes con las Formación Chochal en Guatemala y Belice (Figura 3.12).

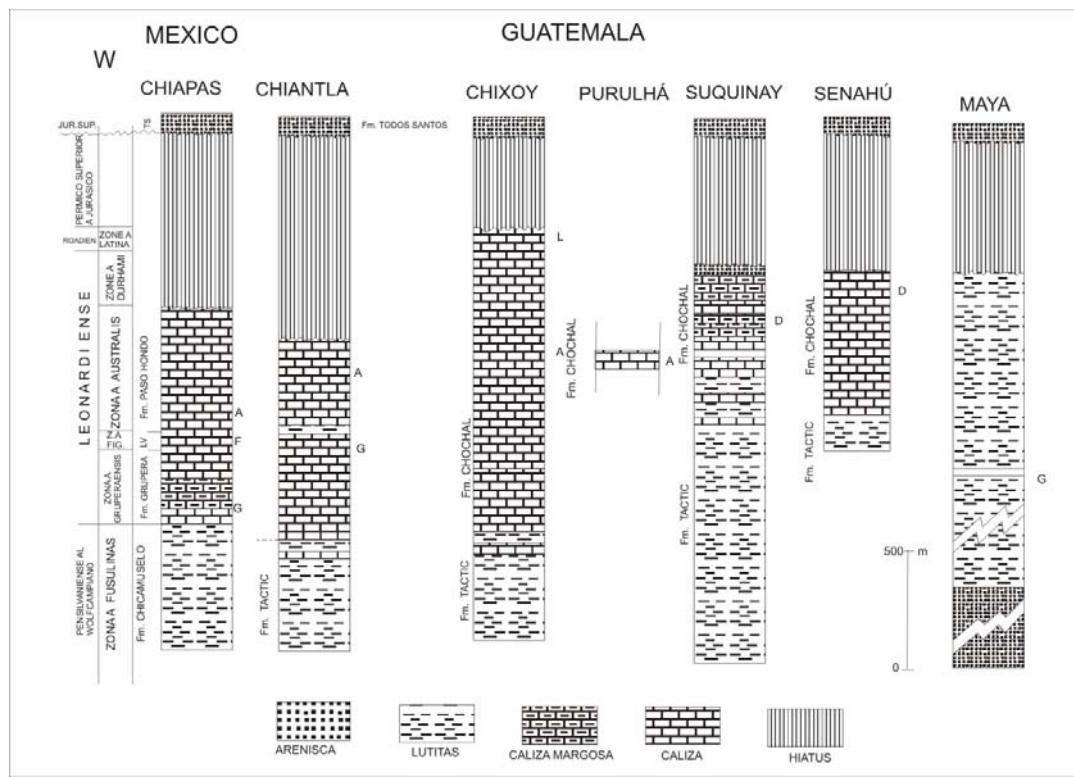


Figura 3.12 Columnas de las unidades litoestratigráficas más representativas presentadas para la región sur de México, Guatemala y Belice. Modificado de Vachard y Fourcade (1996).

Toda esta sección está cubierta por conglomerados y areniscas rojas de edad Jurásico, conocidos con el nombre de Formación Todos Santos, lo que confirma intenso tectonismo a finales del Pérmico y durante el Triásico representado por una discontinuidad en este período (Benedetto, 1982). Estas evidencias soportan la idea de la similitud de estas secciones y el norte de Suramérica, especialmente Venezuela.

Estados Unidos.

Continuando paleogeográficamente hacia Norteamérica se encuentran una serie de cuencas que tienen relación con el mar que se desarrolla en el Paleozoico superior ubicado entre Gondwana y Laurentia que podría llamarse Proto-Caribe, las cuencas de Delaware, Midland, Marfa, Orogrande, además de las cuencas en New México, Oklahoma y Colorado tales como Holbrook, Pedregosa, Paradox, Bird Spring, Elvy, Oquirrh, Sweetwater, Central Colorado trough, están relacionadas bioestratigráficamente por la presencia de fusulínidos, braquiópodos y corales del Pérmico temprano.

Todas estas cuencas presentan una estratigrafía algo más compleja que las sucesiones de México y Belice que se describieron arriba, pues existen muchas variaciones tanto vertical como lateralmente, como se muestra en las figuras 3.13 y 3.14, el registro sedimentario está caracterizado por un predominio de clásticos, algunas veces de ambientes eólico o fluvial, además de depósitos costeros y carbonáticos. Hacia el Pérmico medio se observa una marcada secuencia transgresiva, aunque hacia el norte comienza a desaparecer la sedimentación carbonática debido a su posición paleo-latitudinal cercana a los polos (Miall y Blakey, 2008).

La sedimentación en general durante el Guadalupianense tomó lugar en aguas cálidas y someras, algunas veces evaporíticas hacia al sur y parte central de Estados Unidos.

La influencia de terrígenos fue mínima, observándose en ocasiones el desarrollo de arrecifes como el Capitán Reef en la cuenca Delaware, el cual posee marcada importancia al ser uno de los depósitos más estudiados en esta cuenca y aflora en las montañas de Guadalupe en Texas (Figura. 3.15).

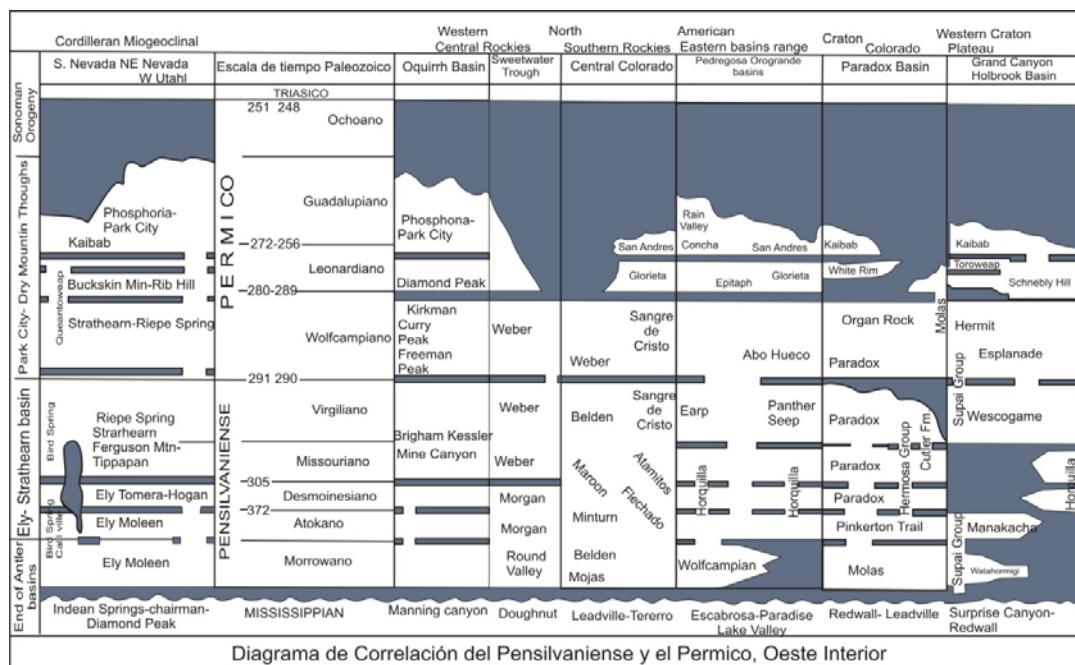


Figura 3.13 Cuadro de correlación mostrando las unidades litoestratigráficas definidas en las cuencas que contienen rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México. Tomado de Blakey (2008).

Además de las calizas oscuras que componen en parte esta secuencia depositada en la cuenca Delaware, que corresponde con una plataforma bordeada por el arrecife de la Formación Capitán Reef, se pueden observar los depósitos evaporíticos de la Formación Castile conformada por yeso y anhidrita, suprayacente se tiene una sección de halita conocida como Formación Salado como se muestra en las figuras 3.16 y 3.17 (Miall, 2008). Aunque según Miall (2008) parte de la Formación Capitán aparece como equivalente lateral de las formaciones antes nombradas como son Castille y Tansill.

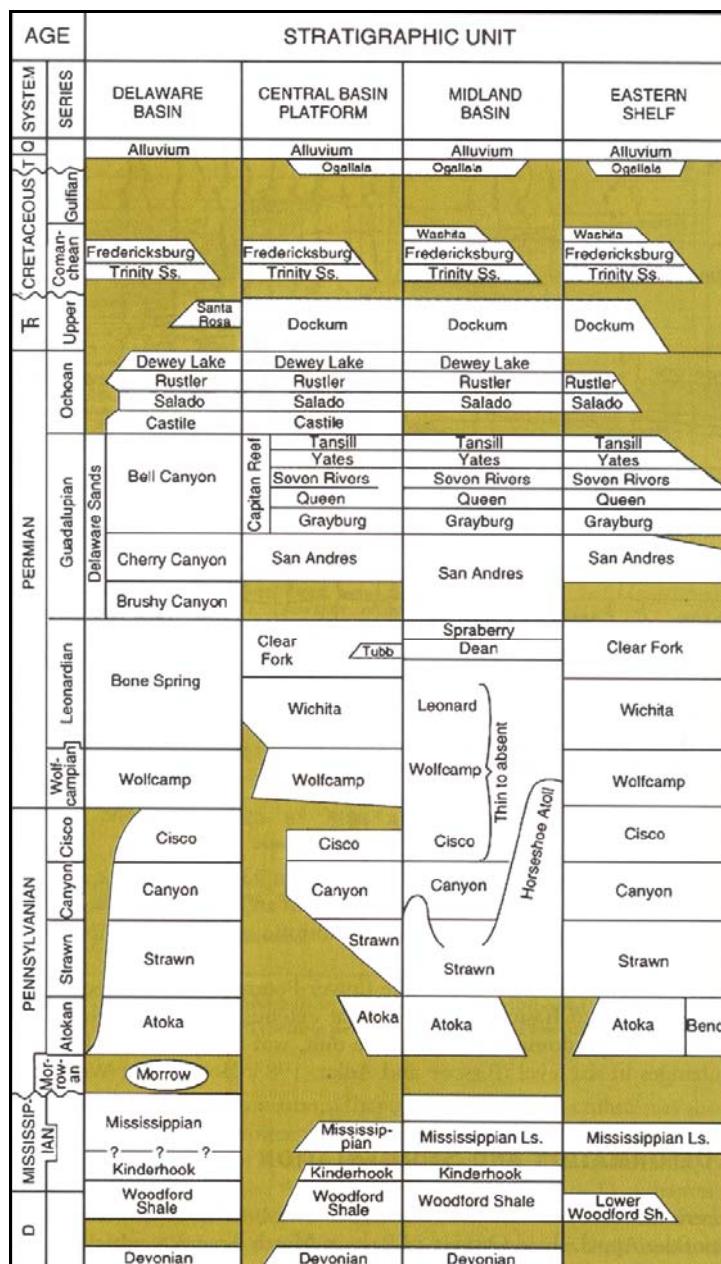


Figura 3.14 Cuadro de correlación mostrando las unidades litoestratigráficas definidas en las cuencas que contienen rocas pérmiticas en el oeste de Texas y la frontera con México. Tomado de U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS-36, 1996; ver Scholle (nd).

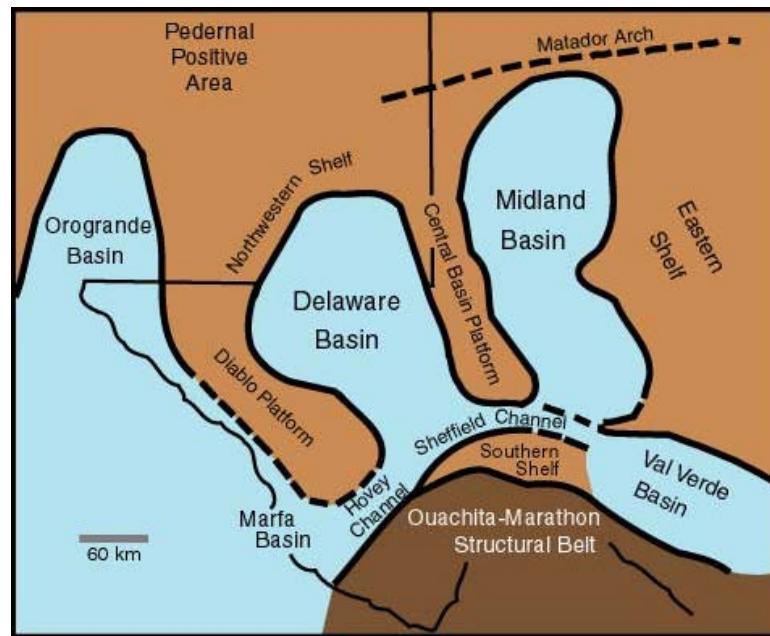


Figura 3.15 Mapa de distribución de las cuencas que contienen rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México ver Scholle (nd).

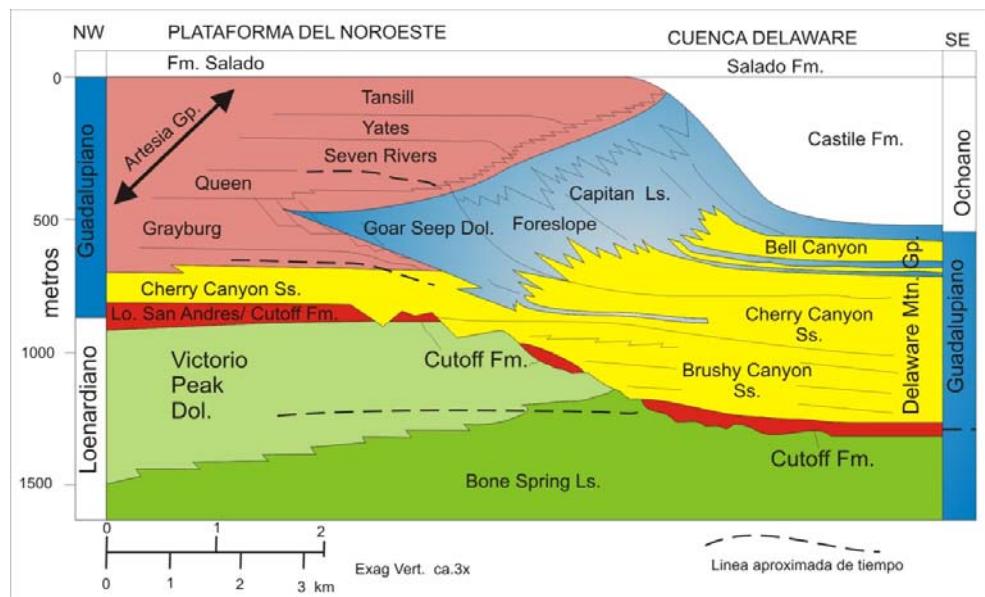


Figura 3.16 Corte esquemático de las rocas pérmicas en el oeste de Texas y la frontera con México
Tomado de Scholle (nd.)



Figura 3.17 Formación Castile, Cuenca Delaware Texas (Tucker, 2006).

Algunos autores como Vachart y otros (2004), relacionan paleogeográficamente las cuencas Delaware, Midland, Marfa, Orogrande y New México, y las cuencas de Oklahoma y Colorado tales como Holbrook, Pedregosa, Paradox, Bird Spring, Elvy, Oquirrh, Sweetwater y Central Colorado trough, que podrían pertenecer al mismo mar, con una serie de terrenos o microplacas flotando entre Laurentia y Gondwana como se muestra en la figura 3.18. Sin embargo Pindell y Dewey (1982) y Miall y Blakey (2008), las separan por la cadena orogénica de Marathon y Ouachita generando cuencas de antepaís aisladas como se muestran en las figuras 3.19 y 3.20.

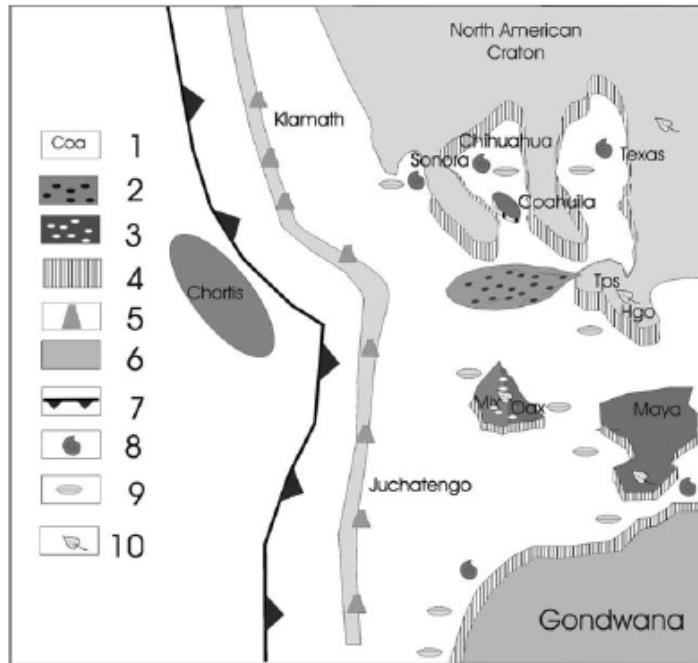


Figura 3.18 Mapa paleogeográfico hipotético del Pérmico temprano. Tomado de Vachard y otros (2004).

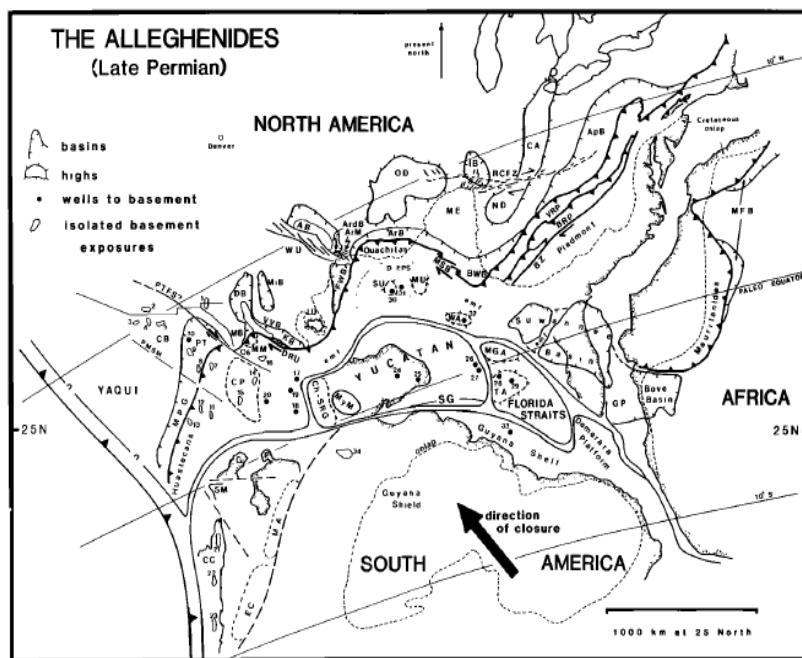


Figura 3.19 Mapa de reconstrucción de Alleghenides en el Pérmico tardío. Tomado de Pindell (1985).

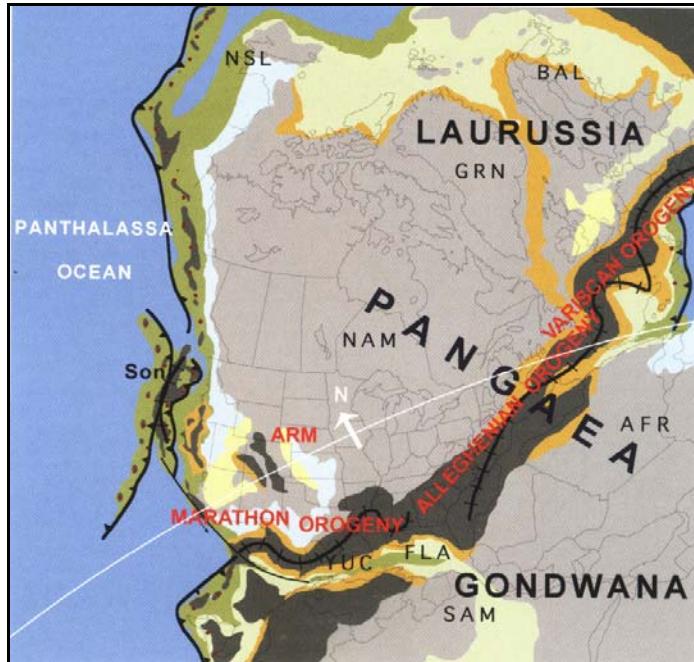


Figura 3.20 Mapa paleogeográfico de Pangea para el Pérmico temprano. Amarillo: representa ambientes marino somero; Anaranjado: arenas y conglomerados continentales; Verde: ambiente de aguas profundas; Azul claro: carbonatos de aguas someras; Verde oliva: arenas y lodoletas de ambientes marino someros; Marrón oscuro: zonas emergidas u orogénicas. Tomado de Miall y Blakey (2008)

Venezuela.

El desarrollo y evolución de las cuencas precámbricas y paleozoicas en Venezuela ha sido tratado por diferentes autores que postulan distintos modelos, tratando de resolver las incertidumbres planteadas con relación a este intervalo del tiempo geológico, entre los cuales destacan Christ (1927), González de Juana (1951), Pierce y otros (1961), Shell y Creole (1964), Arnold (1966), Shagan (1972), Fierro (1977), Benedetto y Ramírez (1982) y Benedetto (1982) (Figura 3.21). Sin embargo estos modelos no revelan soluciones coherentes para la sedimentación, ni plantean análisis

de facies precisos, aunque presentan muy buenas descripciones e ideas en el contexto regional.

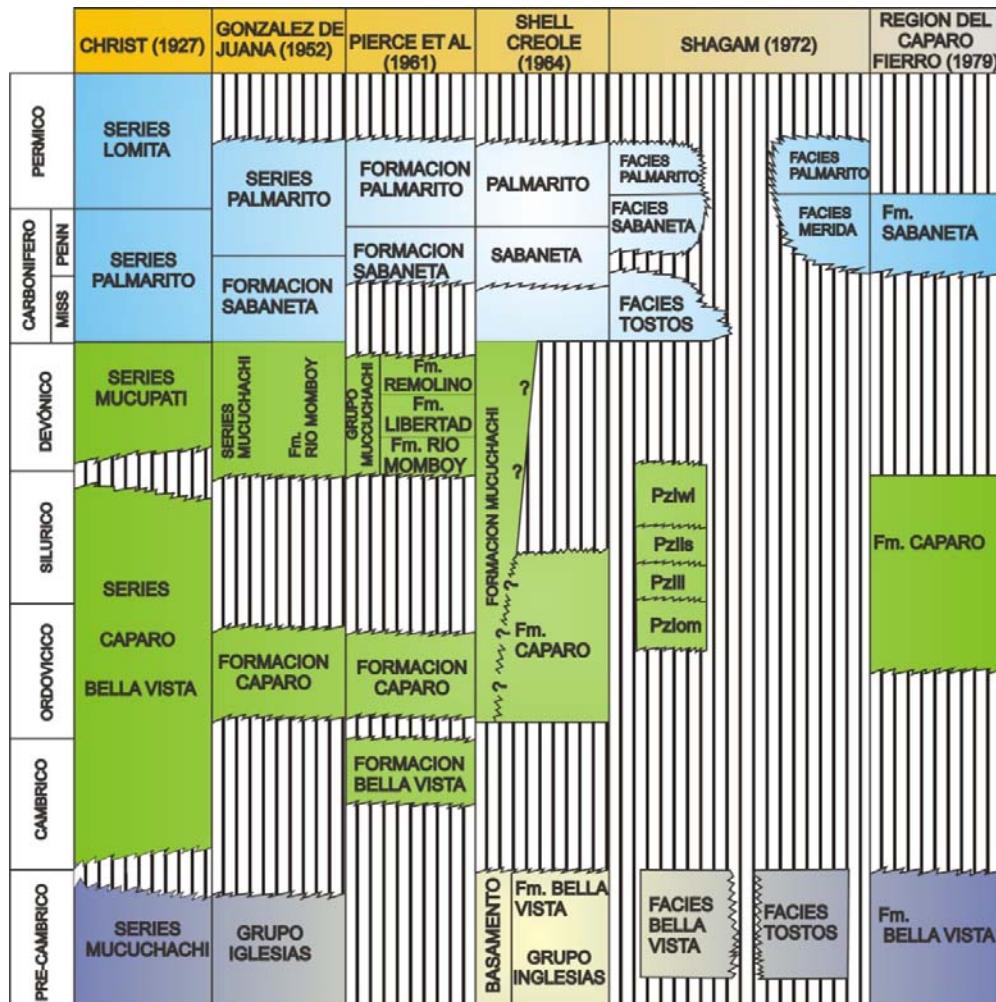


Figura 3.21 Cuadro de correlación donde se comparan las interpretaciones de distintos autores para el Paleozoico en los Andes. Modificado de Fierro (1979).

La evolución tectonoestratigráfica se inició a finales del Precámbrico y comienzos del Fanerozoico donde se presentó una fase distensiva en el borde del Cratón de Guayana que originó fallas del tipo normal, asociada a la dispersión de Rodinia, como

consecuencia se forman algunos grábenes y bloques fallados que generaron un espacio de acomodación que posteriormente fue rellenado por sedimentos inmaduros continentales del tipo arcónico que conforman hoy la Formación Hato Viejo (Pimentel y otros, 1992). Esta unidad consiste de areniscas gruesas y finas cuarzo-arcónicas, en parte conglomeráticas, con clastos subredondeados, de color gris a rosado, duras, macizas, altamente micáceas y piríticas, con niveles cuarcíticos (Benedetto y Ramírez, 1982; Pimentel, y otros, *op.cit.*; Yáñez, 2003), sedimentada en ambientes continentales, probablemente fluviales, que representa ese primer ciclo sedimentación.

Durante el Cámbrico tardío se produce una transgresión que da como resultado la acumulación de sedimentos en aguas someras representados por los depósitos de llanura de marea de la Formación Carrizal, en la cuenca Oriental de Venezuela.

La Formación Carrizal está caracterizada por limolitas, lodolitas y arcillitas irregularmente ínterestratificadas, de color gris verdoso y gris oscuro (Benedetto y Ramírez, 1982). El espesor de la secuencia y la ciclicidad en el ambiente sedimentario indican un equilibrio entre la fuente de aporte del Cratón de Guayana y una tasa de subsidencia que produce un patrón de apilamiento acreacional para esta unidad. Las evidencias palinológicas condujeron a Benedetto y Ramírez (*op.cit.*), a considerar esta secuencia como Devónico-Mississipiense, sin embargo estudios de acritarcos encontrados en niveles lutíticos fueron útiles para datar la Formación Carrizal como Cámbrico Temprano (Di Giacomo, 1985 en Ministerio de Energía y Minas, Dirección General sectorial de Servgeomin, 1997), confiriéndole una edad Precámbrico tardío a Cámbrico temprano a la Formación Hato Viejo, estas dos unidades están restringidas al subsuelo de la cuenca Oriental de Venezuela en las áreas de Zuata y Machete, hoy día denominadas Junín y Boyacá respectivamente, no encontrándose rocas de esa edad en otras regiones del país.

Hacia el noroeste del Cratón de Guayana, específicamente en la región de El Baúl, estado Cojedes, se encuentra el Grupo El Barbasco conformado por las formaciones Míreles, Cerrajón y Cañaote. La Formación Míreles está compuesta por niveles de filitas carbonosas, metalimolitas y filitas negras basales donde se encontraron trilobites deformados asignados a la especie *Parabolina argentina* del Tremadocianense temprano. Estas filitas representan facies marinas de plataforma, indicando un cambio de facies en esa dirección, en consecuencia una profundización de la cuenca a medida que nos alejamos del cratón. Esta unidad grada hacia arriba a la Formación Cerrajón caracterizada por cuarcitas micáceas y esquistos cloríticos; la parte más joven de este grupo es la Formación Cañaote constituida por cuarcitas micáceas, metareniscas arcósicas y lentes metaconglomeráticos (Pimentel y otros, 1992, Benedetto y Ramírez, 1982).

La presencia de rocas similares en el subsuelo de los llanos de Barinas y los llanos Orientales de Colombia permite suponer que estas unidades paleozoicas se extienden en forma continua hacia el suroeste hasta los afloramientos ubicados en el Macizo de La Macarena en Colombia, argumento importante para las consideraciones que se hacen de toda la supersecuencia del Paleozoico en el norte de Suramérica según Viscarret, (2002); Laya y Pérez, (2002).

En el flanco sur andino, específicamente en la cercanías de Santa Bárbara de Barinas, aflora un basamento precámbrico representado por la Asociación Bella Vista compuesta por esquistos sericíticos grises y verdes, pizarras y filitas oscuras que localmente están intrusionadas por una serie de granitos, siendo el granito del Tapo el elemento que se utilizó para conferirle la edad, que se propuso mayor a 660 ± 30 M.a. según el método Rb/Sr (Burkley, 1976). Las relaciones estratigráficas de esta asociación no están bien establecidas debido a las complicaciones tectónicas de la unidad. El contacto inferior no se ha observado aunque se infiere discordante sobre el Complejo Iglesias según Benedetto y Ramírez, (1982).

Suprayacente a esta asociación y en contacto de falla se encuentra la Formación Caparo, esta unidad litológicamente es muy heterogénea, compuesta esencialmente por areniscas micáceas de grano fino, limolitas y lutitas que incluyen horizontes carbonáticos y algunos niveles con graptolites (Laya y Pérez, 2002; Laya y otros, (2008). Según Benedetto y Ramírez (1982) y Pimentel y otros (1992). Esta formación está compuesta por una secuencia de lutitas gris verdosas, limolitas y areniscas finas bandeadas con abundante material carbonoso. Al tope de estas areniscas existen unos niveles de limolitas calcáreas grises y calizas arcillosas ricas en braquiópodos y trilobites. Además se observan graptolites tales como *Dicranograptus caparoensis* y *Dicranograptus nicholsoni*. Los braquiópodos *Bicuspsina sp* y *Dalmanellidos*; y los trilobites *Flexicalimene sp.*, *Trinucleidos* y *Llaénidos asafidos* indican una edad Caradocianense (Laya y otros, 2008).

Laya y Pérez (2002) y Laya y otros (2008) reportan espesores de 2700 m, sus relaciones con las demás formaciones son de carácter tectónico debido a la complejidad estructural del área, caracterizada por corrimientos imbricados que involucran a la Asociación Bella Vista y al Cretácico que aflora en la zona. Además proponen una sola unidad litoestratigráfica denominada Formación Caparo, en sustitución de las formaciones Caparo y El Horno, eliminando el carácter formal de la Formación El Horno.

La ausencia de la sedimentación devónica en Los Andes es el resultado de una fase orogénica intensa a finales del Silúrico e inicios del Devónico, estando esta fase acompañada por la intrusión de cuerpos graníticos (Granito de Curito y Pedraza con edades por el método U/Pb de 390 ± 30 M.a. y el granito de Cerro Azul con una edad por el método K/Ar de 400 ± 7 M.a. y 393 ± 1 M.a.) emplazados en la secuencia Ordovícico-Silúrico y en la Asociación Cerro Azul Benedetto y Ramírez, (1982).

En la Sierra de Perijá las rocas más antiguas están representadas por la Formación Perijá compuesta por metacuarcitas y metarcosas, estando el conjunto cortado por diques de cuarzo, aplitas y algunas diabasas, esta unidad está metamorfizada regionalmente en la facies de esquistos verdes. Su base no ha sido observada y su tope está cubierto con fuerte angularidad por la secuencia devónica. Algunos autores le confieren una edad Cámbrico-Ordovícico a esta unidad en base a correlaciones con el Granito de Quetame y Serie Silgará de Colombia (Cediel, 1976 en Benedetto y Sánchez, 1979).

El periodo Devónico se caracteriza por la presencia del Grupo Río Cachirí constituido por las formaciones Caño Grande, Caño del Oeste y Campo Chico. La secuencia representa un ciclo transgresivo-regresivo y se compone de un conglomerado basal, areniscas cuarzosas, lutitas negras interestratificadas con calizas fosilíferas (Formación Caño Grande). La Formación Caño del Oeste es una secuencia alternante de grauwacas, areniscas micáceas y lutitas fosilíferas con estructuras de deslizamiento, y finalmente la Formación Campo Chico conformada por lutitas fosilíferas con abundancia de plantas y bancos gruesos de areniscas arcósicas (Benedetto y Ramírez, 1982).

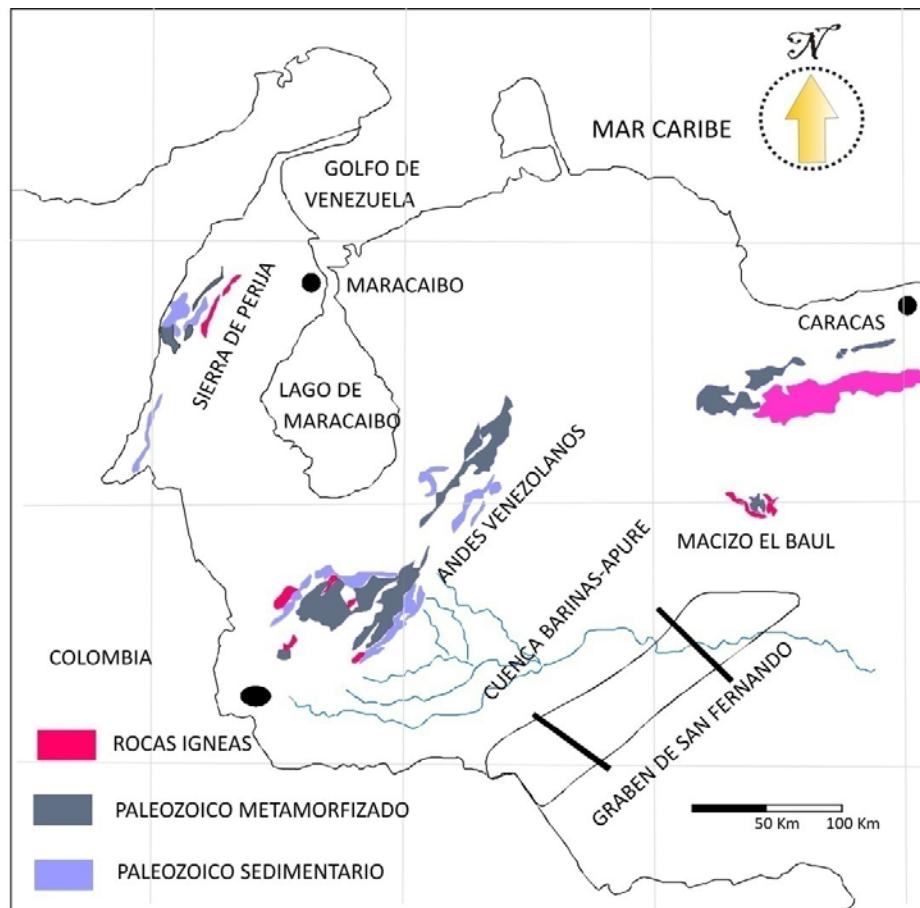


Figura 3.22 Mapa esquemático del occidente de Venezuela, donde se muestra la ubicación de los afloramientos de Paleozoico en Venezuela. En base a Pimentel de Bellizia (1992)

Al inicio del Carbonífero se sedimenta la Asociación Mucuchachí, una unidad metasedimentaria con metamorfismo de bajo grado. Su espesor es difícil de estimar por los fuertes plegamientos, Shagam (1968) reportó un espesor de 3000 metros, mientras que Arnold (1966) indicó un espesor de 5000 m. Esta asociación está caracterizada por pizarras intercaladas con areniscas pobemente escogidas, calizas pobemente estratificadas, capas conglomeráticas, rocas silíceas con aspecto de chert, el contacto abrupto entre las capas de areniscas y las pizarras permite interpretar a esta formación como depósitos turbidíticos según Benedetto y Sánchez, (1979). En la región sur de Los Andes se encuentran dentro de la secuencia una intercalación de

lavas indicando actividad volcánica explosiva en la zona durante el Carbonífero (García, 1972).

Bellizia (1992) propuso un esquema geodinámico de la evolución de Los Andes venezolanos, donde agrupa cuatro unidades tectono-estratigráficas mayores: 1) Un núcleo ígneo-metamórfico de edad Precámbrico-Pensilvaniense, 2) Una sección sedimentaria fosilífera Ordovícico-Silúrico compuesta por las formaciones Caparo y El Hornero, además de su basamento ígneo-metamórfico representado por la Asociación Bella Vista, esto llamado Bloque Caparo, 3) La secuencia sedimentaria del Pensilvaniense tardío al Pérmico denominada Supraterreno compuesta por las formaciones Sabaneta y Palmarito. Y para finalizar, 4) Una cobertura sedimentaria mesozoica y cenozoica. Según este modelo se divide el orógeno andino en dos provincias geológicas diferentes: Terreno Mérida y el Bloque Caparo (Figura 3.23). Posteriormente Bellizia y Pimentel (1994) consideran el terreno Chibcha que estaría compuesto por las rocas de la Sierra de Perijá y la Cordillera Oriental de Colombia y el Macizo de Santander como parte de su modelo y se enfocan en dar explicación a la génesis de la Cordillera de Los Andes de Venezuela.

El Terreno Mérida corresponde a un gran núcleo antiguo ígneo-metamórfico del Precámbrico-Paleozoico (Complejo Iglesias y la Asociación Tostos, Mucuchachí, El Águila, Cerro Azul, Los Torres, Río Momboy) que fue estructurado y metamorfizado durante la orogénesis Eoherciniana del Pensilvaniense Tardío (Figura 3.23). La posición original de este bloque se podría ubicar en Los Apalaches o en uno de los cinturones orogénicos hercinianos de Europa o África Gondwana, aunque Bellizia (1992) considera que es parte del Bloque Maya o Yucatán. Sin embargo, García (1972) propone las asociaciones Rio Momboy y El Águila como parte del mismo evento de sedimentación del Paleozoico superior que posteriormente fueron metamorfizadas y no como un núcleo antiguo. El argumento de García (1972) se hace válido soportado en la relaciones de litofacies de estas unidades con la Formación Palmarito, las cuales pueden ser correlacionadas entre sí (Figura 3.24).

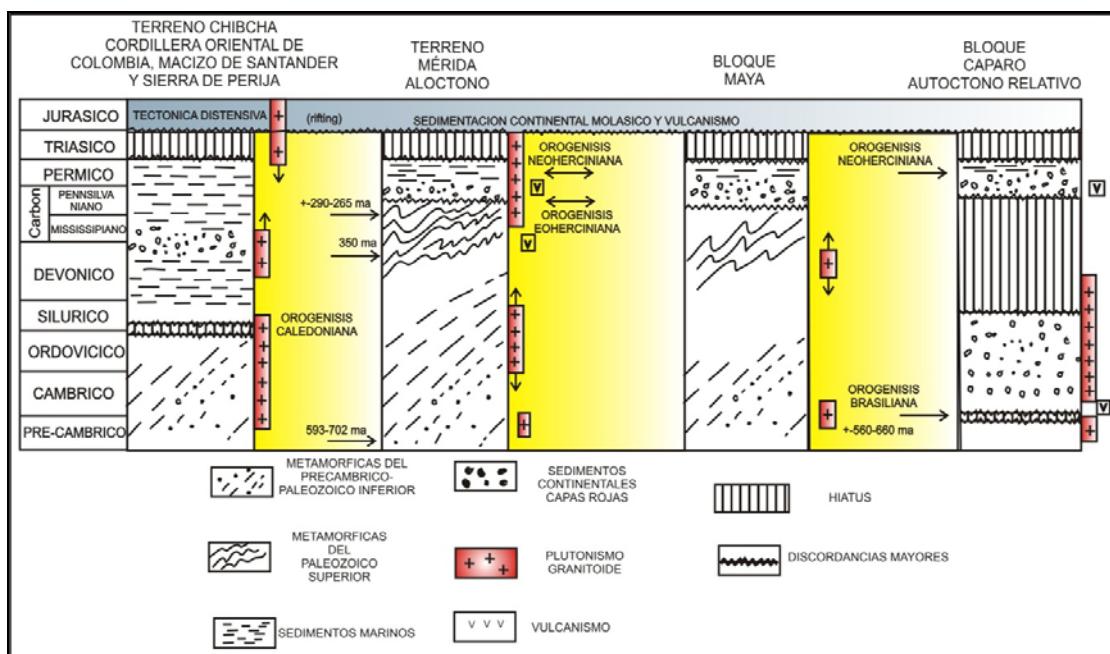


Figura 3.23 Terreno Mérida y Bloque Caparo Tomado de Bellizia y Pimentel (1994).

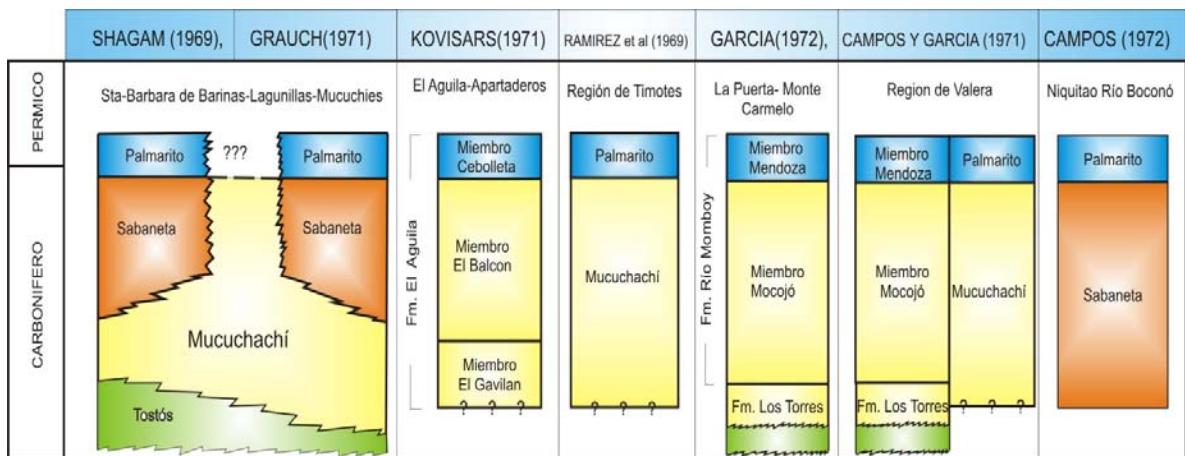


Figura 3.24 Cuadro de correlación de las rocas del Paleozoico superior en Los Andes centrales de Venezuela. Tomada de García (1972).

Cabe destacar que según Arnold (1966), la Asociación Mucuchachi está probablemente relacionada con la creación de una cuenca denominada con el mismo

nombre, que Benedetto (1982) la asocia al margen sur de Laurentia para el Mississipiense, limitada al norte por las zonas emergidas producto de la orogénesis Taconiana y Acadiana (Miall y Blakey, 2008).

El Bloque Caparo está constituido por un basamento precámbrico metamorfizado representado por la Asociación Bella Vista, cubierto discordantemente por la secuencia conformada por las formaciones Caparo y El Horno. Este bloque representa una cobertura autóctona situada al borde norte del Cratón de Guayana, el cual fue estructurado y metamorfizado durante el Precámbrico, ciclo Brasiliano (Bellizia, 1992). El contacto superior con la Formación Sabaneta involucra una pequeña discordancia angular.

La cobertura del Paleozoico superior denominada por Bellizia (1992) como supraterreno, está compuesta por dos formaciones llamadas Sabaneta y Palmarito. Odreman y Wagner (1979) incluyen a la Formación Carache en esta secuencia que se caracteriza de base a tope por potentes paquetes de areniscas y conglomerados fluviales (Aricagua, sur de Mérida); que gradan a delgadas lutitas y limolitas, las cuales se hacen más espesas hacia al norte (pueblo Boconó, Portuguesa), que corresponden a la Formación Sabaneta de edad Carbonífero, seguido de espesos estratos de limolitas y lutitas con intercalación de paquetes arenosos de grano fino a medio y presencia de plantas sin identificar, de edad Carbonífero tardío-Pérmino temprano que puede corresponder a la Formación Carache en la zona de Carache como equivalente lateral. Esta secuencia clástica presenta dos niveles, en la base más arenosa y en el tope arcilloso, similar a los miembros descritos para la Formación Sabaneta por Arnold (1966) (Figura 3.25). Por otra parte las facies pérmicas representadas por la Formación Palmarito se componen de potentes calizas, en donde resaltan los tipos *mudstone*, *packstone*, *wackestone*, *rudstone*, dolomitas, además de limolitas, lutitas y margas de origen marino muy fosilíferas. Las mismas se interdigitán al norte (zona del norte del estado Trujillo) con facies arenosas y

limolíticas de colores grises, ricas en plantas, identificándose *Annularia cf. A. stellata*, *Lobatopteris vestita* y *Neuropteris ovata* Hoffmann.

En el flanco surandino (sur del estado Mérida) las facies del Carbonífero superior (Pensilvaniense) de la Formación Sabaneta, representan ambientes fluviales de ríos entrelazados, con gravas y arenas blanquecinas en la base, acumuladas en canales y llanuras de inundación, con algunos flujos de detritos; las mismas gradan al tope a arenas finas micáceas rojo violeta, las cuales están altamente oxidadas por exposición y fuerte intemperismo (Arnold, 1966). Luego se observa un contacto erosivo con rocas calcáreas arenosas gris claro, de ambientes de llanuras de mareas, que gradan a lutitas calcáreas oscuras de rampa profunda, para culminar el ciclo con calizas de plataforma somera de aguas claras, enriquecidas en briozarios (*Fenestella sp.*), bivalvos, equinodermos, foraminíferos (*Endotira sp.*, *Fusilina sp.*), braquiópodos (*Derviya sp.*, *Estauromata sp.* y *Neospirifer sp.*) y corales llamada Formación Palmarito. Todo este desarrollo de la Formación Palmarito ocurre entre finales del Pensilvaniense y el Pérmico (Cisuralianense-Guadalupianense)

En el flanco norandino se desarrolla el mismo comportamiento, con facies fluviales de menor espesor, que gradan más al norte a arenas, limos y arcillas, ricas en plantas, de ambientes de estuarios y próximos costeros clásticos de la Formación Carache, los cuales marcan la transición Carbonífero – Pérmico. Hacia el tope y lateralmente esta unidad se interdigita con facies marinas someras carbonáticas de la Formación Palmarito.

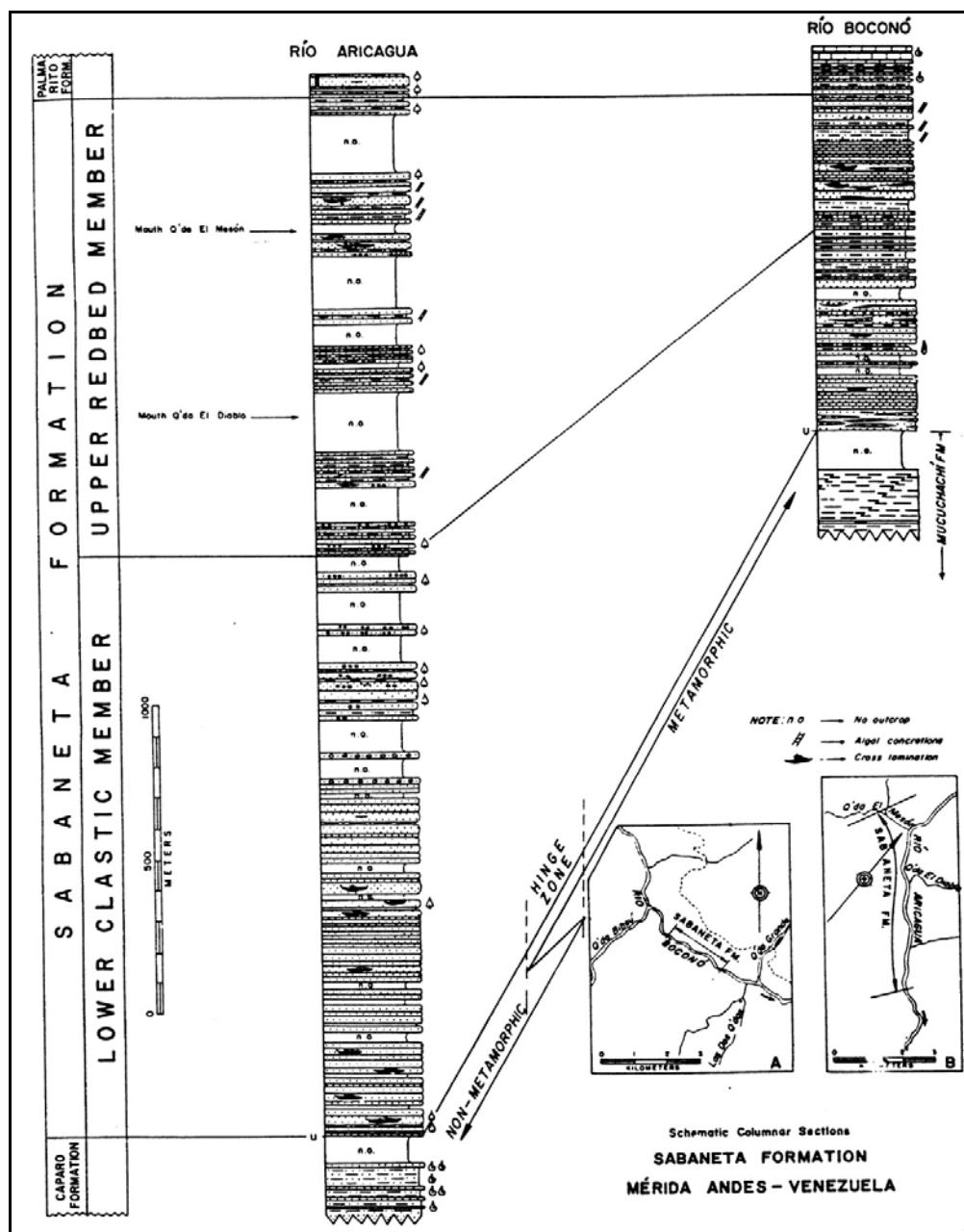


Figura 3.25 Columnas esquemáticas de la Formación Sabaneta, río Aricagua y río Boconó.

Tomado de Arnold (1966)

La Formación Palmarito está caracterizada por ciclos marinos de profundización y somerización en el tope, esta unidad cubre todo el occidente de Venezuela y se extiende hacia la zona nororiental de Colombia (Figura 3.26).

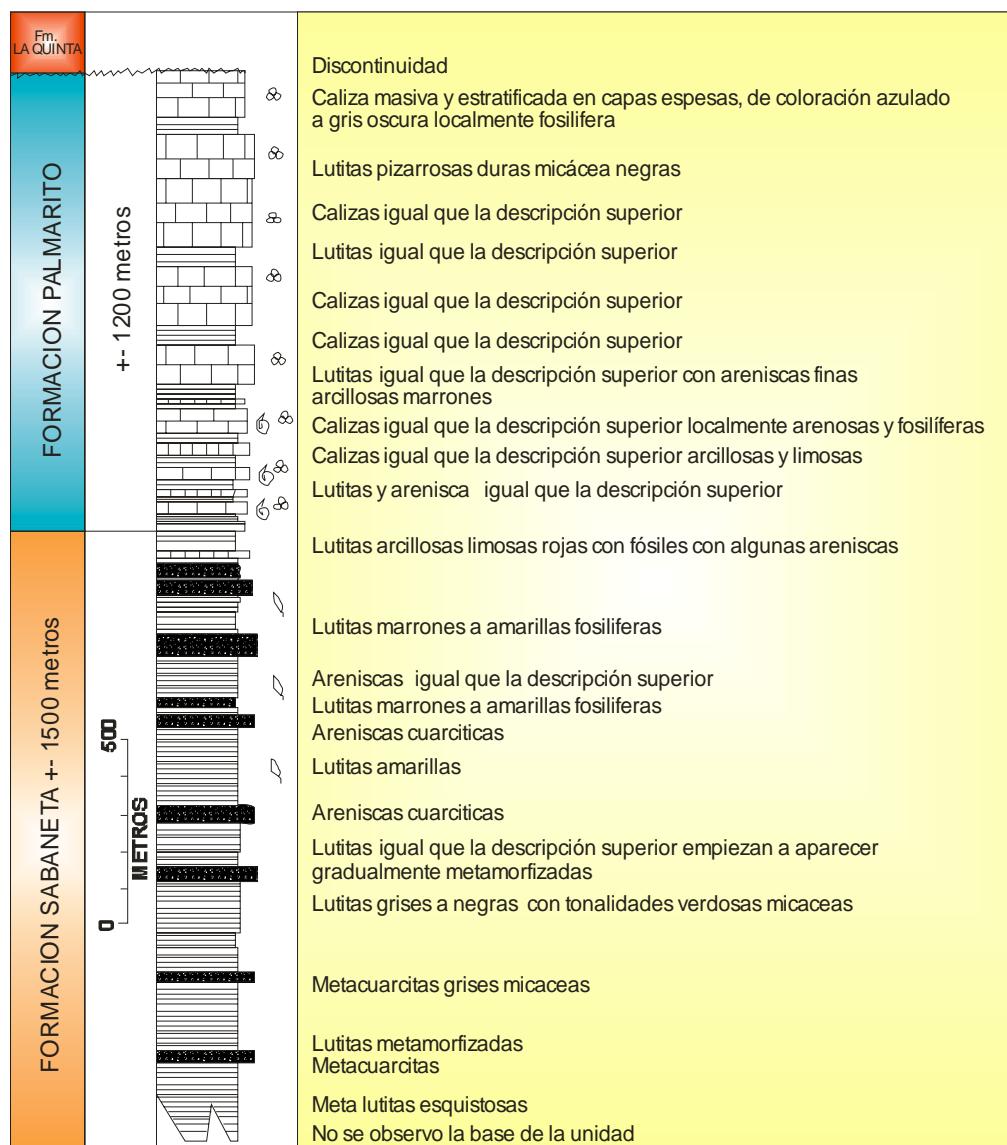


Figura 3.26 Columna estratigráfica de las formaciones Sabaneta y Palmarito en el área de Carache modificado de Pierce y otros (1961).

El análisis anterior define para el Carbonífero secuencias fluviales de ríos entrelazados con amplia extensión de norte a sur de Los Andes, gradando lateralmente al noroeste a facies de ambientes costeros de estuarios y llanura de mareas. La transición Carbonífero (Pensilvaniense) – Pérmico (Cisuralianense) en el sur de Mérida muestra una clara interrupción, mientras que al norte de Los Andes se observa una transición continua de ambientes fluviales a marinos; estos últimos se desarrollan ampliamente en ambientes carbonáticos del Pérmico temprano a medio (Viscarret, 2002; Laya y Reyes, 2004; Viscarret y Laya, 2007) (Figura 3.26).

Se puede observar que para el Carbonífero-Pérmico fue frecuente la acumulación de depósitos carbonáticos como se presenta desde Estados Unidos, Centroamérica hasta Bolivia, Perú, Ecuador y Brasil, fenómeno que ni para el sur de Suramérica ni para el norte de Norteamérica ocurren, en estas zonas predominan secuencias mas clásticas influenciadas por las glaciaciones de Gondwana al sur y Laurentia al norte, dada su ubicación en latitudes altas, con variaciones del nivel del mar muy marcadas por esos efectos glaciales (*Icehouse*). Aunque los escenarios planteados por Limarino y Spalletti (2006) para la paleogeografía del sur de Suramérica y lo que muestra para Norteamérica Miall y Blakey (2008), en parte coinciden cronológicamente con algunas secuencias en el norte de Suramérica especialmente en Venezuela, es importante señalar que representan una historia compleja debido al carácter transitorio de la zona donde la influencia de Laurentia y Gondwana pierde claridad, pero definitivamente son evidencias de un Proto-Caribe.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS DE FACIES

La secuencia sedimentaria estudiada de la Formación Palmarito en el flanco surandino se puede subdividir en 9 intervalos mayores con características sedimentológicas particulares, las cuales se describen a continuación en orden estratigráfico ascendente:

Sucesión A: se ubica desde la base de la sección que se encuentra en contacto con la Formación Sabaneta hasta los 43,5 m. Se caracteriza por una sucesión cíclica de limolitas, areniscas y lodoletas calcáreas (*mudstone-wackestone*) con espesores de 2-3 m, además de algunas calizas nodulares conchíferas tipo *grainstone* y *rudstone* con presencia de intraclastos. En cuanto a las estructuras sedimentarias se identificaron grietas de desecación, bioturbaciones, rizaduras, laminación flaser y lenticular. Las facies individualmente varían en espesor entre 0,15 hasta 1,5m. Este intervalo tiene 43,5 m de espesor.

Sucesión B: se ubica entre 43,5 y 114,5 m desde la base de la formación, está compuesta por las facies de calizas laminadas y nodulares, identificándose *mudstone-wackestone* además de *grainstone* y *rudstone* en algunas capas de color gris azulado, con espesores promedio de 2 m. Todo el intervalo tiene un espesor total de 71 m.

Sucesión C (114,5-127,5 m): caracterizada por facies de heterolitas que presentan laminaciones paralelas y onduladas con ausencia casi absoluta de fósiles, en aunque

algunas ocasiones se observaron restos de plantas. Los espesores de las capas son variables entre 0,02 a 0,4 m Todo el intervalo tiene un espesor total de 13 m.

Sucesión D (127,5-187,5 m): este intervalo está formado por calizas laminadas y nodulares de tipo *mudstone* y *wackestone*, con espesores entre 0,5 a 4 m y 0,2 a 0,5 m respectivamente. Estas están compuestas de lodo carbonático y fósiles en donde se destacan braquiópodos, briozoos, bivalvos, foraminíferos, gasterópodos y radiolarios. Todo el intervalo tiene un espesor total de 60 m.

Sucesión E (187,5-204 m): predominan capas potentes (1 a 4 m de espesor promedio) de calizas masivas con diferentes texturas que comprenden *mudstone*, *wackestone* *packstone*, *grainstone* y *rudstone*, con abundantes fósiles entre los que destacan crinoideos, fusulinas, corales y braquiópodos, además de la presencia de algunas capas de heterolitas de 4 m aproximadamente. Esta sucesión presenta arreglos cíclicos y variaciones importantes de espesor alternantes entre adelgazamiento y engrosamiento hacia el tope, que van desde 0,2 a 6 m. Todo el intervalo tiene un espesor total de 16,5 m.

Sucesión F (204-264,8 m): presenta potentes capas de calizas masivas (2 a 4 m de espesor promedio) algunas veces con soporte de lodo como *mudstone* y *wackestone*, pero también aparecen algunos *grainstones* y *rudstones* de color gris oscuro azulado. Los fósiles más comunes son equinodermos, briozoos, algas y de espículas de esponjas. Todo el intervalo tiene un espesor total de 60,8 m.

Sucesión G (264,8-299,5 m): Esta sucesión se encuentra conformada por calizas masivas con espesores entre 6 y 0,2 metros. Estas están conformadas por lodo carbonático y bioclastos de briozoos en su mayoría, también son abundantes los crinoideos, algas y espículas de esponjas. Todo el intervalo tiene un espesor total de 34,7 m.

Sucesión H (299,5 -317 m): se repite la litología descrita para la sucesión F. Todo el intervalo tiene un espesor total de 17,5 m.

Para finalizar la Sucesión I (317-414 m) está caracterizada por calizas bioturbadas y masivas, de 0,50 a 3 m de espesor, con capas de dolomitas cristalinas de 1 a 4 m de espesor. Hacia el tope, se observan calizas negras laminadas alternadas con heterolitas de unos 0,4 m de espesor que están en contacto discordante con las areniscas rojas de la Formación La Quinta para cerrar la sucesión. Todo el intervalo tiene un espesor total de 97 m.

En las figuras 4.19-4.36 se observa la columna estratigráfica de la Formación Palmarito y las sucesiones identificadas en este trabajo.

El estudio sedimentológico se realizó en dos niveles, a un nivel macroscópico que permitió la definición de facies y generación de un código de facies donde la primera letra en mayúscula representa la litología típica y la segunda letra en minúscula la estructura sedimentaria predominante, por ejemplo, *Cn* correspondería a la facies de Caliza nodular. A nivel microscópico se definieron microfacies, a estas últimas se les asignó el nombre de Palmarito Micro-Facies (PMF) y un número entre 1-15, para definir el orden se uso como modelo las facies de Flügel (2004) en donde la numeración comienza en las facies interpretadas como más profundas y progresivamente asciende hacia las facies mas someras. El procedimiento que se siguió en cada caso aparece descrito en el capítulo de Metodología.

Facies definidas a nivel macroscópico.

Facies *Cn*

Caliza nodular: se compone de *mudstone* y *wackestone*, en su mayoría de colores grises azulados claros a oscuros, con superficies de estratificación irregulares, y con poca continuidad lateral. La característica más resaltante es la geometría nodular de las capas, donde la parte más espesa puede llegar a medir unos 0,3 a 0,4 m y la parte más delgada puede llegar a 0 m acuñándose lateralmente, tal como se observa en la Figura 4.1. Esta facies se pueden encontrar a lo largo de toda la sección pero más comúnmente en los intervalos B y D.



Figura 4.1 A) Caliza nodular correspondiente a la sucesión D, las flechas blancas muestran los detalles de las superficies de estratificación irregulares y la geometría de estas facies. B) Caliza nodular correspondiente a la sucesión A, la flecha blanca muestra la poca continuidad lateral mostrándose como concreciones aisladas

Facies *Cl*

Caliza laminada: Se muestra conformada por capas de espesores variables desde 0,02 hasta 0,8 m, muy laminadas, normalmente compuestas por *mudstone* y *wackestone*, en ocasiones *floatstone*, de color gris claro algunas veces más oscuras a negras. Presentan diferentes superficies de estratificación, tanto planas como irregulares, aunque algunas veces se observa gradación a otras facies. Es común en toda la sección especialmente entre las sucesiones A y D (Figura 4.2).

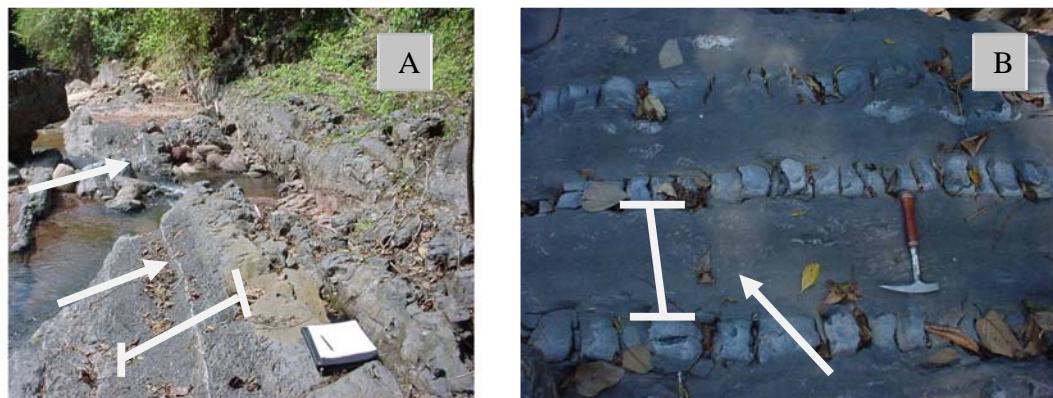


Figura 4.2 A) Caliza laminada correspondiente a la sucesión D, las flechas blancas muestran las laminaciones y la geometría de esta facies. B) Caliza laminada correspondiente a la sucesión D, la flecha blanca muestra la geometría de esta facies.

Facies *Cm*

Caliza masiva: se presenta como capas entre 0,4 a 7 m de espesor de calizas tipo *wackestone*, algunas veces se observan *packestone* y *grainstones*, con colores gris azulado claro a oscuro. Las superficies de estratificación son en su mayoría planas, sin embargo, algunas veces se observa gradación a otras facies (Figura 4.3).

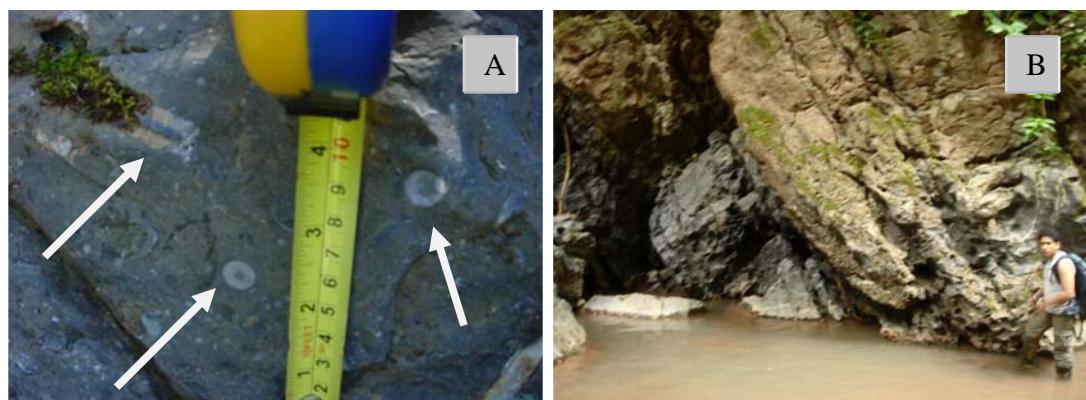


Figura 4.3 A) Caliza masiva correspondiente a la sucesión H, las flechas blancas muestran los detalles de los bioclastos de crinoideos típicos. B) Caliza masiva correspondiente a la sucesión G, la fotografía muestra la pobre estratificación.

Facies Dc

Dolomitas cristalina: está conformada por calizas cristalinas masivas compuestas principalmente por dolomita, con espesores entre 0,2 y 4 m, de colores blancos parduscos a grises. Las superficies de estratificación son irregulares. Aparece solo en la sucesión I (Figura 4.4).



Figura 4.4 A) Dolomitas cristalinas correspondiente a la sucesión I, las flechas blancas muestran la geometría irregular de las capas. B) Dolomitas cristalinas correspondiente a la sucesión I, la imagen muestra la pobre estratificación y coloración parda blancuzca.

Facies C

Calcretas: esta facies está conformada por calizas lodosas compuestas principalmente por lodo carbonático de tipo *mudstone*, que muestran algunas bioturbaciones además de grietas de desecación y superficies de exposición. Los espesores varían entre 0,05 y 0,2 m. Aparece solo en la sucesión A (Figuras 4.5A, 4.5B).

Facies Cb

Caliza lodoso con bioturbaciones: esta facies está conformada por calizas lodosas compuestas principalmente por lodo carbonático de tipo *mudstone*, que muestran una intensa bioturbación de *Thalassinoides* generalmente de pared silicificada. Estas huellas orgánicas destruyen totalmente el ordenamiento interno de estas capas. Los

espesores varían entre 0,5 y 4 m. Aparece solo en la sucesión I (Figuras 4.5C y 4.5D).



Figura 4.5 A) Superficies de exposición. B) Vista general de las capas que corresponden a Calcretas con superficies de estratificación irregulares correspondiente a la sucesión A. C) Calizas lodosas con bioturbaciones correspondientes a la sucesión I, la flecha blanca muestra los detalles del icnogénero *Thalassinoides* que se presenta como un entramado tridimensional de pared silicificada. D) Vista general de las capas de calizas lodosas con bioturbaciones correspondiente a la sucesión I.

Facies Am

Areniscas Masivas: se presenta como areniscas de grano fino a medio, cuarzosas, masivas y algunas veces con estratificación cruzada plana. Presentan colores marrones pardos algunas veces grises. Las superficies de estratificación son irregulares entre las capas de esta misma facies y con las otras facies. Los espesores varían entre 0,3 a 4 m. Aparece solo en la sucesión A (Figura 4.6).

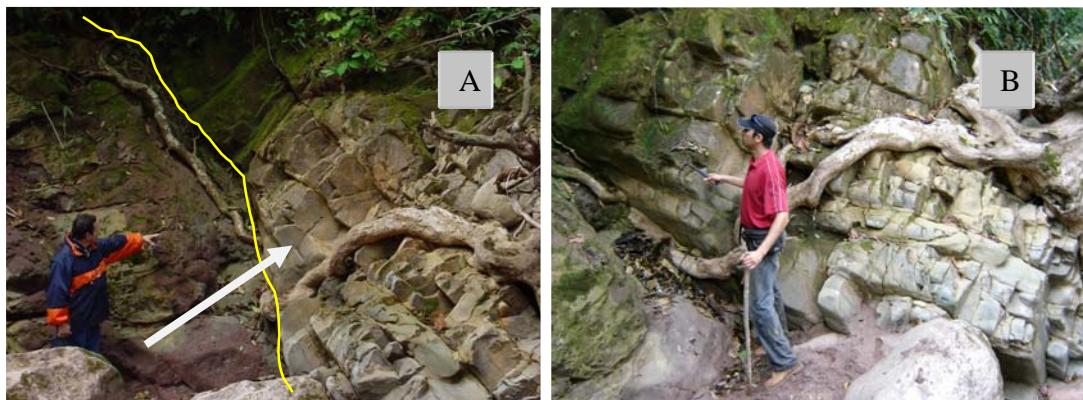


Figura 4.6 A) Areniscas masivas correspondiente a la sucesión A, la flecha blanca muestra los detalles de las areniscas grises, la línea amarilla representa el nivel 0 m en las columnas, o sea, la base de sección. B) Areniscas masivas correspondiente a la sucesión A, vista general de la facies.

Facies H

Heterolitas: está compuesta por areniscas de grano fino y limolitas arcillosas muy laminadas, con laminación flaser y lenticular, algunas veces laminación ondulada y rizaduras. Se muestran de colores gris verdoso, algunas veces marrones, las superficies de estratificación son planas o transicionales en algunos casos. Los espesores varían entre 0,2 a 7 m. Estas heterolitas muchas veces aparecen con dominio de arenas (Ha) y algunas otras con dominio de arcillas (Hf), como se presenta en la figuras 4.7 A y B. Se observaron en las sucesiones A, B, C y E.

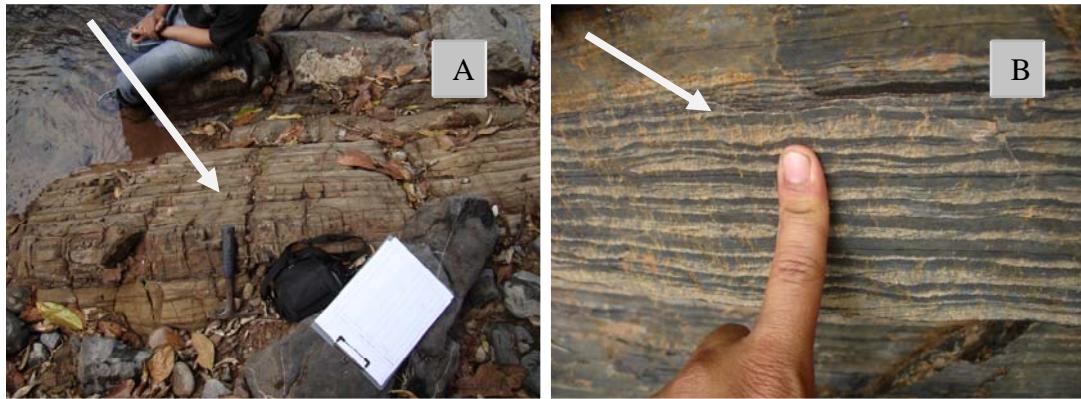


Figura 4.7 Heterolitas correspondientes a la sucesión A, las flechas blancas muestran los detalles de esta facies. A) Heterolita dominada por arena (Ha). B) Heterolita dominada por arcilla (Hf), la fotografía muestra la laminación ondulada y la lenticularidad.

Facies M

Facies de Mezcla: se presenta como rocas de grano muy fino o grano grueso, con estratificación *hummocky* y laminación paralela, compuestas mineralógicamente por una mezcla entre cuarzo tamaño arcilla estas además de arcillas clásticas como caolinita o esmectita y lodo carbonático, estas características se pudieron observar en los análisis de difracción de rayos X realizados por Lugo (2008), en las facies gruesas se observaron fragmentos de crinoideos y braquiópodos. De acuerdo con algunos autores, podrían clasificarse como margas o areniscas calcáreas, pero en este proyecto se utilizó la clasificación de Mount (1985). Presentan colores gris oscuro a negro y superficies de estratificación planas. Los espesores varían entre 1 a 5 m. Es común en toda la sección, especialmente entre la sucesión A hasta la D (Figuras 4.8A y 4.8B).

Facies Ll

Lutitas laminadas: Facies arcillosa muy laminada, de colores negro a gris oscuro. Las superficies de estratificación observadas fueron variadas, entre planas e irregulares, además de contactos transicionales con otras facies. Los espesores varían entre 0,3 a 2 m. Aparece solo en la sucesión A (Figuras 4.8C y 4.8D).

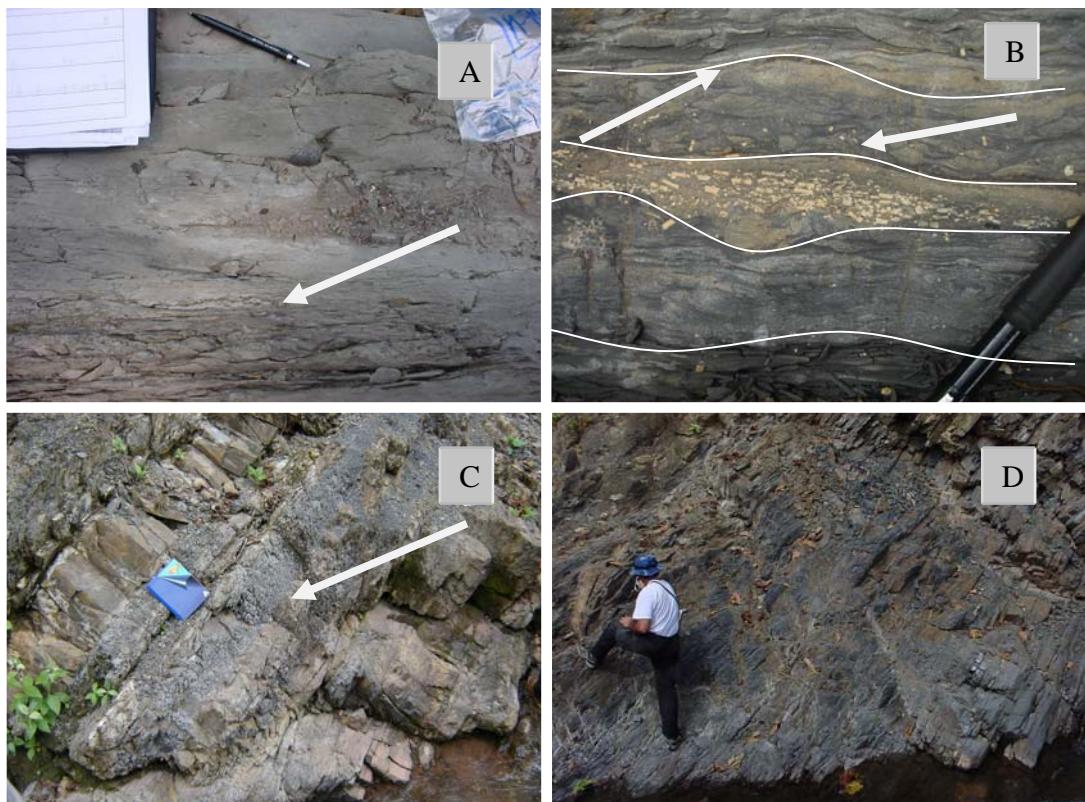


Figura 4.8 A) Facies de mezcla correspondiente a la sucesión A, la flecha blanca muestra detalles de la facies que se presentan algunas veces laminadas como en este caso. B) Facies de mezcla correspondiente a la sucesión B, la fotografía muestra estratificación *hummocky* demarcada con las líneas blancas y señalada con la flecha C) Lutitas laminadas correspondientes a la sucesión A, la flecha blanca indica la facies donde se observa la laminación y la coloración gris. D) Vista general de las Lutitas laminadas correspondientes a la sucesión A.

Tabla 1 Características de las facies a escala macro de la Formación Palmarito en la sección de la quebrada El Palmar

Código de facies	Nombre	Descripción
Cn	Caliza nodular	<i>Mudstone y wackestone</i> , en su mayoría de colores grises azulados claros a oscuros, con superficies de estratificación irregulares, y con poca continuidad lateral. La característica más resaltante es la geometría nodular de las capas, donde la parte más espesa puede llegar a medir unos 0,3 a 0,4 m y la parte más delgada puede llegar a 0 m acuñándose lateralmente
Cl	Caliza laminada	Capas de espesores variables desde 0,02 hasta 0,8 m., muy laminadas, normalmente compuestas por <i>mudstone</i> y <i>wackestone</i> , en ocasiones <i>floatstone</i> , de color gris claro algunas veces más oscuras a negras. Presentan diferentes superficies de estratificación, tanto planas como irregulares aunque algunas veces existe una gradación a otras facies.
Cm	Caliza masiva	Capas entre 0,4 a 7 m. de espesor de calizas tipo <i>wackestone</i> , algunas veces se observan <i>packstone</i> y <i>grainstones</i> , con colores gris azulado claro a oscuro. Las superficies de estratificación son en su mayoría planas, sin embargo, algunas veces se muestran gradación a otras facies
Dc	Dolomitas cristalina	Calizas cristalinas masivas compuestas principalmente por dolomita, con espesores entre 0,2 y 4 m. y de colores blancos parduzcos a grises. Las superficies de estratificación son irregulares
C	Calcretas	Calizas lodosas compuestas principalmente por lodo carbonático de tipo <i>mudstone</i> , que muestran algunas bioturbaciones además de grietas de desecación y superficies de exposición. Los espesores varían entre 0,05 y 0,2 m. Aparece solo en la sucesión A
Cb	Caliza lodoso con bioturbaciones	Calizas lodosas compuestas principalmente por lodo carbonático de tipo <i>mudstone</i> , que muestran una intensa bioturbación de <i>Thalassinoides</i> generalmente de pared silicificada. Estas huellas orgánicas destruyen totalmente el ordenamiento interno de estas capas. Los espesores varían entre 0,5 y 4 m.
Am	Arenisca masiva	Areniscas de grano fino a medio, cuarzosas, masivas y con estratificación cruzada plana. Se presentan colores marrones pardos, algunas veces grises. Las superficies de estratificación son irregulares entre las capas de esta misma facies y con las otras facies. espesores varían entre 0,3 a 4 m.
H	Heterolitas	Areniscas de grano fino a limolitas arcillosas muy laminadas con laminación flaser y lenticular, algunas veces laminación ondulada y rizaduras. Se muestran de colores gris verdoso, algunas veces marrones, las superficies de estratificación son planas o gradacionales en algunos casos. Los espesores varían entre 0,2 a 7 m.
M	Facies de mezcla	Rocas de grano muy fino o grano grueso y con estratificación <i>hummocky</i> ocasionalmente en las capas de tormentas, se observan laminadas, compuestas mineralógicamente por una mezcla entre cuarzo tamaño arcilla además de arcillas clásicas como caolinita o esmectita y lodo carbonático. Las facies gruesas por fragmentos de crinoideos y braquiópodos y cuarzo, para este proyecto se utilizó la clasificación de Mount (1985). Presentan coloraciones gris oscuro a negro, además se observan superficies de estratificación planas.
Ll	Lutitas laminadas	Facies arcillosas, muy laminada, se presenta de colores negro a gris oscuro. Las superficies de estratificación observadas fueron variadas entre planas e irregulares.

Microfacies

Microfacies PMF 1:

Mudstone de espículas de esponjas: se presenta como una facies soportada por lodo carbonático con presencia de espículas de esponjas, las cuales en su mayoría se encuentran alineadas, algunas veces se puede observar chert como mineral autigénico y algunos peloídes dispersos (Figura 4.9A). En general se encuentran dentro de las facies de Calizas masivas (Cm) y son ricas en materia orgánica, con coloraciones muy oscuras de gris a negro. Presenta equivalencia con las facies SMF 1 y RMF 1 de Flügel (2004), quien las asocia a ambientes de muy baja energía (sedimentación pelágica) en la zona de rampa media a profunda (Figura 4.13).

Microfacies PMF 2:

Wackestone-floatstone de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos fósiles: esta facies se encuentra compuesta por espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos fósiles, algunas veces con un tamaño mayor a 2 mm, soportados por lodo carbonático. En ocasiones se identificaron fragmentos de braquiópodos, algas verdes, foraminíferos pequeños tipo *Miliolida* y *Endothyra*, crinoideos y briozoos, estos fragmentos se encuentran fracturados indicando retrabajo. En general se encuentran dentro de las facies de Calizas masivas (Cm). Presentan colores de gris claro a gris oscuro (Figura 4.9B). Se puede correlacionar con la microfacies RMF 9 o SMF 4 -2 de Flügel (2004), quien las ubica en la zona de rampa externa a cuenca profunda, se pueden relacionar con la rampa con quiebre distal de muy bajo ángulo o con zonas colindantes a montículos arrecifales de briozoos con mezcla de sedimentos autóctonos y alóctonos (Figura 4.13)

Microfacies PMF 3:

Wackestone-floatstone de crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos: los componentes principales de esta facies son crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos, además de briozoos, algas, corales solitarios rugosa y espinas de braquiópodos, soportados por lodo carbonático. El tamaño de los granos va desde 100 μ a 1 cm en algunos casos. La coloración es gris oscura a negro (Figura 4.9C). Es común encontrarla dentro de las facies de Calizas masivas (Cm). Esta facies se correlaciona con la facies RMF 9 de Flügel (2004), quien la ubica en la zona de transición entre la rampa media y profunda, debido a la presencia de las espículas de esponjas (Figura 4.13)

Microfacies PMF 4:

Mudstone-wackestone de braquiópodos: está compuesta por micrita recristalizada en un alto porcentaje mayor de 80%, se resalta la presencia de fragmentos fracturados de braquiópodos y algunas veces espinas. Se presenta en las facies de Caliza masiva (Cm) y nodular (Cn) (Figura 4.9D). Se puede correlacionar con la facies SMF23 de Flügel (2004), relacionada con la zona submareal, por debajo del nivel base del oleaje y tormentas, a rampa media o en el área de baja energía de aguas someras en la zona perimareal. Sin embargo pudiera ser afectada por tormentas debido a la presencia de fragmentos de fósiles fracturados. La presencia de matriz recristalizada se interpreta como endurecimiento del fondo marino o *firmground*, pues de tratarse de un proceso de diagénesis de soterramiento profundo se observaría de manera más constante en toda la sección (Figura 4.13).

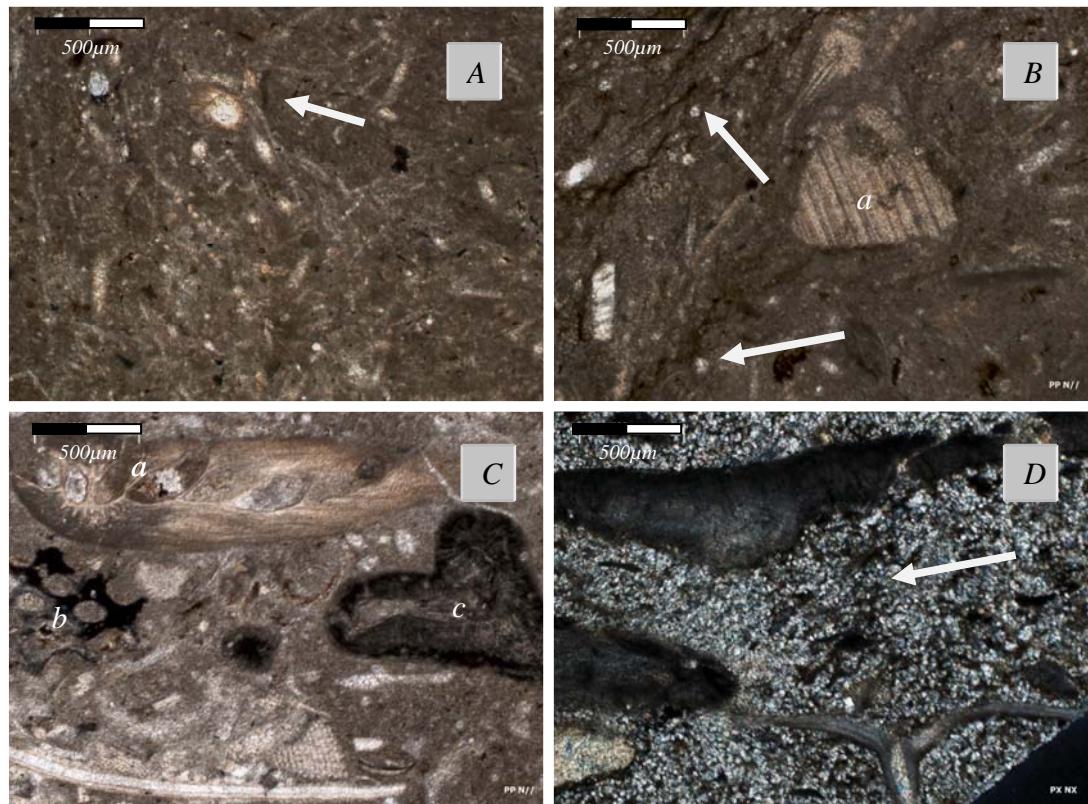


Figura 4.9 A) Microfacies PMF 1, muestra 97 (254 m), la flecha blanca indica la presencia de espículas de esponjas sin un patrón definido en un carbonato con soporte de lodo. NX. B) Microfacies PMF 2, muestra 109 (316): (a) se pueden observar fragmentos de crinoideos y radiolarios señalados por la flecha blanca. N//. C) Microfacies PMF 3, muestra 85 (209 m): (a) fragmento de briozoo fenestrados, (b) y (c) fragmentos de briozoos fenestrados piritizados. N// D) Microfacies PMF 4, muestra 60 (137 m): (a) fragmento de crinoideo, (b) fragmento de braquiópodo. La flecha blanca muestra la matriz recristalizada. NX

Microfacies PMF 5:

Wackestone-floatstone -packstone de briozoos y crinoideos: esta facies se encuentra compuesta por briozoos y crinoideos, algunas veces con tamaños mayores a 2 mm, en ocasiones se observan fragmentos de braquiópodos, algas verdes, foraminíferos pequeños, gasterópodos y trilobites, estos fragmentos se encuentran fracturados indicando retrabajo. Además se encuentra soportada por lodo carbonatado. En general

se encuentra dentro de las facies de Calizas masivas (*Cm*) o Calizas lodosas con bioturbaciones (Figura 4.10A). Presentan colores de gris claro a gris oscuro. Esta facies se puede correlacionar con la facies RMF 7-9 o SMF 12 de Flügel (2004), interpretadas como rampa media. En este caso particular, el retrabajo puede ser interpretado como resultado de re-movilización por el oleaje o tormentas sobre la rampa o en las zonas colindantes a montículos arrecifales de briozoos (Figura 4.13).

Microfacies PMF 6:

Wackestone-mudstone peloidal de ostrácodos: esta facies está compuesta por peloídes como granos no esqueletales además de ostrácodos y bivalvos como granos esqueletales, texturalmente está soportada por lodo. Esta microfacies se observa presente en las facies de calizas masivas (*Cm*), y en ocasiones en las facies de calizas laminadas (*Cl*) o calizas nodulares (*Cn*) (Figura 4.10B). El color varía de gris a negro. Se puede relacionar con la facies SMF 16 y RMF 18 Flügel (2004). Interpretadas como zonas de aguas someras con moderada circulación, normalmente en áreas protegidas (Figura 4.13).

Microfacies PMF 7:

Grainstone de fusulinas: se caracteriza por la presencia de ejemplares completos de *Parafusulina sp.*, lo que indica poco transporte, además de algas y algunos crinoideos. Texturalmente está soportada por granos y carece de lodo (Figura 4.10C). Se observa dentro de las facies de Calizas masivas (*Cm*) y está asociada a la microfacies de *packstone* de algas PMF 10 que se describe más adelante. Presenta colores gris azulado. Se puede correlacionar con la facies SM18 For o RMF 27 Flügel (2004), las cuales se interpretan como barras de arenas carbonáticas probablemente en zonas marginales del arrecife o como rampa interna (Figura 4.13).

Microfacies PMF 8:

Packstone de algas verdes: su componente principal es el alga *Gymnocodiacea*, adicionalmente se pueden observar algunos fragmentos de gasterópodos e intraclastos. Se presenta de color gris claro, asociada a la facies de Caliza masiva (Cm) (Figura 4.10D). Se correlaciona con las facies RMF 9 y SMF 18 Gymno de Flügel (2004). El cual indica que los procesos que dieron origen a esta facies se asocian a la zona de baja energía lagunar de la plataforma interna (Figura 4.13).

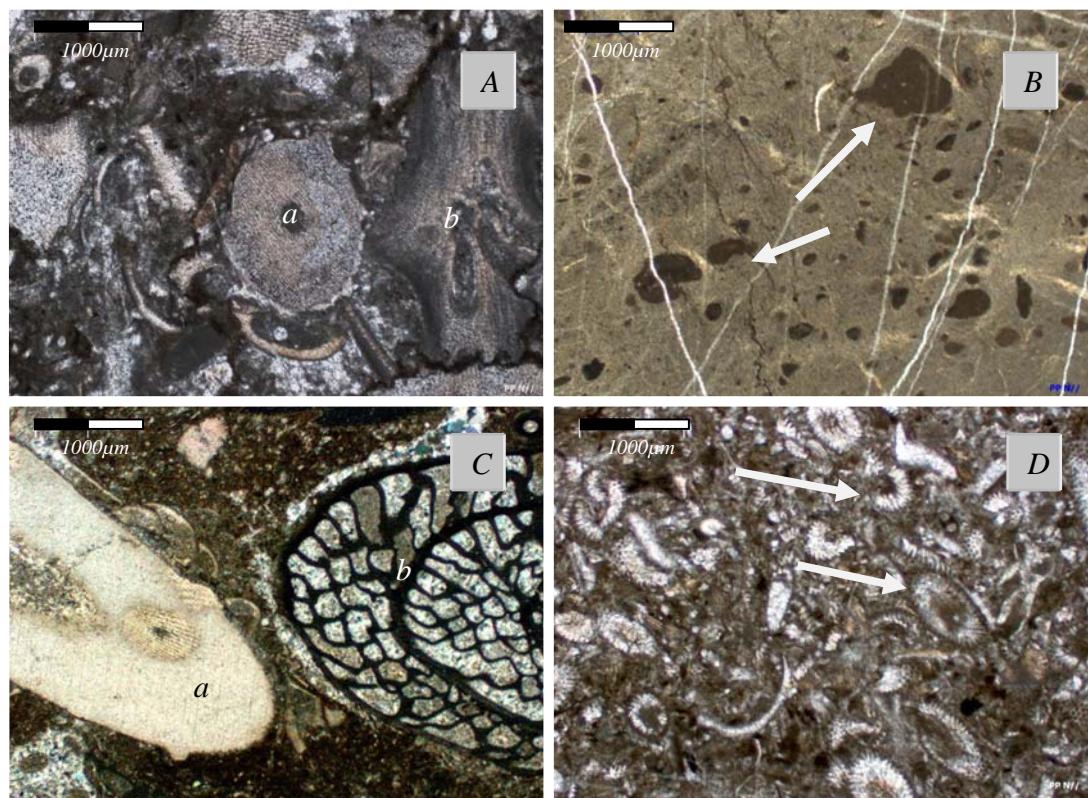


Figura 4.10. A) Microfacies PMF 5, muestra 67m43b2 (231 m): (a) fragmento de crinoideo mostrando bordes irregulares, (b) fragmento de briozoo. N//. B) Microfacies PMF 6, muestra 43 (72 m). Las flechas blancas muestran peloides con formas irregulares. N//. C) Microfacies PMF 7, muestra 80-A (188 m): (a) corte transversal de crinoideo, (b) *Parafusulina sp.* NX. D) Microfacies PMF 8, muestra 80 (189 m). Las flechas blancas indican las algas calcáreas verdes tipo *Gymnocodiacea*. N//

Microfacies PMF 9:

Dolomitas cristalinas: esta facies tiene como característica principal que se encuentra parcial y algunas veces totalmente dolomitizada. Los cristales de dolomita se presentan en una gran variedad de formas, desde anhedral hasta euhedral, esta dolomitización reemplaza toda la textura original, normalmente de cristales inequigranular y polimodal. En algunos casos es posible observar la textura original y corresponde con *grainstone* o *packestone*, usando la técnica del papel opaco. Se asocia a la facies de *Dolomitas Cristalina* (Dc) (Figura 4.11A). Se puede correlacionar con la facies RMF 22 de Flügel (2004). El cual interpreta esta facies como posibles barras de arenas carbonáticas (Figura 4.13).

Microfacies PMF 10:

Rudstone-grainstone bioclástico: esta facies presenta mezcla de elementos bioclásticos de distintas áreas, como ostrácodos y braquiópodos, e intraclastos con bordes angulares. Se presenta de color gris claro y se puede relacionar a la facies de Caliza masiva (Cm) (Figura 4.11B). Se puede asociar a las facies SMF 24 y RMF 24 de Flügel (2004). Este autor la interpreta como una facies de tormenta donde se mezclan los bioclastos de las zonas salobre con la zona submareal de la llanura de mareas (Figura 4.13).

Microfacies PMF 11:

Lodolita micritica: Se caracteriza por la mezcla de arcillas como illita, caolinita y esmectita, cuarzo y mica moscovita fracción arcilla-limo además de lodo carbonático, algunas veces presenta laminación y gran cantidad de materia orgánica, con ausencia de fósiles. En algunos casos braquiópodos completos se pueden encontrar dentro de las capas. Se asocia a la facies de Mezcla (M) (Figura 4.11C). Es interpretada como una zona de aporte importante de terrígenos pero con baja energía y presencia de lodos carbonáticos, asociada a la llanura de mareas en la zona submareal, probablemente en el lagoon o en la rampa interna con aporte clástico (Figura 4.13).

Microfacies PMF 12:

Arenisca Aloquímica: esta facies se caracteriza por la mezcla de sedimentos terrígenos con elementos bioclásticos, generalmente conformados por fragmentos de braquiópodos y crinoideos. Se asocia a la facies de Mezcla (M). Se presenta con colores gris oscuro y laminación ondulada (Figura 4.11D). Se puede interpretar como zonas submareales con alto aporte clástico, algunas veces removilizados por las tormentas (Figura 4.13).

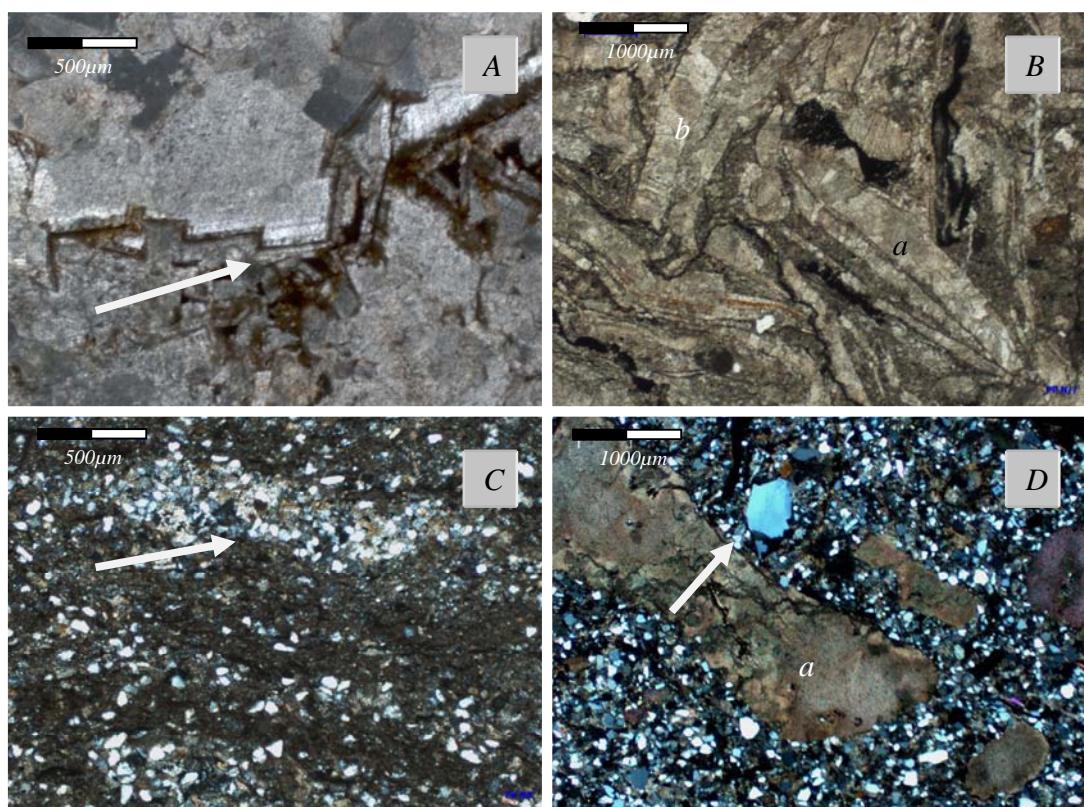


Figura 4.11 A) Microfacies PMF 9, muestra 115 (352 m). La flecha blanca indica formas rómbicas euhedrales de los cristales de dolomita. La textura original no es posible observarla a menos que se use la técnica del papel opaco. NX. B) Microfacies PMF 10, muestra 30 (46 m): (a) y (b) indican fragmentos de braquiópodos empaquetados y fracturados. N// C) Microfacies PMF 11, muestra 27 (36 m), la flecha blanca indica la acumulación de cuarzo y la mezcla con lodo carbonático. NX. D) Microfacies PMF 12, muestra 49-A (96 m): (a) fragmento de crinoideo. La flecha blanca indica la presencia de cuarzo en esta microfacies. NX.

Microfacies PMF 13:

Calcretas: está caracterizada por un contenido de micrita cercano al 80% y una textura soportada por lodo, con la presencia de un 10% en promedio de extraclastos, como cuarzo tamaño limo y arcillas, con presencia de una estructura de agregados de *Microcodium* como formas concéntricas de cristales de calcita (Figura 4.12A). Se encuentra asociada a las facies de Calcretas (C). Esta facies es interpretada como un paleosuelo y representa la alternancia de períodos de no sedimentación, soportado por la aparición del *Microcodium*, y períodos de sedimentación en condiciones de muy baja energía y con la ausencia de fósiles, presenta muchas veces grietas de desecación. Estos procesos asociados a exposición sub-aérea y presencia de rizolitos o raíces en paleosuelos, para este caso en particular, se interpretan como una zona supramareal en una llanura de mareas (Figura 4.13).

Microfacies PMF 14:

Limolita cuarzosa: está compuesta por cuarzo detrítico tamaño limo y gran cantidad de sedimento fino, en parte carbonático y en parte compuesto por arcillas como caolinita e illita, además de mica moscovita. Se encuentra asociada a las facies de Heterolitas (H). Esta facies se encuentra laminada y algunas veces bioturbada, de coloración marrón claro a oscuro, resalta la presencia de gran cantidad de láminas ricas en materia orgánica (Figura 4.12B). Se puede interpretar como sedimentada en zonas costeras, específicamente en zonas de llanura de mareas con energía que va alternando de intensidad propias de zonas heterolíticas (Figura 4.13).

Microfacies PMF 15:

Arenisca arcósica: arenisca de grano fino a medio, de color marrón claro a oscuro, mal escogida y con empaquetamiento apretado, con contactos mayormente cóncavo-convexo y suturados, mineralógicamente está compuesta por cuarzo y feldespato además de la presencia de mica moscovita, la matriz es de illita, esmectita y caolinita, además de algunos cementos de arcillas. Se observan porosidades muy bajas de 1 a 5 %, (Figura 4.12C). Se pudo interpretar como aporte de clásticos en

zonas de estuarios de influencia de mareas, algunas veces como canales de mareas y zonas de retrabajo. Aunque estas evidencias no son concluyentes, se relaciona a las facies de Areniscas masivas (Am) O Heterolitas con dominio de arenas (Ha) (Figura 4.13).

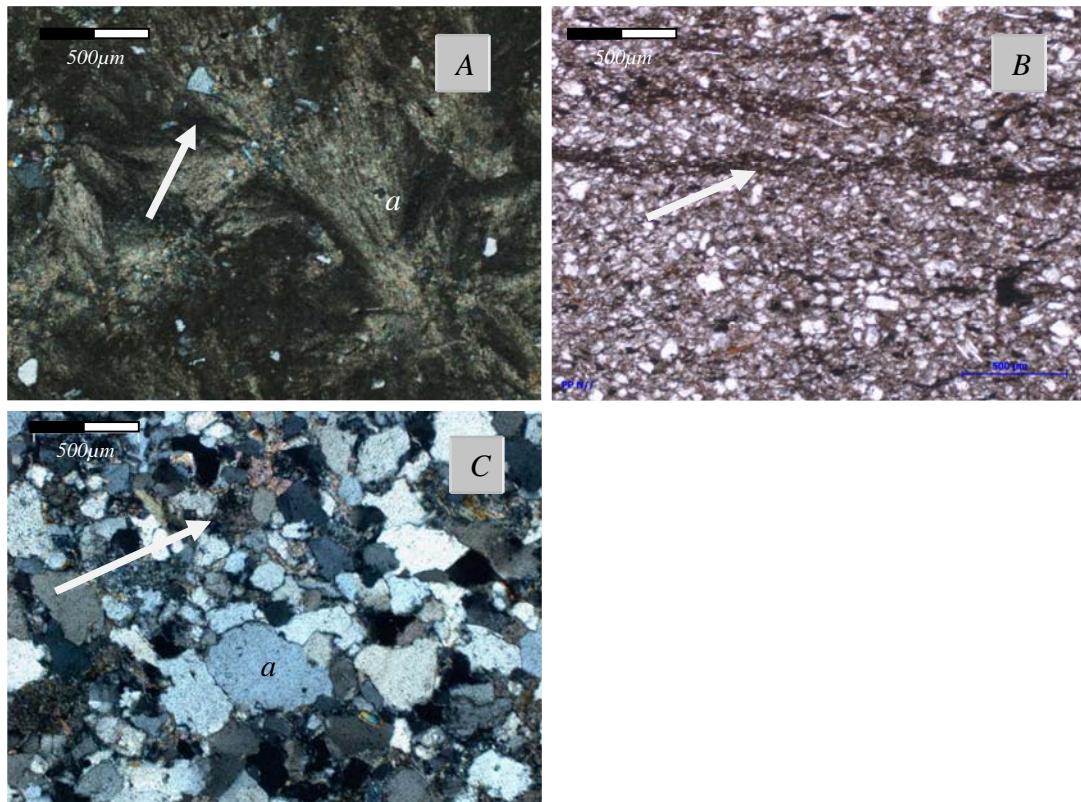


Figura 4.12 A) Microfacies PMF 13, muestra 56m36b2 (1 m): (a) cementos radiales. La flecha blanca indica la presencia de algunos granos de cuarzo. NX. B) Microfacies PMF 14, muestra 56m37b5 (26 m). La flecha blanca está indicando la laminación de arcilla además de la mezcla de granos de cuarzo y matriz arcillosa presentes. N//. C) Microfacies PMF 15, muestra 55M36m (1,5 m): (a) granos de cuarzo monocristalino con contactos suturados, además la flecha blanca muestra algunos cementos de arcilla probablemente caolinita o esmectita.

Tabla 2 Características, ocurrencia e interpretación de las microfacies de la Formación Palmarito en la sección de la quebrada El Palmar.

Código de Microfacies	Nombre	Descripción	Interpretación
PMF 1	<i>Mudstone</i> de espículas de esponjas	Facies soportada por lodo carbonático con presencia de espículas de esponjas, las cuales en su mayoría se encuentran alineadas, algunas veces se puede observar chert como mineral autigénico y algunos peloides dispersos. En general se encuentran dentro de las facies de Calizas masivas (Cm) y son ricas en materia orgánica, con coloraciones muy oscuras de gris a negro.	Presenta equivalencia con las facies SMF 1 y RMF 1 de Flügel (2004), quien las asocia a ambientes de muy baja energía (sedimentación pelágica) en la zona de rampa media a profunda
PMF 2	<i>Wackestone-floatstone</i> de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos	Espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos fósiles, algunas veces con un tamaño mayor a 2 mm, soportados por lodo carbonático. En ocasiones se identificaron fragmentos de braquiópodos, algas verdes, foraminíferos pequeños tipo <i>Miliolida</i> y <i>Endothyra</i> , crinoideos y briozos, estos fragmentos se encuentran fracturados indicando retrabajo. En general se encuentran dentro de las facies de Calizas masivas (Cm). Presentan colores de gris claro a gris oscuro	Se puede correlacionar con la microfacies RMF 9 o SMF 4 -2 de Flügel (2004), quien las ubica en la zona de rampa externa a cuenca profunda, se pueden relacionar con zonas con corrientes de turbidez sobre la rampa con quiebre distal de muy bajo ángulo o con zonas colindantes a montículos arrecifales de briozos con mezcla de sedimentos autóctonos y alóctonos
PMF 3	<i>Wackestone-floatstone</i> de crinoideos espículas de esponjas y foraminíferos	Los componentes principales de esta facies son crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos, además de briozos, algas, corales solitarios rugosa y espinas de braquiópodos, soportados por lodo carbonático. El tamaño de los granos va desde 100 μ a 1 cm en algunos casos. La coloración es gris oscura a negro (Figura 4.9C). Es común encontrarla dentro de las facies de Calizas masivas (Cm).	Esta facies se correlaciona con la facies RMF 9 de Flügel (2004), quien la ubica en la zona de transición entre la rampa media y profunda, debido a la presencia de las espículas de esponjas (Figura 4.13)
PMF 4	<i>Mudstone wackestone</i> de braquiópodos	Micrita recristalizada en un alto porcentaje mayor de 80%, se resalta la presencia de fragmentos fracturados de braquiópodos y algunas veces espinas. Se presenta en las facies de Caliza masiva (Cm) como nodular (Cn)	Se puede correlacionar con la facies SMF23 de Flügel (2004), relacionada con la zona submareal, por debajo del nivel base del oleaje y tormentas, a rampa media. La presencia de matriz recristalizada se interpreta como endurecimiento del fondo marino o firmground.

Capítulo IV

PMF 5	<i>Wackestone-floatstone</i> de briozoos y crinoideos	Briozoos y crinoideos, algunas veces con tamaños mayores a 2 mm, en ocasiones se observan fragmentos de braquípodos, algas verdes, foraminíferos pequeños, gasterópodos y trilobites, estos fragmentos se encuentran fracturados indicando retrabajo. Además se encuentra soportada por lodo carbonático. En general se encuentra dentro de las facies de Calizas masivas (Cm) o Calizas lodosas con bioturbaciones	Esta facies se puede correlacionar con la facies RMF 7-9 o SMF 12 de Flügel (2004), interpretadas como rampa media. En este caso particular, el retrabajo puede ser interpretado como resultado de removilización por el oleaje y tormentas sobre la rampa o en las zonas colindantes a montículos arrecifales de briozoos
PMF 6	<i>Wackestone-mudstone</i> peloidal de ostrácodos	Peloides como granos no esqueletales además de ostrácodos y bivalvos como granos esqueletales, texturalmente está soportada por lodo. Esta microfacies se observa presente en las facies de calizas masivas (Cm), y en ocasiones en las facies de calizas laminadas (Cl) o calizas nodulares (Cn)	Zonas de aguas someras con moderada circulación normalmente en áreas protegidas. Se puede relacionar con la microfacies SMF 16 y RMF 18 Flügel (2004).
PMF 7	<i>Grainstone</i> de fusulinas	Se caracteriza por la presencia de ejemplares completos de Parafusulina sp., lo que indica poco transporte, además de algas y algunos crinoideos. Texturalmente está soportada por granos y carece de lodo (Figura 4.10C). Se observa dentro de las facies de Calizas masivas (Cm) y está asociada a la microfacies de packstone de algas PMF 10	Se puede interpretar como barras de arenas carbonáticas probablemente transarrecife o como rampa interna progradante.
PMF 8	<i>Packstone</i> de algas verdes	Componente principal es el alga <i>Gymnocodiacea</i> , adicionalmente se pueden observar algunos fragmentos de gasterópodos e intraclastos. Se presenta de color gris claro, asociada a la facies de Caliza masiva (Cm)	Zona de baja energía lagunar de la plataforma interna. Se correlaciona con las facies RMF 9 y SMF 18 Gymno de Flügel (2004).
PMF 9	Dolomitas Cristalinas	Esta facies tiene como característica principal que se encuentra totalmente dolomitizada. Los cristales de dolomita se presentan en una gran variedad de formas, desde anhedral hasta euangular, esta dolomitización reemplaza toda la textura original, normalmente de cristales inequigranular y polimodal. En algunos casos es posible observar la textura original y corresponde con grainstone o packstone, usando la técnica del papel opaco. Se asociada a la facies de Dolomitas Cristalina (Dc)	Se puede correlacionar con la facies RMF 22 de Flügel (2004). El cual interpreta esta facies como posibles barras de arenas carbonáticas
PMF 10	<i>Rudstone</i> <i>grainstone</i> bioclástico	mezcla de elementos bioclásticos de distintas áreas, como ostrácodos y braquípodos, e intraclastos con bordes angulares. Se presenta de color gris claro y se	Facies de tormenta donde se mezcla los bioclastos de las zonas salobre con la zona submareal de la llanura de mareas o

Capítulo IV

		puede relacionar a la facies de Caliza masiva (Cm).	probablemente como lag residual en los canales de mareas. Se puede asociar a facies SMF 24 RMF 24 de Flügel (2004).
PMF 11	Lodolita micritica	Se caracteriza por la mezcla de arcillas como illita, caolinita y esmectita , cuarzo y mica moscovita fracción arcilla-limo además de lodo carbonático, algunas veces presenta laminación y gran cantidad de materia orgánica, con ausencia de fósiles. En algunos casos braquiópodos completos se pueden encontrar dentro de las capas. Se asocia a la facies de Mezcla (M)	Zona de aporte importante de terrígenos pero con baja energía y presencia de lodos carbonáticos, asociado a la llanura de mareas en la zona submareal probablemente en el lagoons o en la rampa interna con aporte clástico.
PMF 12	Arenisca Aloquímica	Mezcla de sedimentos terrígenos con elementos bioclásticos, generalmente conformados por fragmentos de braquiópodos y crinoideos. Se asocia a la facies de Mezcla (M).	Zonas de submareales con alto aporte clástico algunas veces removilizados por las tormentas.
PMF 13	Calcretas	Está caracterizada por un contenido de micrita cercano al 80% y una textura soportada por lodo, con la presencia de un 10% en promedio de extraclastos, como cuarzo tamaño limo y arcillas, con presencia de una estructura de agregados de <i>Microcodium</i> como formas concéntricas de cristales de calcita (Figura 4.33). Se encuentra asociada a las facies de Paleosuelo (P).	Paleosuelo, o momento de paralización de la sedimentación, o momentos de muy baja energía y con la ausencia de fósiles. Estos procesos asociados a exposición subárea, y asociado rizolitos o raíces en paleosuelos, para este caso en particular se interpretan como una zona supramareal en una llanura de mareas.
PMF 14	Limolita cuarzosa	Compuesta por cuarzo detritico tamaño limo, y gran cantidad de sedimento fino en parte carbonático y en parte compuesto por arcillas como caolinita e illita, además de mica moscovita. Se encuentra asociado a las facies de Heterolitas (H). Esta facies se encuentra laminada y algunas veces bioturbada, de coloración marrón claro a oscuro, resalta la presencia de gran cantidad de láminas ricas en materia orgánica	Se puede interpretar como sedimentada en zonas costeras, específicamente en zonas de llanura de mareas con energía que va alternado de intensidad propias de zonas heterolíticas
PMF 15	Arenisca arcósica	Está compuesta por cuarzo y feldespato además de la presencia de mica moscovita con matriz de esmectita y caolinita. Se presenta porosidades muy pobres de 1 a 5 %, mal escogimiento y con empaquetamiento apretado además de color marrón claro a oscuro	Se pude interpretar como aporte de clásticos en zonas de estuarios de influencia de mareas, canales de mareas y zonas de retrabajo.

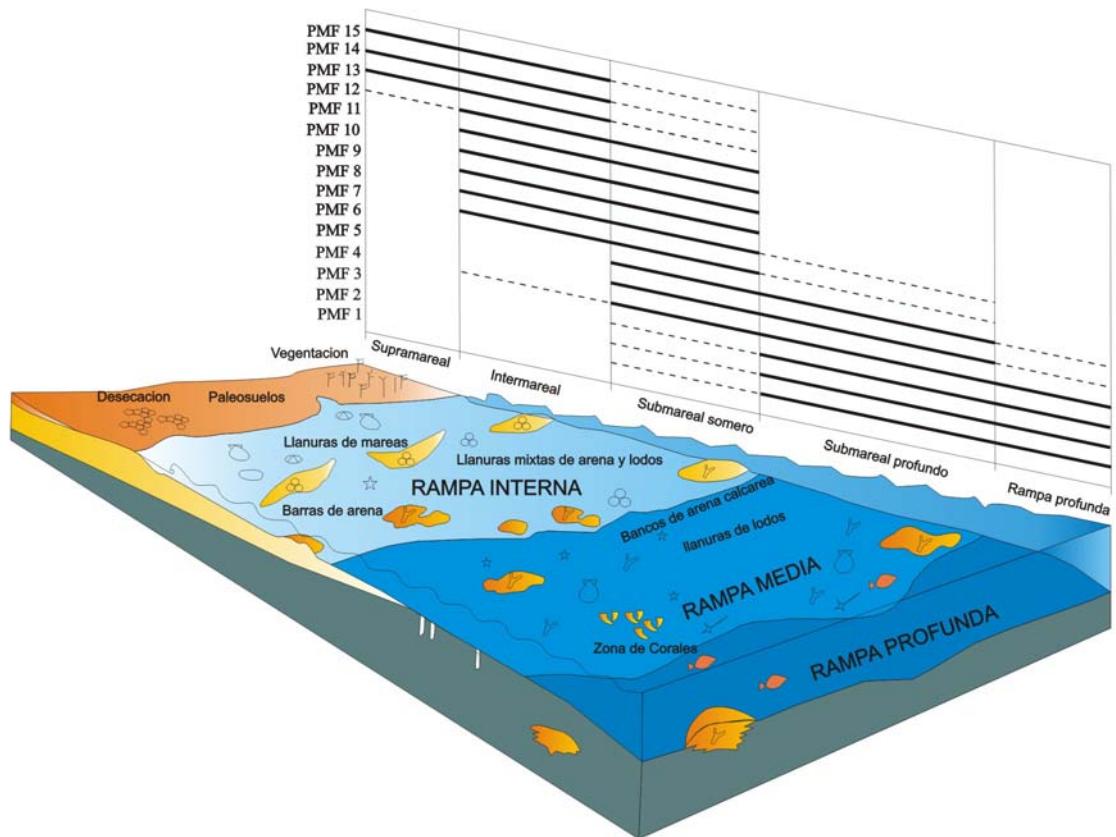


Figura 4.13 Distribución de microfacies propuesta para la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar. Modificado de Blomeier et al. (2009).

Asociación de Facies

En la secuencia estudiada de la Formación Palmarito se reconocieron diez (10) asociaciones de facies, las cuales en la mayoría de los casos se observan como elementos repetitivos en la sucesión o ciclos que se interpretan más adelante. Estas generalmente se presentan como intervalos de somerización hacia el tope, aunque algunas veces se presentan de forma contraria como intervalos de profundización hacia el tope.

Asociación de facies de llanura de mareas (Perimariales): En la llanura de mareas se pudieron definir dos asociaciones con variaciones en términos del grupo de facies presentes, que pueden estar relacionadas con cambios en las condiciones de energía o ubicación dentro de las zonas de sedimentación. Las mismas se pueden correlacionar con las sucesiones que Pratt y James (1992) describen como Perimareal Paleozoica de baja energía y Perimareal de alta energía y corresponderían a las asociaciones 1 y 2 definidas en este trabajo, respectivamente, las cuales se describen a continuación:

1. *Asociación de facies de llanura de mareas (perimareal) (baja energía):* está caracterizada por la presencia de 3 facies y 3 microfacies principalmente. De base a tope la asociación se inicia con la facies Heterolítica (H), algunas veces dominadas por arenas (Ha) y otras por la fracción arcillosa (Hf), las estructuras sedimentarias que se observan son laminación flaser y lenticular además de laminación ondulada, típicas de la llanura de mareas mixta (zona intermareal). Microscópicamente se pudo definir la microfacies PMF 14 (Litolita cuarzosa) que está compuesta por cuarzo detrítico tamaño limo, además de una fracción de caolinita y mica moscovita.

La facies Heterolítica (H) grada hacia el tope a la facies de Mezcla (M), que se presenta laminada y corresponde a la microfacies PMF 11 (Lodolita micrítica), compuesta por calcita microcristalina y arcillas como caolinita

además de otros componentes de tamaño arcilla como mica moscovita y cuarzo proveniente de los análisis realizados por Lugo (2008). La aparición de carbonatos posiblemente provenga de la actividad microbiana asociada a la disminución de aporte clástico que genera condiciones para la actividad de cianobacterias propias de llanuras de mareas mixtas en la zona intermareal.

Hacia el tope se observa una superficie irregular que pone en contacto esta facies con las facies de Calcretas (C) que a nivel petrográfico se identifica como la microfacies PMF 13 (Calcretas), con cementos fibrosos y algunos restos de plantas, presenta estructuras como grietas de desecación y en ocasiones bioturbaciones, estas últimas no se restringen a efectos de raíces sino también incluyen huellas de tracción o locomoción paralelas a la estratificación que permiten inferir condiciones de baja energía y poco aporte de sedimentos. Una característica importante de la facies de Calcretas (C) es la presencia de *Microcodium*, esta estructura ha sido descrita por Klappa (1978), Kabanov et al. (2008) y Blomeier et al. (2009), de acuerdo con estos autores está ampliamente aceptado el carácter subaéreo asociado con esta estructura aunque existen discrepancias con la formación específica, por ejemplo, de acuerdo con Klappa (1978) su origen está relacionado a efectos de raíces mientras que para Kabanov et al. (2008) esta estructura es el resultado de la actividad de hongos saprotróficos y actinobacterias. De esta manera se puede interpretar como una superficie de exposición que sirve de límite de esta asociación y corresponde con la zona supramareal de la llanura de mareas (Figura 4.14-1)

Interpretación: El ambiente sedimentario interpretado para esta asociación es perimareal de baja energía como la define Pratt y James (1999), en donde se reconocen de base a tope depósitos de la zona intermareal correspondientes a la llanura de mareas mixta y depósitos de la zona supramareal. Con muchos de los elementos propios de estas zonas de sedimentación aunque no todos ellos

pueden ser observados, la presencia de restos de plantas y ostrácodos nos pueden indicar que el ambiente está dominado por aguas salobre a dulces (Figura 4.18).

2. *Asociación de facies de llanura de mareas (perimareal) (mediana energía):* conformada por 4 facies y 3 microfacies principales. De base a tope la asociación se inicia con la facies de Lutitas laminadas (Ll), la misma presenta coloraciones muy oscuras a negras con algunos fragmentos de fósiles que no se pudieron identificar, su ocurrencia en la base de la asociación es característica y se interpreta depositada en la zona submareal.

Suprayacente a la facies de Lutitas laminadas (Ll) se observa la facies Heterolitas con dominio de arcillas (Hf) correspondiente a la microfacies PMF14 (Limolita cuarzosa) ya descrita en la asociación anterior pasando transicionalmente a la facies de Heterolitas con dominio de arenas (Ha) donde se identificó la microfacies PMF15 (Arenisca arcósica) con alto contenido de cuarzo y feldespato adicionalmente contiene arcillas como illita, caolinita y , las estructuras sedimentarias comunes son laminación flaser y lenticular que indican la influencia directa de las mareas y permiten asociarlas con la llanura de mareas mixta

La facies de Heterolitas grada a la facies de Mezcla (M), al igual que se indicó en la asociación 1, se presenta laminada y corresponde a la microfacies de Lodolita micrítica PMF 11. El tope de esta asociación está caracterizado por capas carbonáticas que son características de paleosuelos definidas en la facies de Calcretas (C), algunas veces se observan bioturbadas de la misma forma que se explica en la asociación de facies 1, identificándose la microfacies PMF1 (Figura 4.14-2).

Interpretación: El ambiente sedimentario interpretado para esta asociación se aproxima a la asociación perimareal de alta energía que define Pratt y James (1999), en donde se reconocen de base a tope depósitos de la zona submareal, zona intermareal correspondientes a la llanura de mareas mixta y zona supramareal. Sin embargo, en este estudio se propone un ambiente de mediana energía debido a que no están presentes los depósitos arenosos que se esperarían en zonas de alta energía, por el contrario se observa un incremento del contenido de arenas en las facies Heterolitas (Ha) y contiene muchos de los elementos propios de estas zonas de sedimentación aunque no todos ellos pueden ser observados (Figura 4.18).

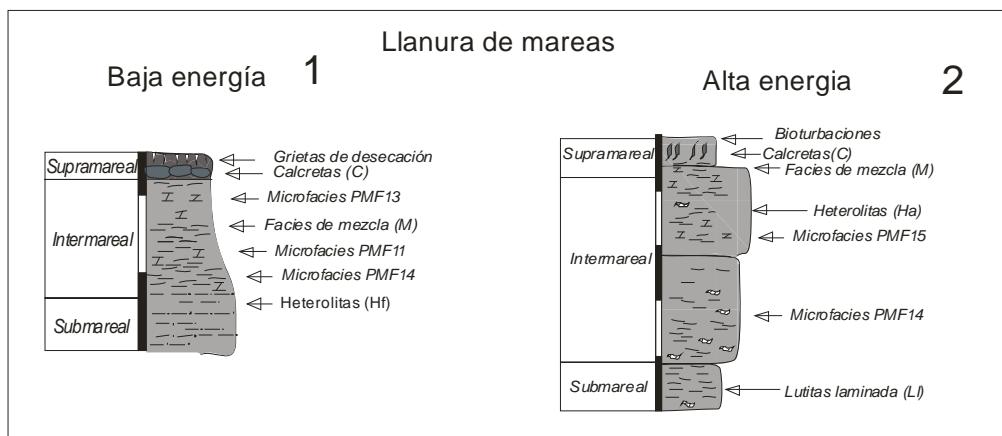


Figura 4.14 1) Asociación de facies de llanura de mareas de baja energía. 2) Asociación de facies de llanura de mareas de mediana energía

3. *Asociación de facies de canales de mareas:* Está compuesta por 2 facies y 2 microfacies. La asociación inicia con la facies de Arenisca Masivas (Am), el contacto inferior es erosivo. Aunque no se identificó el depósito residual (*lag deposit*) representativo de las secuencias de canal, se observa un incremento de la granulometría hacia la base de la arenisca. A nivel petrográfico se identificó la microfacies de areniscas arcósicas PMF 15, compuesta básicamente de cuarzo y feldespatos cementados por minerales de arcilla tipo

esmectita y illita. Las superficies de estratificación que limitan esta facies son irregulares algunas veces erosivas. El tope de la asociación está caracterizada por la presencia de la facies Heterolítica con dominio de arenas (Ha) con laminación flaser y lenticular que sugiere influencia de mareas, esta facies se asocia con la microfacies PMF14 (Limonita cuarzosa) (Figura 4.15-3).

Interpretación: Estas características permiten interpretar estos depósitos como acumulados en zonas costeras asociados a canales con influencia de marea, donde la estratificación cruzada representa la migración de megarizaduras y las facies heterolíticas los depósitos de acreción (Figura 4.18).

4. *Asociación de facies de depósitos de mareas heterolítica:* esta asociación está caracterizada por presentar la facies de Heterolitas (H), observando un incremento en el contenido de arena de base a tope, a nivel petrográfico se identificaron 2 microfacies. Hacia la base se observan Heterolitas (Hf) con dominio de finos que presentan laminación flaser y lenticular, además de bioturbaciones no identificadas. A nivel microscópico se identifica la microfacies PMF14 (Limonita cuarzosa). De forma transicional, hacia el tope, gradan a Heterolitas (Ha) con dominio de arenas y la microfacies de Arenisca arcólica PMF 15. En general la sucesión se presenta grano creciente finalizando en una superficie de estratificación planar o irregular (Figura 4.15-4).

Interpretación: Dalrymple (1992) define esta asociación como depósitos de llanuras mixta “Fixed Flat” sobre la zona intermareal, en este caso forma parte de la rampa y es influenciada fuertemente por corrientes mareas probablemente macromareales (Figura 4.18).

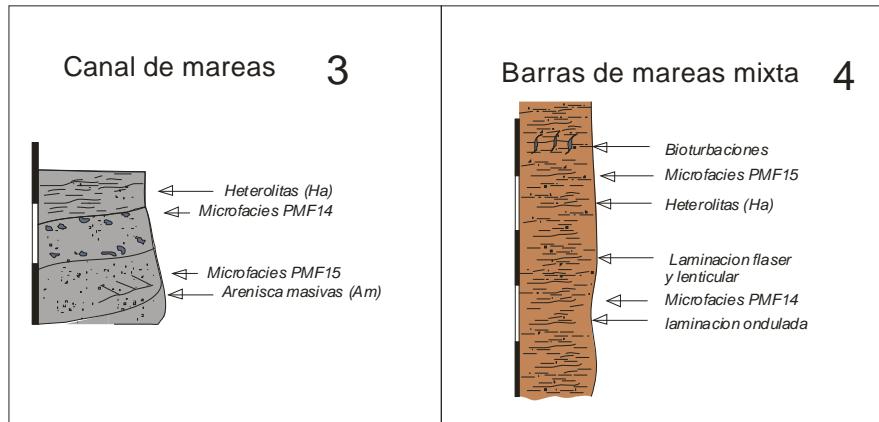


Figura 4.15 3) Asociación de facies de canales de mareas. 4) Asociación de facies de mareas heterolíticas.

5. *Asociación de facies de barras de rampa interna carbonática:* esta asociación está conformada por 1 facies y 3 microfacies. La facies que se encuentra es de Calizas masivas (Cm) con abundantes fósiles como crinoideos y fusilinas identificados a escala macro. A nivel microscópico se observó de base a tope las microfacies de *Packstone* de algas verdes (PMF 8), *Grainstone* de fusilinas (PMF 7) y *Wackestone-floatstone* de briozos y crinoideos (PMF 5).

La microfacies de *Packstone* de algas verdes (PMF 8) de acuerdo con Flügel (2004) representa condiciones de sedimentación de baja energía con alta salinidad asociadas a zonas de llanuras arrecifales. Por otro lado, de acuerdo con Blomier et al. (2009), los *Grainstone* de fusilinas indican somerización. Finalmente, la microfacies *Wackestone-floatstone* de crinoideos y briozos (PMF 5) es muy fosilífera con fragmentos de trilobites, corales rugosa, braquiópodos y algas (Figura 4.16-5).

Interpretación: Estas facies y microfacies son interpretadas por varios autores, como Flugel (2004), como depositados en zonas de alta energía, “shoal” o rampa interna, cercanas a zonas de arrecifes pero sin mucho transporte.

Además de representar condiciones de alta productividad en la fábrica carbonática, generando un aporte elevado de sedimentos autóctonos, mostrando una regresión normal en la asociación (Figura 4.18). Sin embargo aparecen las facies de Packstone de algas verdes que indican zonas baja energía probablemente depositándose en la parte protegida de la barras.

6. *Montículos de lodo “Mud Mound” o “Build-up”*: esta asociación está caracterizada por 1 facies y 3 microfacies. Macroscópicamente toda la sucesión corresponde a facies de Caliza masiva (Cm), donde las superficies que limitan las capas son básicamente planas e irregulares. A nivel microscópico se pudieron observar de base a tope las microfacies *Wackestone-floatstone* de crinoideos y briozoos (PMF 5), *Wackestone-floatstone* de crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos (PMF 3) y *Wackestone-floatstone* de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos PMF 2.

Particularmente, la microfacies de *Wackestone-floatstone* de crinoideos espículas de esponjas y foraminíferos (PMF 3) se relaciona con zonas de rampa media a profunda y se encuentra asociada a esas estructuras de montículos arrecifales de lodo (Figura 4.16-6).

Interpretación: esta asociación puede ser interpretada como un montículo de lodo arrecifal, que en el sentido biológico representa un arrecife, de acuerdo con Kaufmann (1998) representa una estructura autóctona de importante relieve construido por los organismos. Por otro lado, se corresponde con las facies que describen Bridges y otros (1995) como montículos tipo 1, 2 y 3 donde se describen Montículos tipo 1 como depósitos compuestos briozoos fenestrat y espículas de esponjas, los tipo 2 caracterizados por crinoideos y briozoos y un tipo 3 caracterizado por crinoideos, braquipodos y briozoos fenestrados.(Figura 4.18).

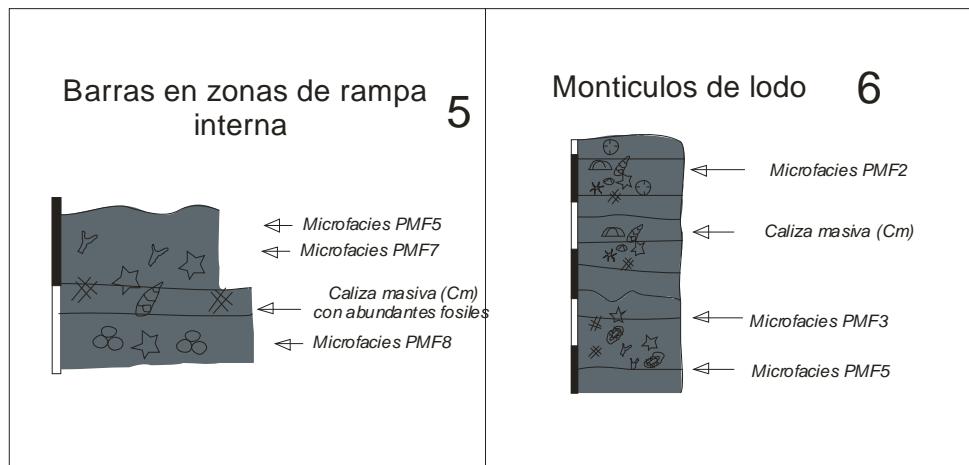


Figura 4.16 5) Asociación de facies de barras de rampa interna carbonática. 6) Asociación de facies de montículos de lodo.

7. *Asociación de facies submareal somero:* esta asociación está conformada por 3 facies y 4 microfacies. De base a tope las facies identificadas son: facies de Mezcla (M), Caliza laminada (Cl) y Caliza nodular (Cn). Con relación a las microfacies, se reconocieron de base a tope: la microfacies PMF 11 (Lodolita micrítica), compuesta por calcita microcristalina y arcillas como caolinita además de otros componentes de tamaño arcilla como mica moscovita y cuarzo, la microfacies PMF 10 (*Rudstone grainstone* bioclástico) compuesta por fragmentos de braquiópodos y crinoides fracturados con tamaños mayores de 2 mm y soporte de granos. Asociada a esta última, se observa la microfacies PMF 12 (Arenisca aloquímica) que presenta granos esqueléticos como crinoideos y braquiópodos además de un porcentaje elevado de cuarzo tamaño arena, con mal escogimiento y sin ordenamiento definido. Estas últimas dos microfacies se presentan de forma esporádica en esta asociación de facies y pudieran representar eventos de tormenta que dieron como resultado la mezcla de sedimentos costeros y elementos marinos, otra característica que indica la ocurrencia de tormentas es la presencia de estratificación *hummocky* en la facies de Mezcla (M).

Hacia el tope se identificó la microfacies PMF 6 (*wackestone-mudstone* peloidal de ostrácodos) compuesta mayormente por lodo carbonático además de peloides y ostrácodos como elementos principales. Esta microfacies representa las condiciones más someras en la asociación aunque nunca subaéreas (Figura 4.17-7).

Interpretación: de acuerdo con Flügel (2004) y Blomeier et al. (2009) esta asociación se ubicaría en zonas protegidas de aguas tranquilas, o en las zonas submareal de la rampa interna y representa un ambiente de sedimentación por debajo del nivel base del oleaje, con influencia de tormentas. (Figura 4.18).

8. *Asociación de facies submareal somero con dolomitas:* esta asociación está conformada por 3 facies, de base a tope son: calizas lodosas bioturbadas (Cb), Calizas masivas (Cm) y Dolomitas cristalinas (Dc). Se pueden observar 2 microfacies presentes que son *Wackestone-floatstone* de crinoideos y briozoos (PMF 5), esta facies es rica en bioclastos como braquíopodos, briozoos, trilobites y crinoideos, se encuentra soportada por lodo, algunas veces se ha asociado a crecimientos de montículos de lodo. En el tope de la asociación se identificó la microfacies de Dolomitas cristalinas (PMF 9) (Figura 4.17-8).

Interpretación: Esta asociación indica condiciones de sedimentación en la zona de rampa abierta, con gran cantidad de bioturbaciones en las zonas lodosas probablemente de escape o madriguera de *Thalassinoides* y algunas horadaciones de esponjas. Las calizas masivas con abundantes bioclastos de crinoideos, corales y briozoos representan condiciones más profundas en la asociación. En el tope se observaron dolomitas cristalinas masivas en contacto irregular con la facies anterior, depositadas en condiciones más someras. De acuerdo con la técnica del papel opaco empleada en este estudio, la textura original de estas dolomitas se relaciona a grainstone o packstone probablemente toda la asociación puede estar relacionada con zonas de barras

de rampa interna carbonática (asociación 5). La afirmación de la variación de profundidad propuesta para esta asociación, se puede soportar debido a que la facies de dolomías se relaciona con efectos de diagénesis temprana en algunos *grainstones* de crinoideos con mayor porosidad que permitieron el paso del flujo dolimitizante ubicada en zonas de mayor energía donde el oleaje y las mareas generaron mayor influencia por consiguiente se pudieran interpretar en zonas de aguas mas someras (Figura 4.18).

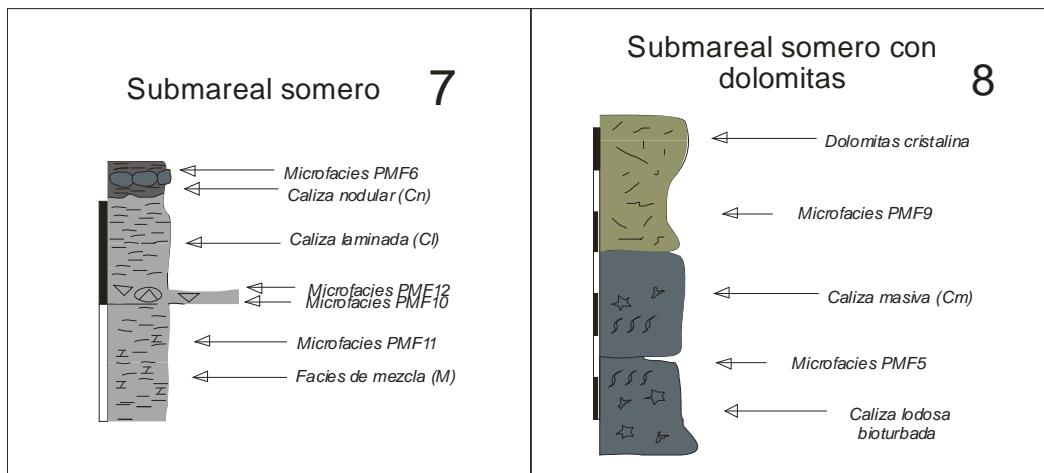


Figura 4.17 7) Asociación de facies submareal somero. 8) Asociación de facies submareal somero con dolomitas.

9. *Asociación de facies submareal profundo:* conformada por 2 facies como son Calizas laminadas (Cl) en la base y Calizas nódulos (Cn) en el tope. Las microfacies asociadas son 3 comenzando con *Wackestone-floatstone* de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos (PMF2), esta microfacies está soportada por lodo y se presenta laminada, con abundante materia orgánica, la asociación de fósiles permite definirlas como calizas pelágicas (espículas de esponjas y radiolarios). Seguidamente se identificó la microfacies de *Wackestone-floatstone* de briozos y crinoideos (PMF 5), la misma es rica en bioclastos como braquiopodos, briozos, trilobites y crinoideos, se encuentra soportada por lodo. Flügel (2004) la asocia a montículos arrecifales de lodo y áreas adyacentes en la zona submareal

profunda, equivalente a la rampa media a externa. En el tope de la asociación se observa la microfacies *Mudstone* de braquiópodos (PMF 4), la cual se presenta recristalizada y con algunas bioturbaciones como horadaciones de esponjas (Figura 4.18-9).

Interpretación: Todas estas facies según la asociación de fósiles (espículas de esponjas, radiolarios, briozoos y crinoideo) se ubica en la zona de rampa media a externa, con baja energía, sin embargo pudo ser afectada por corrientes de turbidez debido a la presencia de fragmentos de fósiles fracturados. El espesor de esta asociación esta controlada básicamente por la fábrica carbonática como la define Jones y Desrochers (1992). Este proceso es bien marcado, de hecho en el tope de esta asociación se generaron *firmgrounds* resultado de la escasez de sedimentos debido a la paralización de la fábrica carbonática que provee material para depositarse (Figura 4.18).

10. *Asociación de facies de rampa profunda:* se caracteriza por la alternancia de las facies Calizas laminadas (Cl) y Calizas masivas (Cm), con abundantes fósiles. Se definieron 3 microfacies de base a tope, la primera *Wackestone-floatstone* de crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos (PMF3), de acuerdo con Flügel (2004) el conjunto fósil encontrado en esta facies permite ubicarla en la zona de rampa media a profunda, debido a la presencia de fauna pelágica como son las espículas de esponjas y los radiolarios.

La siguiente microfacies identificada es *Wackestone-floatstone* de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos de fósiles (PMF2). De acuerdo con Flügel (2004), esta microfacies se puede asociar a zonas de rampa profunda o a zonas afectadas por corrientes de turbidez en una rampa de quiebre distal de muy bajo ángulo. En el tope de la asociación se reconoció la microfacies *Mudstone* de espículas de esponja (PMF1), caracterizada por presentar espículas de esponjas soportadas por lodo carbonático, estas espículas en su

mayoría se encuentran alineadas. Algunas veces se puede observar chert como mineral autigénico (Figura 4.18-10).

Interpretación: Se podría interpretar como la asociación de facies más profunda de toda la sección, depositada en condiciones de muy baja energía, en un ambiente de sedimentación de rampa profunda abierta con buena circulación, que se va haciendo más profunda hacia el tope. Esta asociación probablemente esté controlada por la fábrica carbonática más que por el espacio de acomodo debido a que no se identificaron superficies de exposición visibles (Figura 4.18).

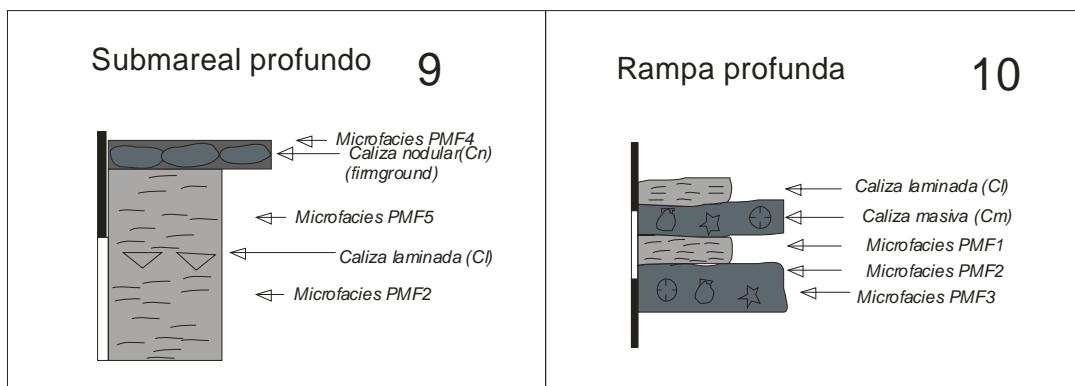


Figura 4.17 9) Asociación de facies submareal profundo. 10) Asociación de facies de rampa profunda.

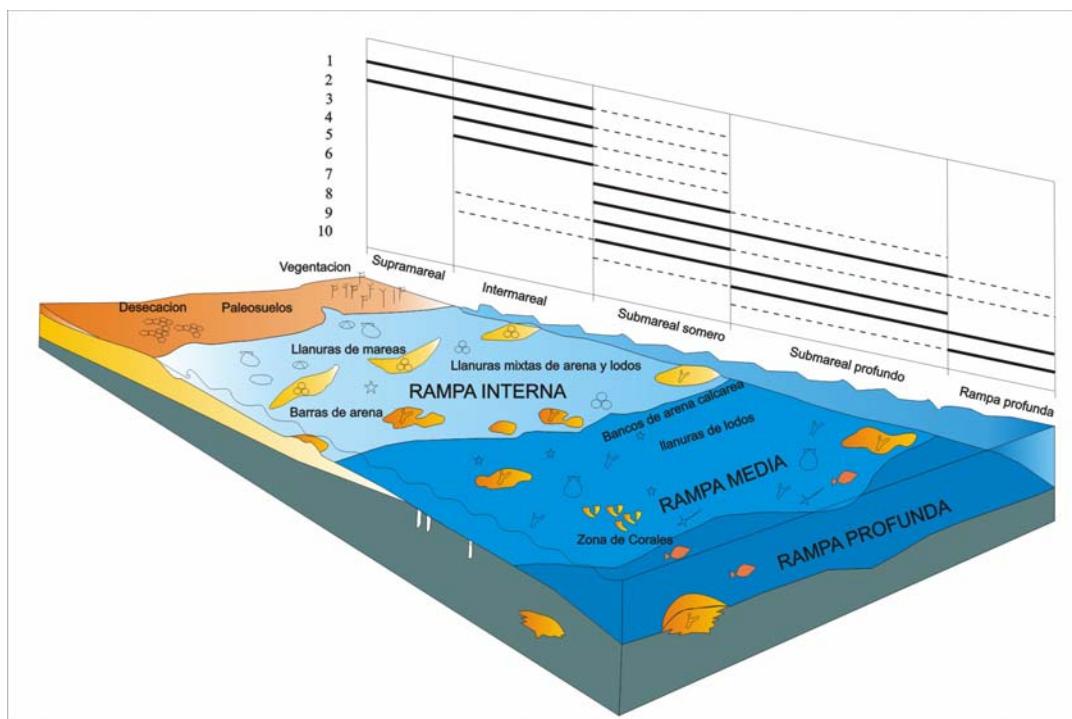


Figura 4.18 Distribución de las asociaciones de facies propuestas para la Formación Palmarito, en la quebrada El Palmar. Modificado de Blomeier et al. (2009)

Sección de la quebrada El Palmar

La sección estudiada se muestra en una columna detallada de 414 m de espesor, con una escala aproximada de 1:100, en las figuras 4.19 a 4.36. En esta representación gráfica se pueden observar las asociaciones de facies descritas en la sección anterior y su arreglo en ciclos, los cuales se pueden observar completos o incompletos. El datum 0 se ubicó en la base de la Formación Palmarito colocado en la última capa de arenisca roja de origen fluvial perteneciente a la Formación Sabaneta. A partir de este se usará la media de espesor acumulado y se utilizará como referencia para ubicar las facies y asociaciones de facies que sean objeto de descripción.

Sucesión A Ilanuras de mareas (0-43,5 m): Suprayacente a las facies de areniscas rojas pertenecientes a la Formación Sabaneta, interpretadas como depósitos fluviales, se observa en la base de este intervalo la presencia de la asociación de facies canales

de mareas 3, entre 0 a 4 m desde la base (Figura 4.19), donde están presentes la facies de Areniscas masivas (Am) y hacia el tope la facies Heterolitica con dominio de arenas (Ha) que indican procesos mareales en un momento transgresivo dominado por clásticos. Seguidamente se puede observar un intervalo de 39,5 m caracterizado por el apilamiento de 12 asociaciones de llanura de mareas (perimareal), donde se intercalan las asociaciones 1 y 2 siendo más común la asociación 2, los espesores van desde 2 a 6 m aproximadamente. La ausencia de fósiles es común, a excepción de algunos restos de plantas y pocos ostrácodos posiblemente de aguas salobres a dulces.

En las asociaciones de llanura de mareas, es común observar depósitos intermareales correspondientes a la llanura de marea mixta y depósitos supramareales representados por las calcretas. Aunque estos paleosuelos no están muy desarrollados, son representativos e indican poco tiempo de exposición a condiciones meteóricas inundándose regularmente por pequeñas lagunas salobres. En función de establecer una equivalencia en el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la parte más somera de la rampa interna (Figuras 4.19-4.21).

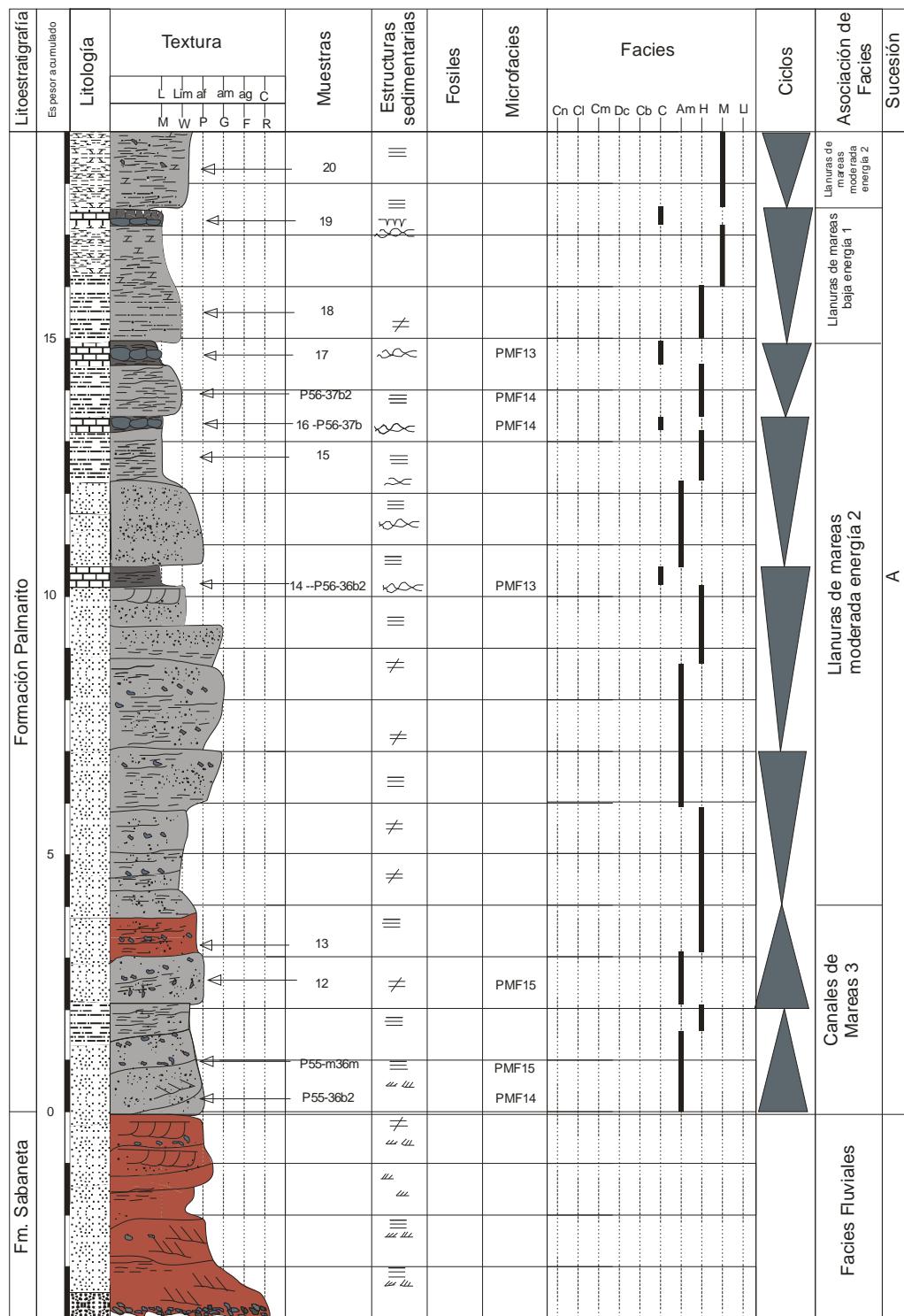


Figura 4.19 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (0-19m). Leyenda Figura 4.37

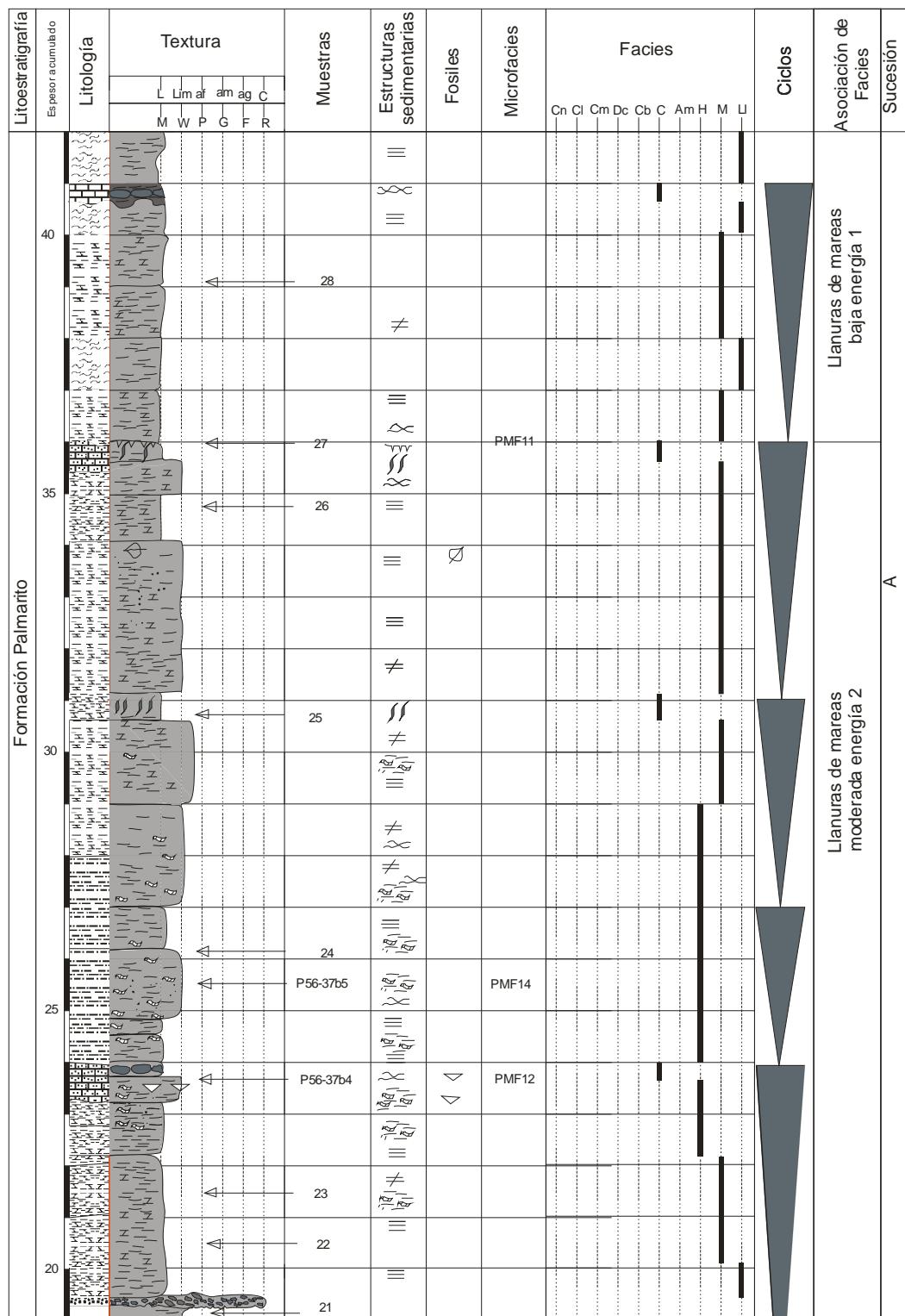


Figura 4.20 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (19-42m) Leyenda Figura 4.37

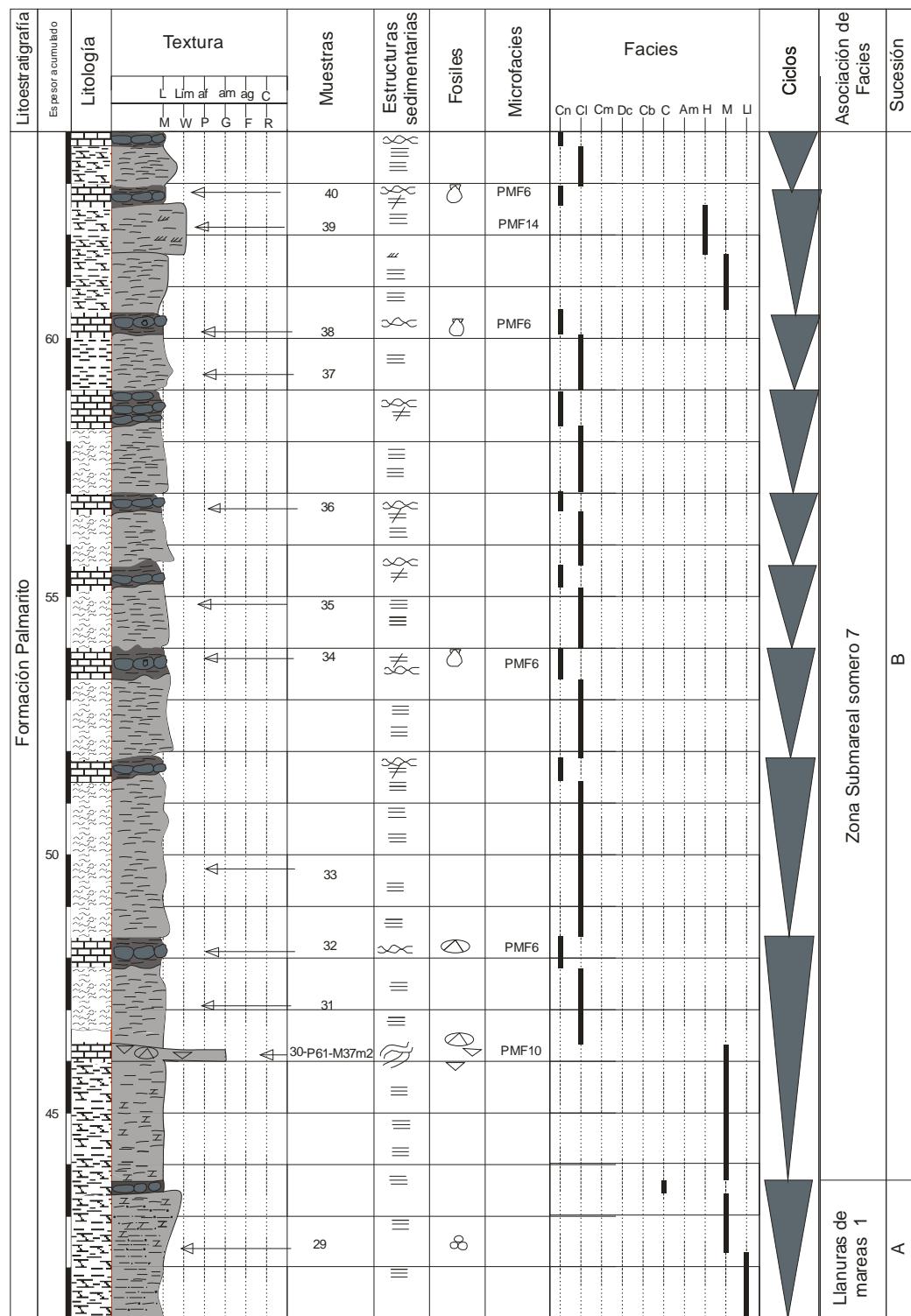


Figura 4.21 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (42-64m) Leyenda Figura 4.37

Sucesión B submareal somero a profundo (43,5-114,5 m): esta sucesión se puede interpretar como ligeramente más profunda, donde se pueden reconocer 25 asociaciones apiladas verticalmente de forma cíclica correspondientes a la asociación submareal somero (7), con presencia de algunas capas de tormentas, los espesores varían entre 9 y 1,5 m. Resalta al final del intervalo la presencia de un ciclo de la asociación de facies sub mareal profundo (9) que indica la profundización hacia el tope. Es importante destacar que en esta sucesión es frecuente observar la facies de Mezcla (M), compuesta por las microfacies de Arenisca aloquímica PMF 12 y Lodolita micrítica PMF 11. Igualmente es común la presencia de fósiles, siendo comunes los ostrácodos, bivalvos y crinoideos.

Este intervalo es interpretado como depósitos marino someros por debajo de la línea de marea baja, con una pendiente muy ligera y normalmente de aguas cálidas evidenciados por las asociaciones fósiles, influenciado fuertemente por las tormentas y fuerte aporte de clásticos. El efecto de tormentas se soporta por la aparición de estratificación tipo *hummocky* en las facies de Mezcla, además se observan microfacies gruesas tales como la PMF 10 (*Rudstone grainstone* bioclástico) y PMF 12 (Arenisca aloquímica) en capas que van desde unos 20 a 80 cm de espesor. El nivel de energía predominante varió de bajo a muy bajo, a excepción de los momentos de tormentas (Figuras 4.21-4.24). En función de establecer una equivalencia con el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la parte de rampa interna y puede llegar hasta la rampa media.

Sucesión C Depósitos de mareas heterolíticas (114,5-127,5 m): esta sucesión está caracterizada por presentar únicamente la asociación de facies 4 del mismo nombre, de 13 m de espesor. Se observa la facies de Heterolitas con laminaciones paralelas, flaser y ondulada, incluso se observan bioturbaciones no identificadas y una ausencia casi absoluta de fósiles, aunque en ocasiones contiene restos de plantas. Se puede interpretar como un evento de aporte de clásticos importante, posiblemente debido a

algún proceso climático que incremento el flujo de estos sedimentos que generó estos depósitos e inhibió la producción de carbonatos o una corta caída del nivel del mar en momentos en un ciclo general transgresivo. Esta sucesión representa la inclusión de clásticos probablemente controlados por la pluviosidad imperante en la zona que pudo haber sido esporádicamente alta (Figura 4.24). En función de establecer una equivalencia con el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la rampa interna.

Sucesión D submareal profundo, rampa media a rampa profunda (127,5-187,5 m): en este intervalo se presenta la repetición de la asociación de facies submareal profundo 9, conformando 33 ciclos con espesores entre 6 y 0,5 m. Cabe destacar que se observa un incremento de la diversidad de fósiles, en donde se destacan los braquiópodos, briozoos, bivalvos, foraminíferos, gasterópodos y radiolarios, tal como se describió en las microfacies PMF 2, 4 y 5. Esta asociación de fósiles es útil para la determinación de paleo-profundidades debido a que aparecen ciertos grupos como los radiolarios que, según Flügel (2004), se ubican en profundidades mayores por debajo de la línea base de las mareas y oleaje, incluso hasta la rampa media a profunda.

Para este intervalo la transgresión en la rampa se hace más importante además se observa el incremento de diversidad de fósiles marinos que comúnmente se ubican en la rampa profunda a media con una pendiente suave hacia la cuenca. El predominio de lodo carbonático permite postular condiciones de baja energía y lenta sedimentación. Se pudiera interpretar como una zona de máxima profundización de la rampa homoclinal (Figuras 4.24-4.27). En función de establecer una equivalencia con el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la rampa media a profunda.

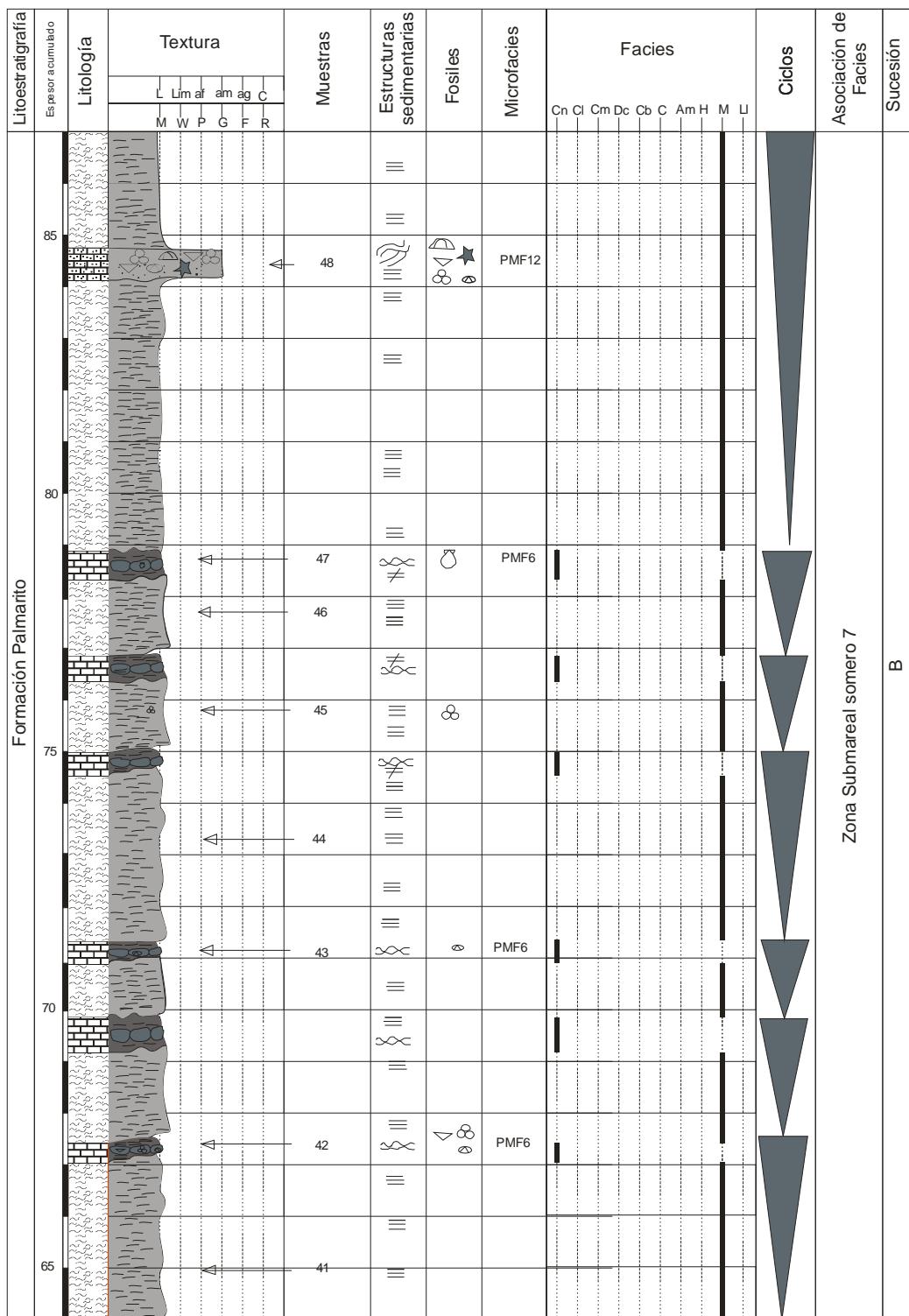


Figura 4.22 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (64-82m) Leyenda Figura 4.37

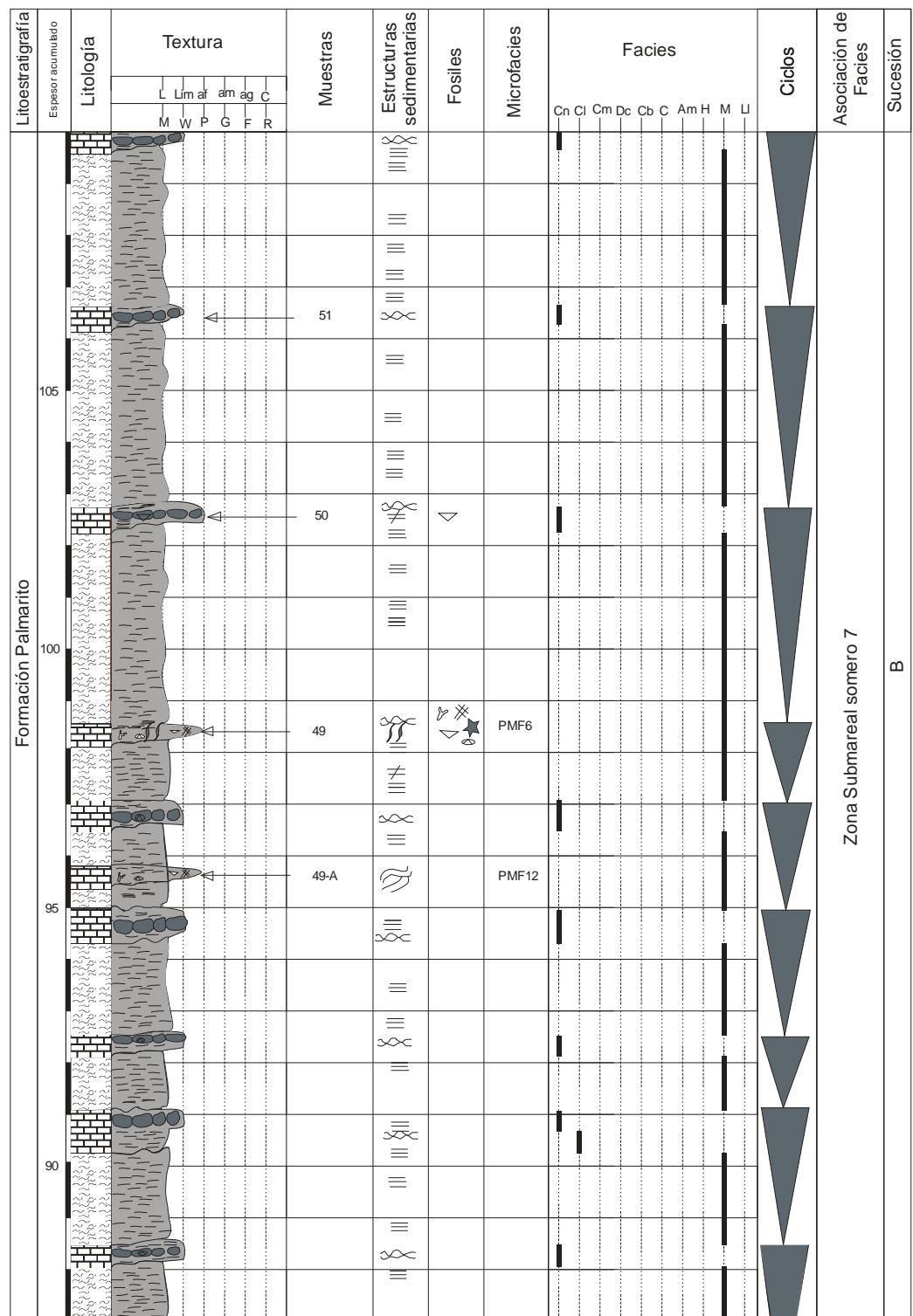
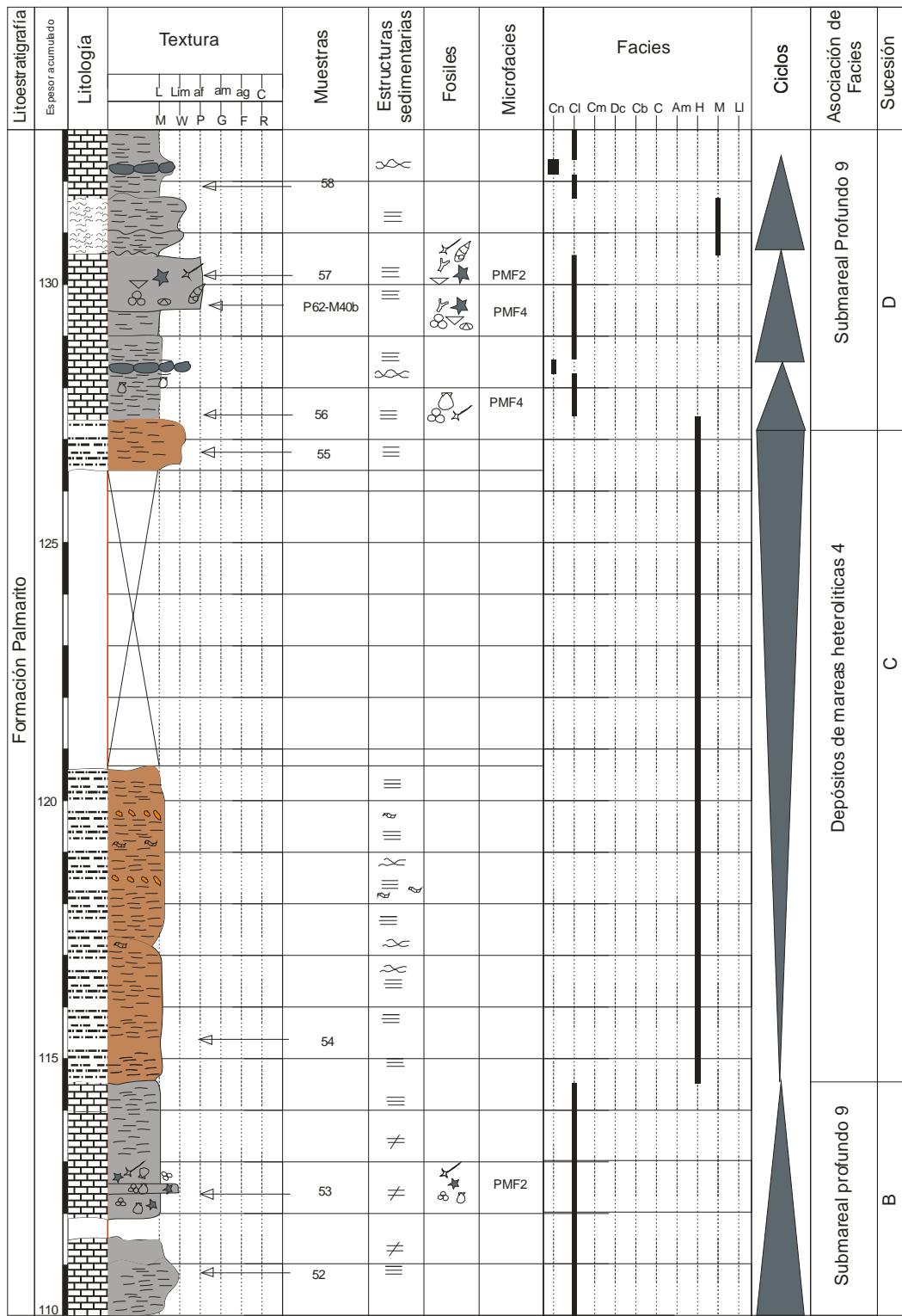


Figura 4.23 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (82-110m) Leyenda Figura 4.37



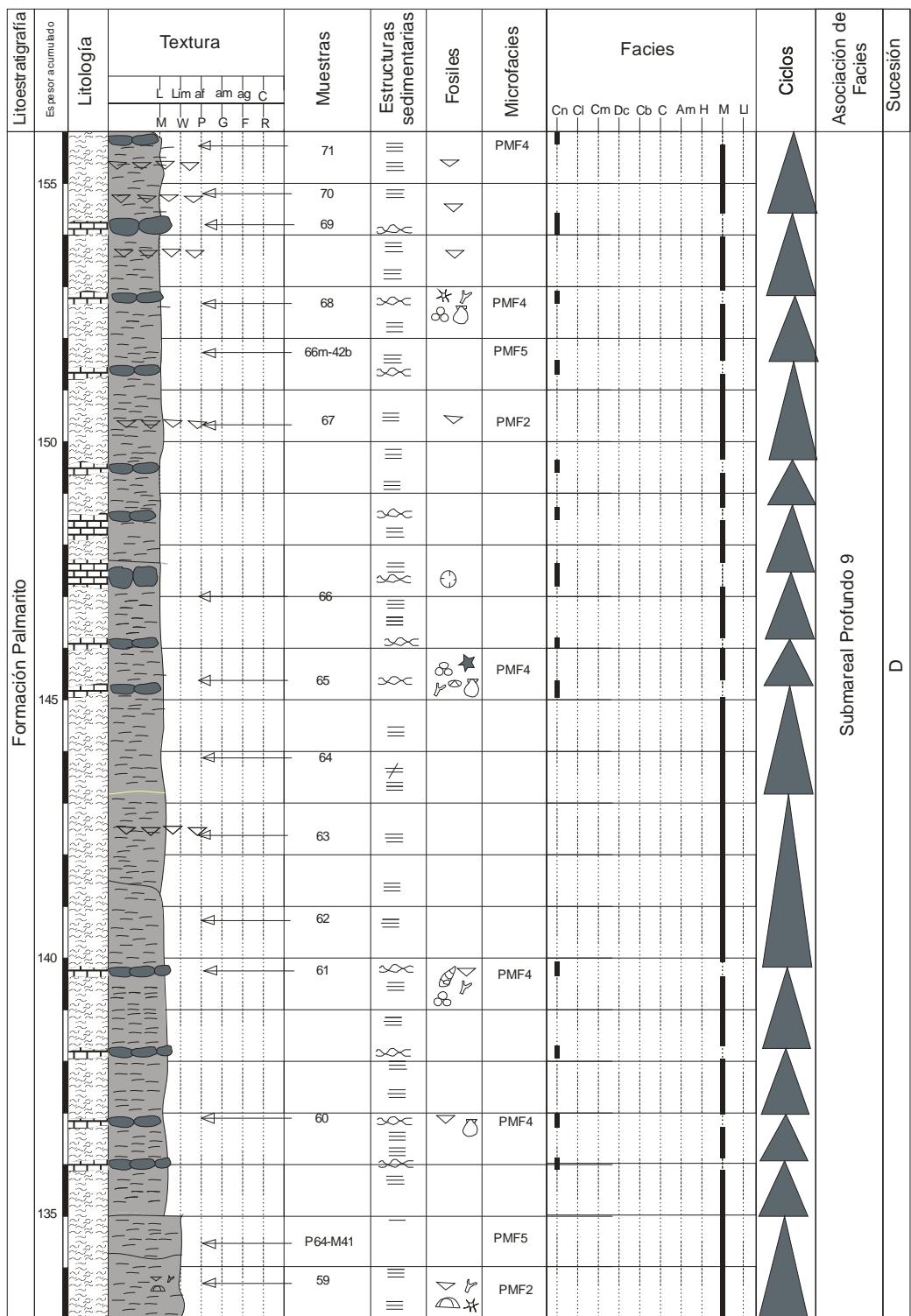


Figura 4.25 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (133-156m) Leyenda Figura 4.37

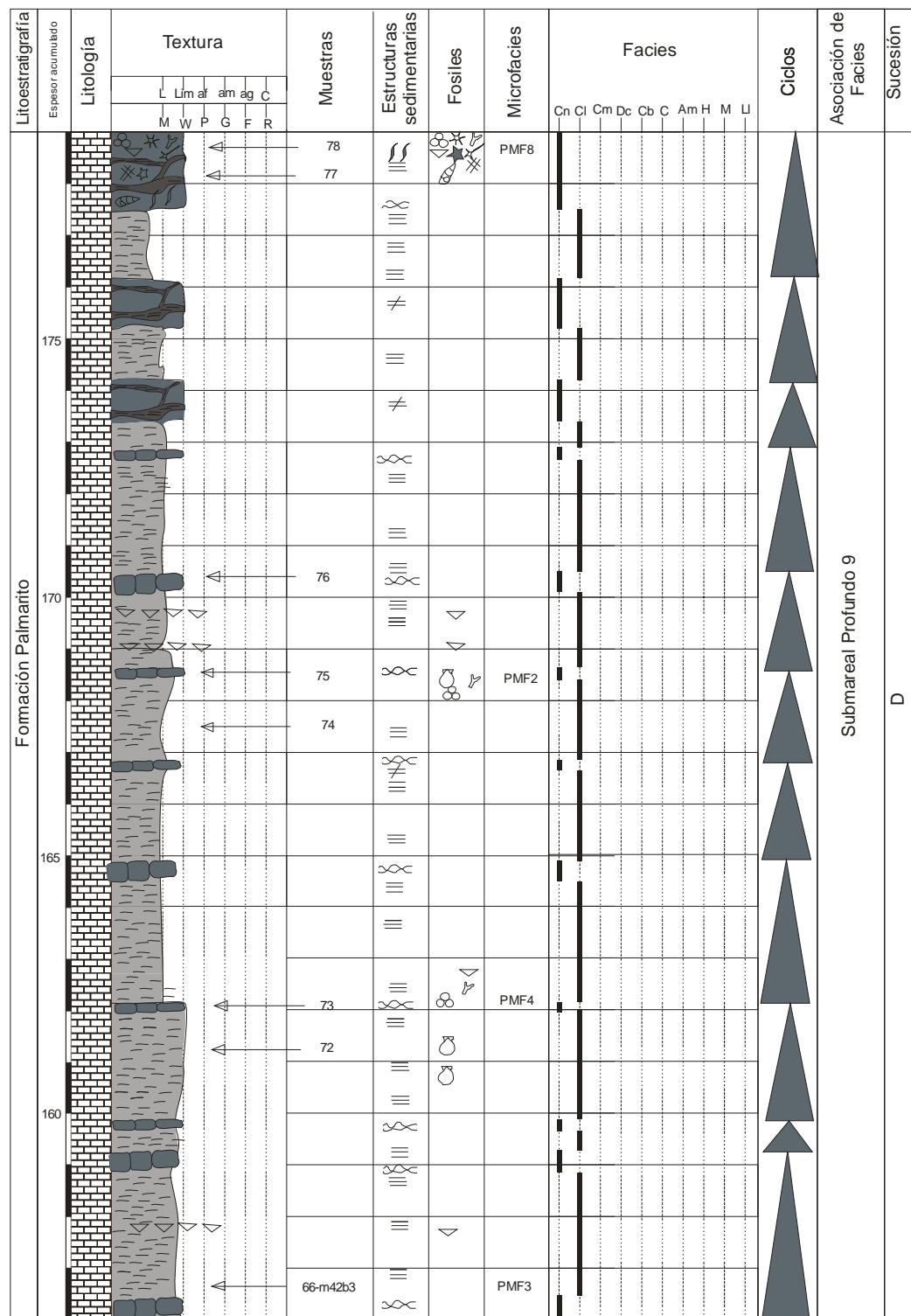


Figura 4.26 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (156-174m) Leyenda Figura 4.37

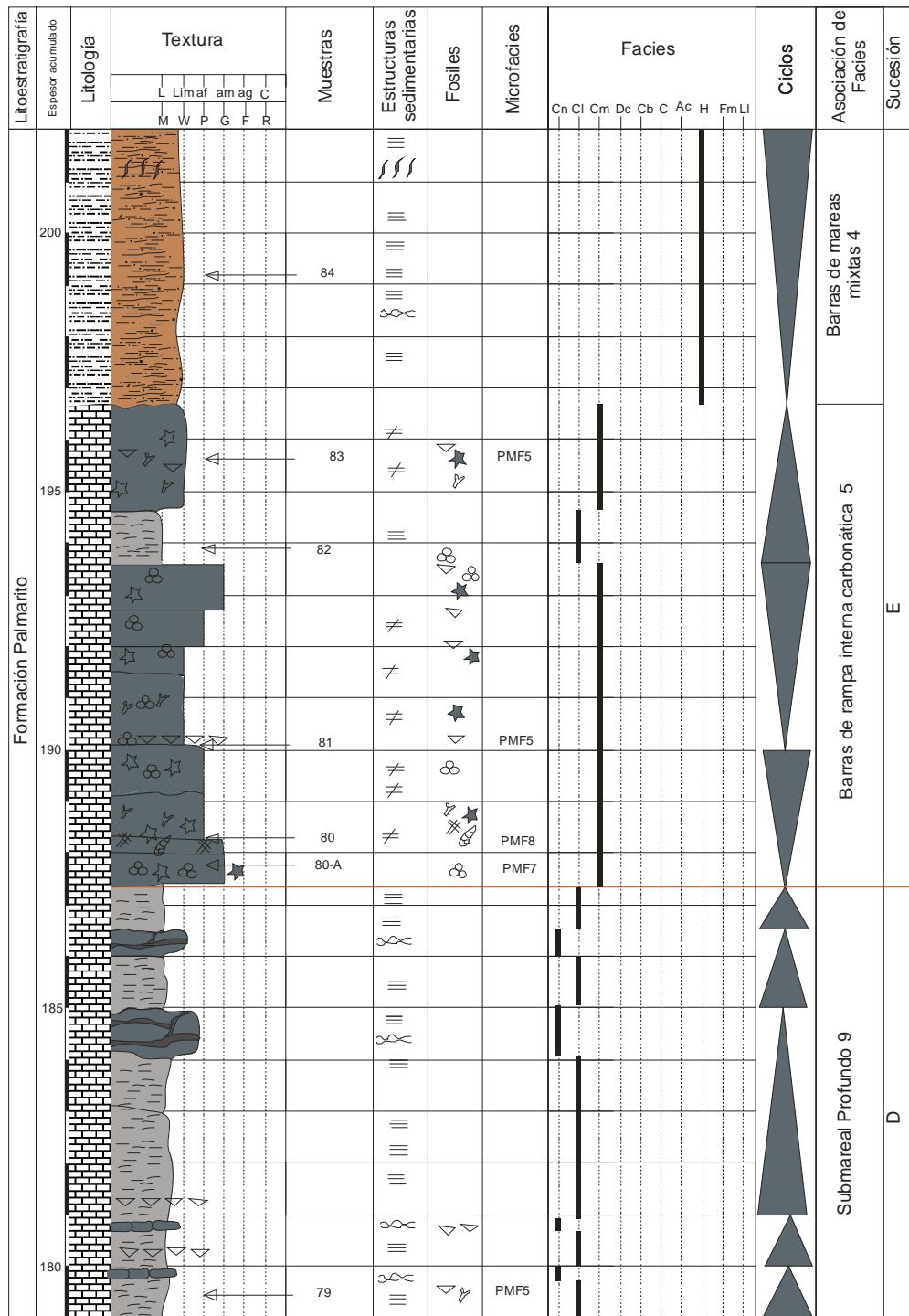


Figura 4.27 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (174-202m) Leyenda Figura 4.37

Sucesión E barras de zona de rampa interna (187,5-204 m): el contacto con la sucesión anterior es marcadamente abrupto y pudiera usarse como nivel de correlación en estudios posteriores, esta superficie es irregular y se coloca en la base de la primera capa de caliza masiva mostrando un cambio marcado en la sedimentación. En la figura 4.27 se resalta esta superficie con una línea roja. Esta sucesión se puede interpretar como un intervalo de somerización que es evidenciado por la presencia de *Packstone* de algas verdes PMF 8 y *Grainstone* de fusulinas PMF 7 que pertenecen a la asociación de facies de barras de rampa interna carbonática 5, la misma se repite 3 veces con espesores entre 2,5 y 3 m. Adicionalmente, se identificó un intervalo de 7 m de espesor con la facies de Heterolitas perteneciente a la asociación de depósitos de mareas heterolíticas 4.

En los momentos de elevado nivel del mar pudieron haberse generado condiciones para el aumento de cantidad de nutrientes y por consiguiente un incremento en la fábrica carbonática, lo que pudo dar como resultado un mayor aporte de sedimentos autóctonos y por consiguiente este tipo de depósito. Este efecto de regresión normal se muestra en depósitos facies mas someras y la aparición de los clásticos influenciados por la mareas además podría estar relacionado con aumento de pluviosidad generando más aporte de clásticos inhibiendo la producción de carbonatos y provocando la regresión normal. (Figuras 4.27-4.28). Estas depósitos se correlacionan a los Bancos de arenas carbonáticas propuestas por Read (1982, 1985),

Sucesión F rampa media a rampa profunda (204-264,8 m): en este intervalo se repiten las características sedimentológicas descritas en la sucesión D. Sin embargo se presentan las calizas masivas (Cm) que no aparecen en la sucesión D. Los bioclastos de braquiópodos, briozoos, bivalvos, foraminíferos, gasterópodos y radiolarios que han sido descritos en las microfacies PMF 2, 4 y 5 se hacen mucho más frecuentes. Una de las características resaltantes es que aparece la asociación de facies de rampa profunda que no aparece en la sucesión D. Esta unidad esta básicamente conformada por 46 asociaciones apiladas verticalmente alternándose entre la asociación de facies de submareal profundo 9 y rampa profunda 10, con

espesores promedio entre 5 y 0,2 m (Figuras 4.28-4.30). En función de establecer una equivalencia con el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la rampa media a profunda que ya había sido definido.

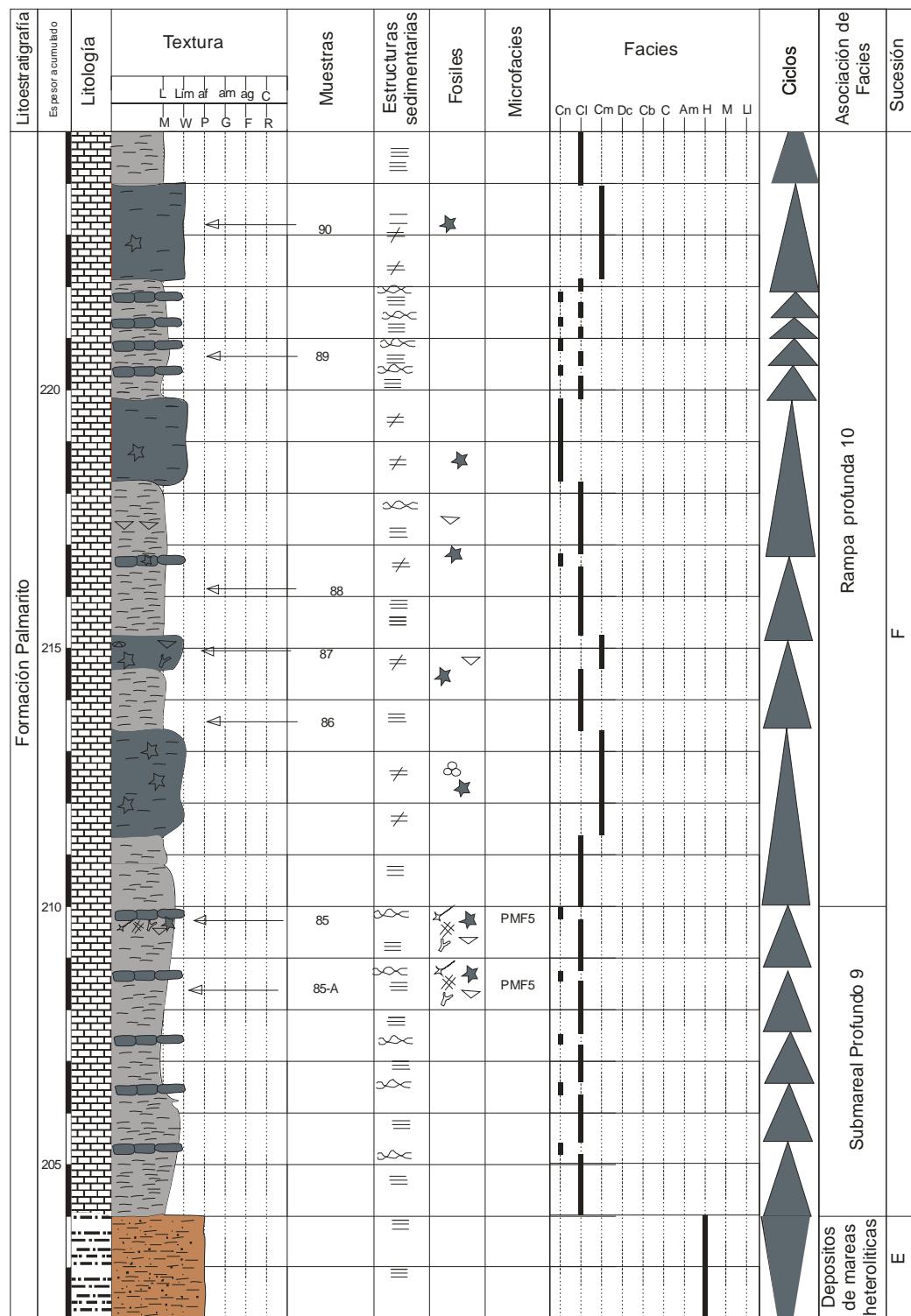


Figura 4.28 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (202-225m) Leyenda Figura 4.37

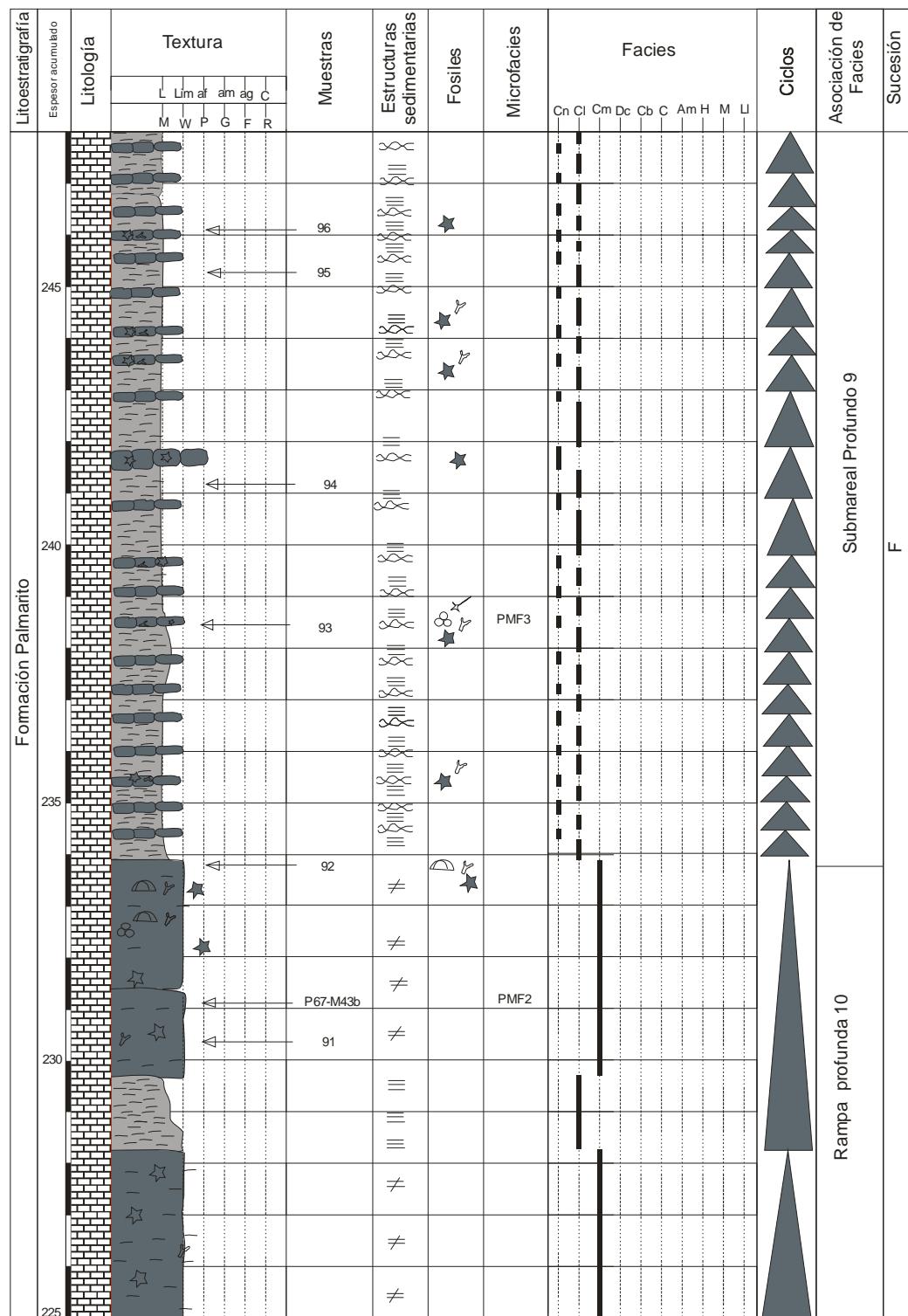


Figura 4.29 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (225-248m) Leyenda Figura 4.37

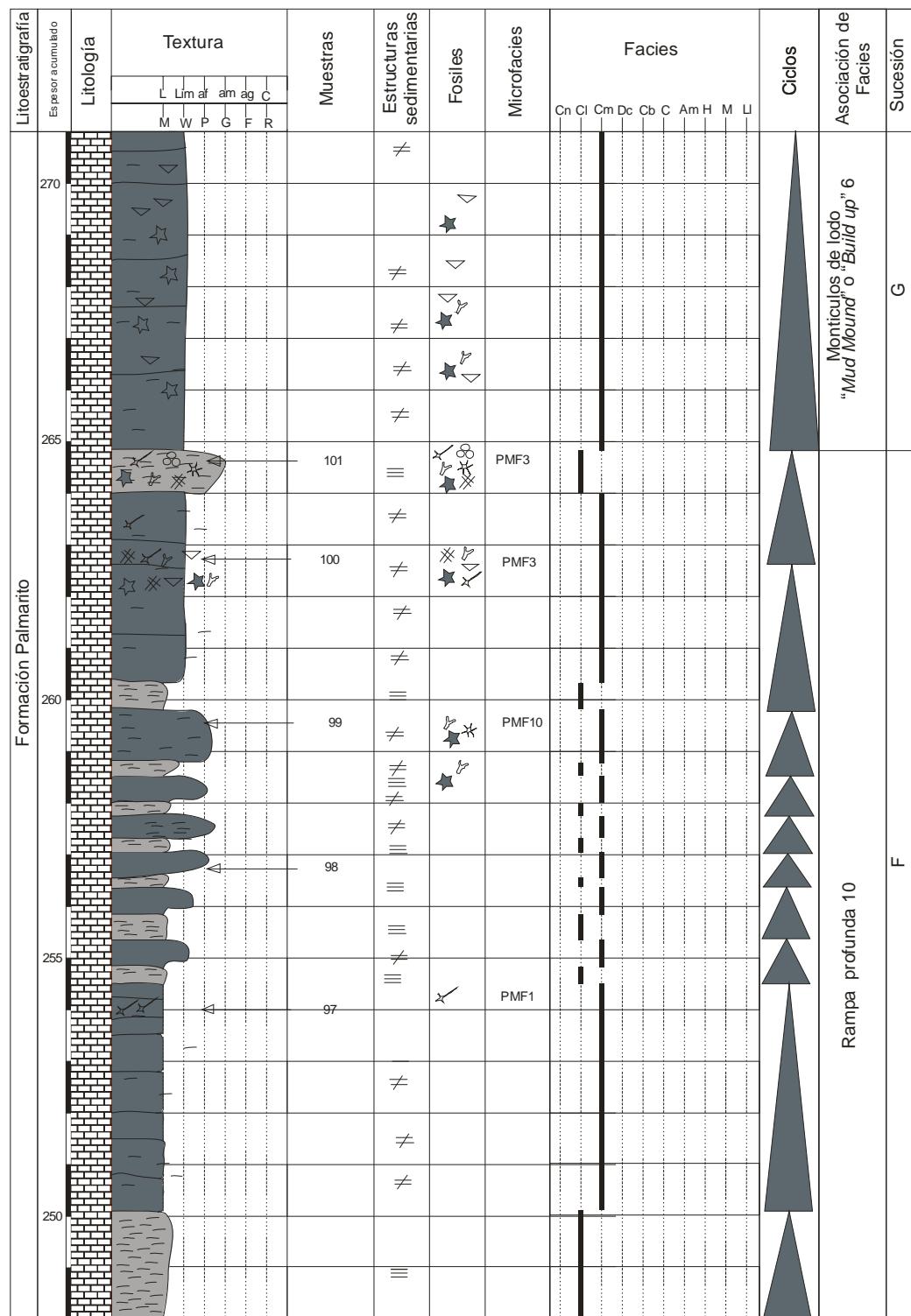


Figura 4.30 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (248-271m) Leyenda Figura 4.37

Sucesión G crecimientos de montículos arrecifales de briozoos *fenestrados* (264,8-299,5 m): esta sucesión se encuentra conformada por calizas masivas (facies Cm) poco estratificadas conformadas por lodo carbonático y bioclastos de briozoos en su mayoría, también son abundantes los crinoideos, algas y espículas de esponjas pertenecientes a las microfacies *Wackestone-floatstone* de crinoideos y briozoos (PMF 5), *Wackestone-floatstone* de crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos (PMF 3) y *Wackestone-floatstone* de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos fósiles PMF 2. Dado la homogeneidad litológica que caracteriza esta sucesión, el criterio empleado para el reconocimiento de ciclicidad fue la variación de espesores de los estratos, elemento que fue relacionado con la fábrica carbonática. Se reconocieron 6 ciclos los cuales oscilan entre 10 y 4 m.

Esta sucesión se puede interpretar como crecimientos de montículos arrecifales de briozoos. La falta de estructuras sedimentarias y la presencia de capas espesas soportan esta idea además de las facies lodosas y la abundancia de fósiles tipo de briozoos *Fenestrados*, espículas de esponjas, crinoideos y braquiópodos que corresponden a las facies que describe Bridges y otros (1995) como montículos tipo 1, 2 y 3. Estos montículos se ubicarían en la zona de rampa media, de acuerdo con Bridges et al. (1995) Los montículos tipo 3 o 2 corresponden a zonas someras y pueden asociarse a la microfacies de *Wackestone-floatstone* de crinoideos y briozoos (PMF 5), mientras que los montículos tipo 1 corresponden a zonas más profundas, basados en los briozoos *Fenestrados*, espículas de esponjas, crinoideos presentes en la microfacies de *Wackestone-floatstone* de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos PMF 2 (Figuras 4.30-4.32). En el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), se pueden asociar a crecimientos arrecifales de rampa somera.

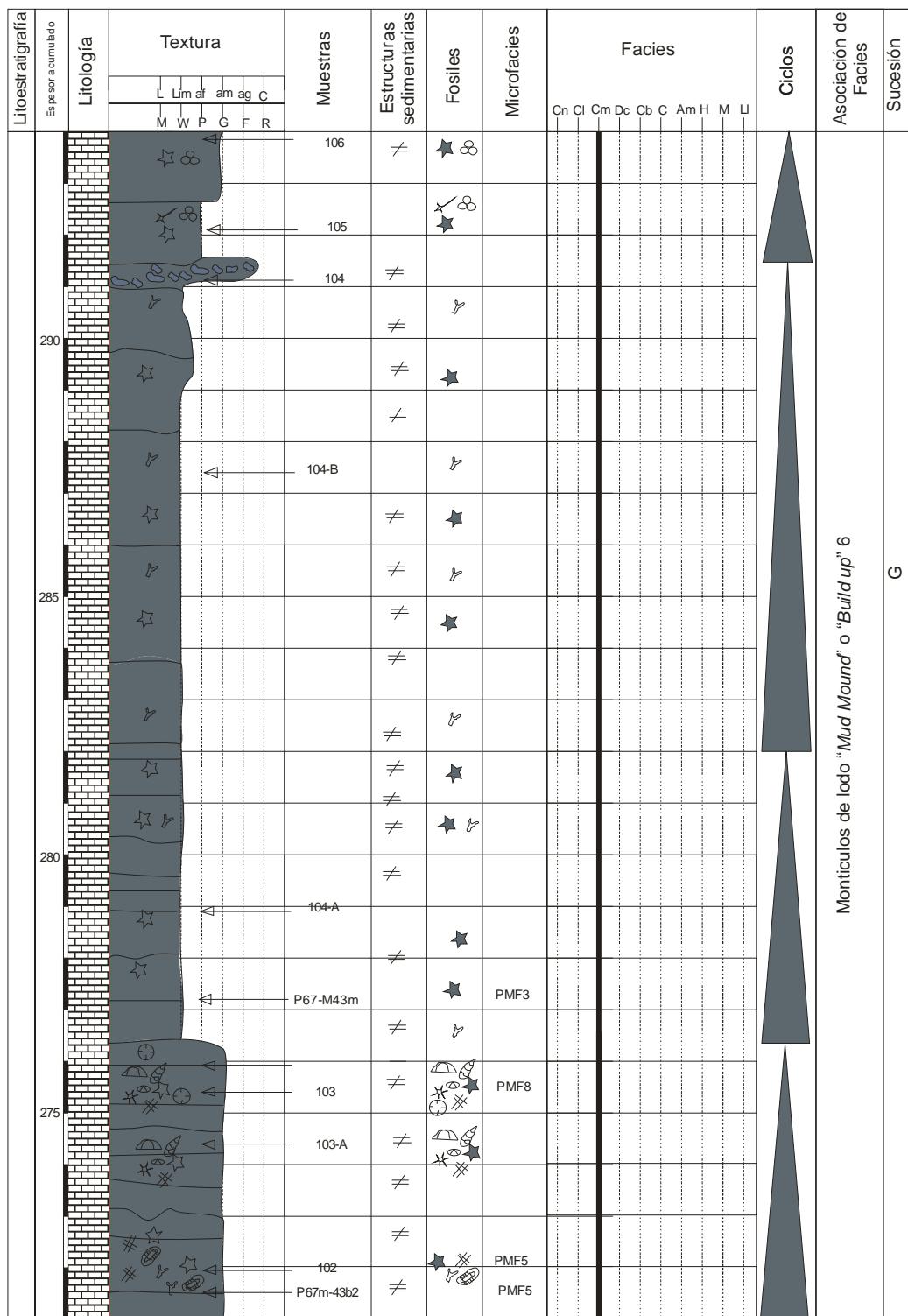


Figura 4.31 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (271-294m) Leyenda Figura 4.37

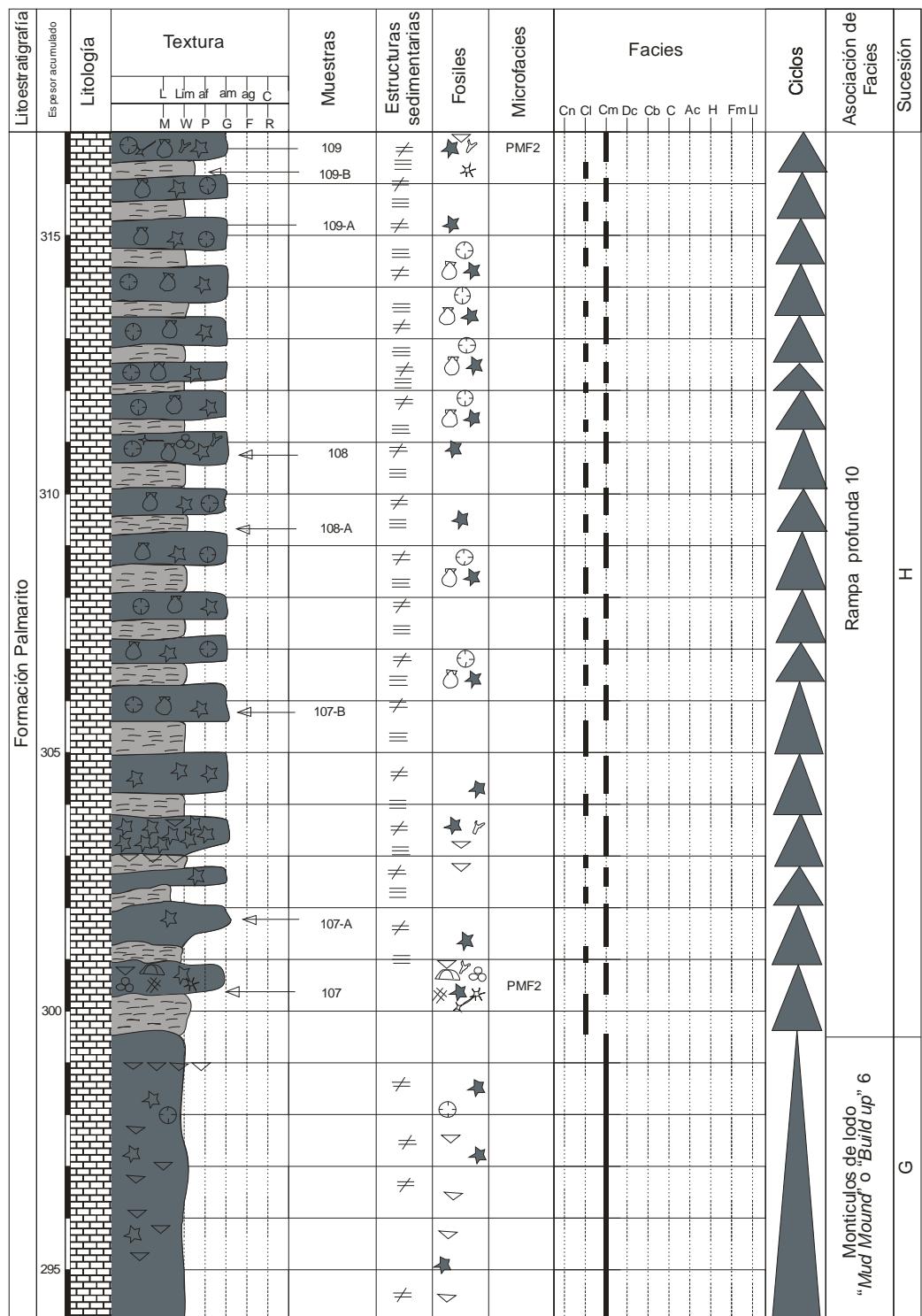


Figura 4.32 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (294-317m) Leyenda Figura 4.37

Sucesión H rampa profunda (299,5-317 m): este intervalo está representado por 18 asociaciones apiladas verticalmente caracterizadas por la repetición de la asociación de rampa profunda (10), con espesores promedio de 1,5 m. Este intervalo representa un evento transgresivo en toda la secuencia de la Formación Palmarito, caracterizado por la presencia de las microfacies *Wackestone-floatstone* de crinoideos, espículas de esponjas y foraminíferos (PMF3), *Wackestone-floatstone* de espículas de esponjas, radiolarios y otros fragmentos de fósiles (PMF2) y *Mudstone* de espículas de esponja (PMF1). Se puede interpretar como depositada en una rampa profunda, es importante destacar la presencia de espículas de esponjas y radiolarios en calizas los cuales son característicos de calizas pelágicas, este argumento soporta la interpretación (Figura 4.32). En función de establecer una equivalencia con el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la rampa profunda.

Sucesión I submareal somero (317-414 m): el último intervalo muestra la asociación de facies submareal somero con dolomitas cristalinas 8 que se repite 9 veces en apilamiento vertical, con espesores que variaron entre 7 y 12 m. Esta asociación está compuesta por calizas masivas y dolomitas cristalinas que representa una somerización hacia arriba.

El tope de la Formación Palmarito es discordante con rojas jurásicas. Este intervalo se puede ubicar en la zona submareal evidenciado por el icnogénero *Thalassinoides* además estas rocas están influenciadas por procesos de dolomitización que modificaron la textura original durante la diagénesis. Esta dolomitización se presenta parcial y total en la mayoría de los intervalos (Figuras 4.33-4.36). En función de establecer una equivalencia con el modelo de rampa propuesto por Read (1982, 1985), esta unidad representa la rampa somera.

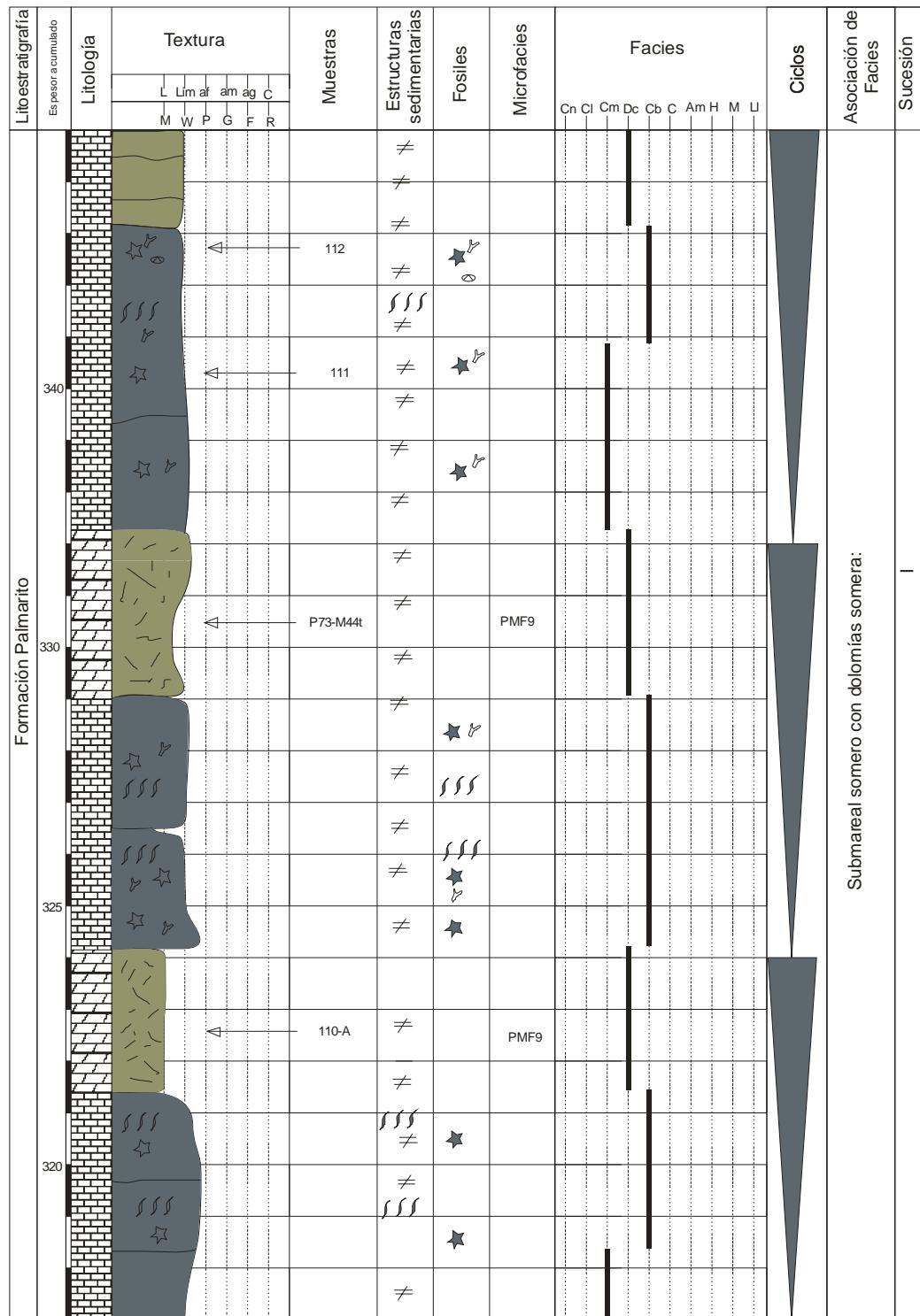


Figura 4.33 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (317-345m) Leyenda Figura 4.37

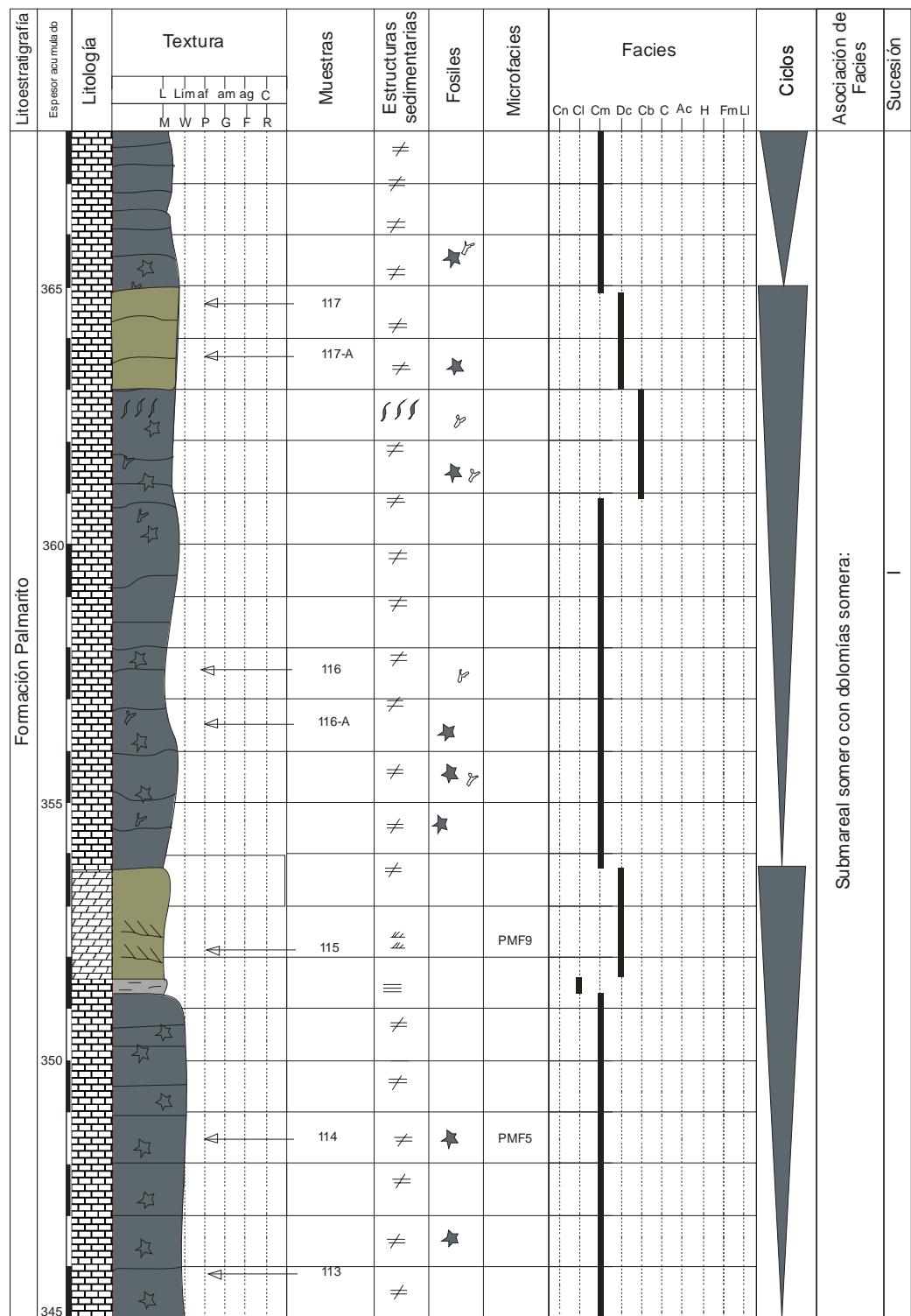


Figura 4.34 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (345-358m) Leyenda Figura 4.37

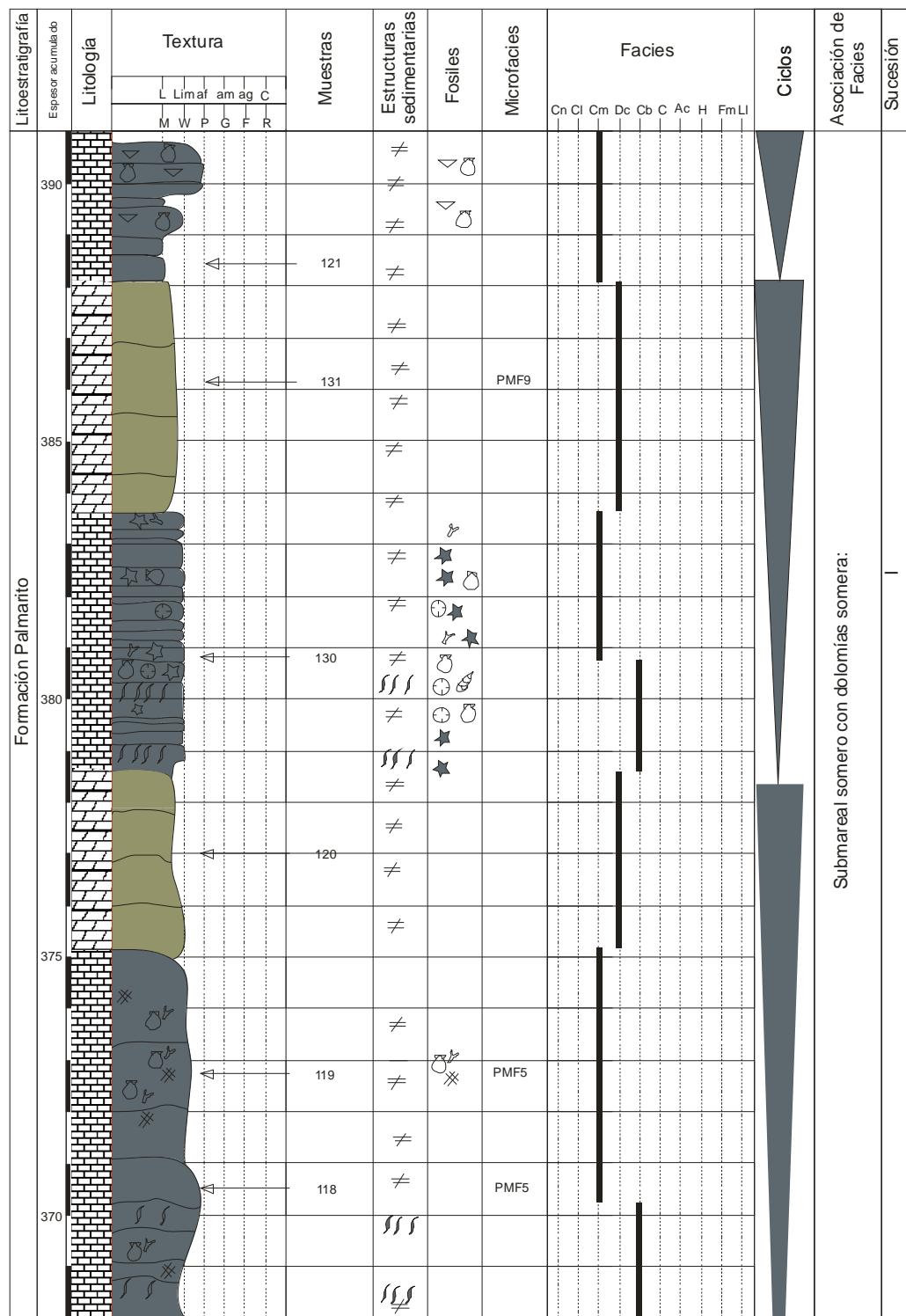


Figura 4.35 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (358-391m) Leyenda Figura 4.37

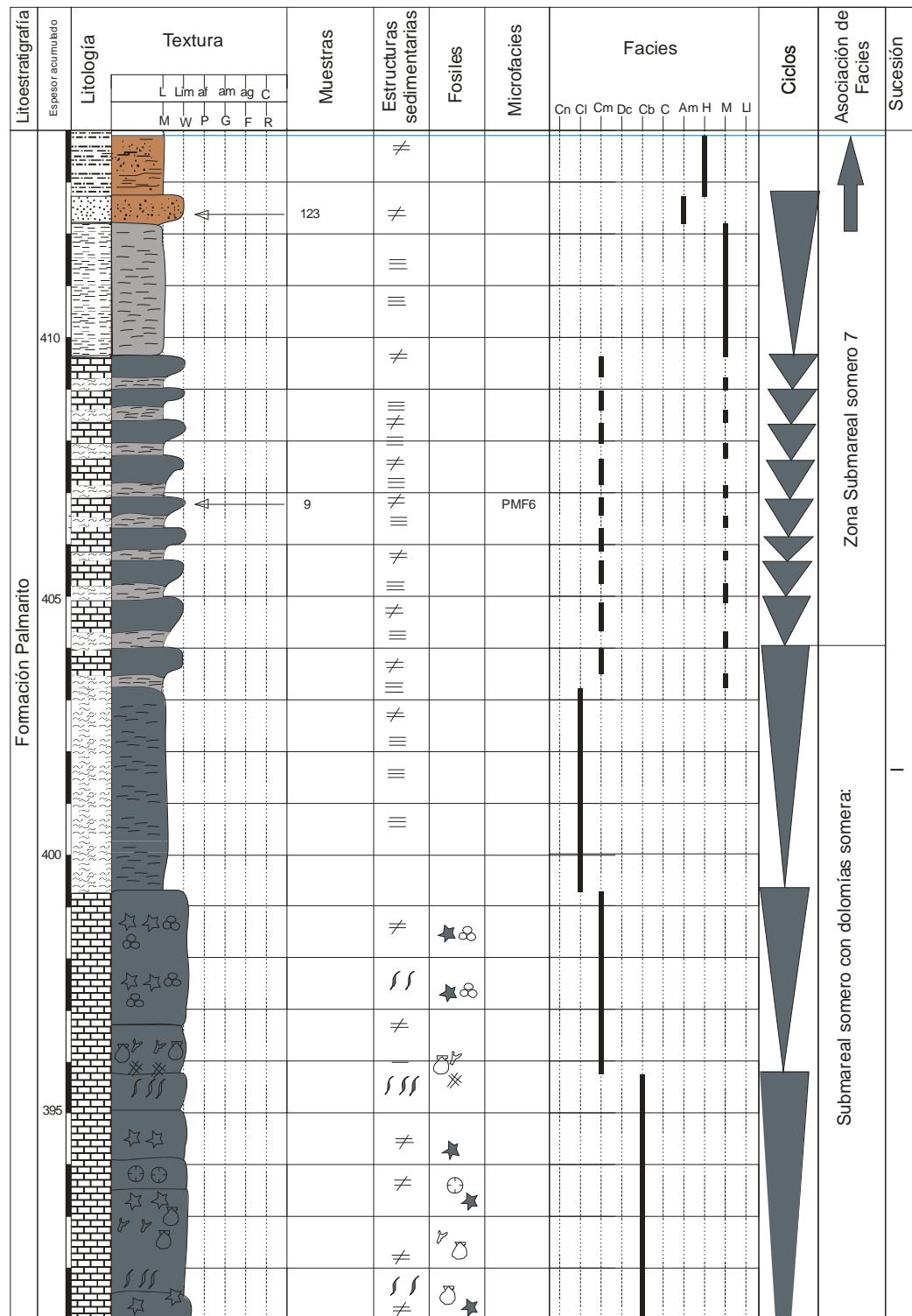


Figura 4.36 Columna estratigráfica detallada quebrada El Palmar (391-414m) Leyenda Figura 4.37

LEYENDA					
			FOSILES		
sedimentos siliciclasticos			carbonatos		
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS					
			OTROS		
			Ciclos Somerizacion	Ciclos Profundizacion	

Figura 4.37 Leyenda de las columnas de la quebrada El Palmar

CAPÍTULO V

CICLICIDAD Y VARIACIÓN DEL NIVEL DEL MAR

Ciclicidad:

En la secuencia estudiada de la Formación Palmarito se identificaron un total de 170 ciclos, descritos en la sección anterior, los cuales presentan un espesor promedio de 2,53 m, donde el valor mínimo es 0,4 m y el valor máximo 14 m. Estos ciclos fueron graficados en un diagrama de Fisher para así relacionarlos con los ambientes sedimentarios y poder entender la dinámica de sedimentación en la rampa carbonática que se desarrolló durante el Permo-Carbonífero en Los Andes venezolanos.

Aunque el factor tiempo en la sucesión no ha sido bien definido, representando esto un inconveniente al momento de jerarquizar los ciclos, es posible hacer una aproximación relacionando espesores y algunos estudios bioestratigráficos realizados a las muestras de la sección en estudio. Se puede citar a Ruiz y Salazar (2008), que luego de hacer una revisión de otros trabajos bioestratigráficos como el de Hoover (1981) y Pierce y otros (1961) y estudiar las muestras proveniente de la sección de la quebrada El Palmar, propusieron edades que van desde el Pensilvaniense tardío específicamente el Gzhelianense ($303,4 \pm 0,9$ M.a.) hasta el Guadalupiano tardío, no más joven que el Capitaniense ($260,4 \pm 0,7$). Basado en las consideraciones sobre la edad y tomando en cuenta que no se observaron evidencias de discontinuidades de larga duración en las sucesión, a pesar que, se identificaron discontinuidades estratigráficas como son la presencia de paleosuelos, que por estar muy poco

desarrollados no representan interrupciones que sean relevantes en la continuidad en tiempo de los depósitos, se asume que la sucesión se depositó en un periodo de 43 m.a. aproximadamente.

Para identificar el orden de los ciclos identificados, se dividió la duración de 43 m.a. entre el número de ciclos (170) asumiendo que todos tienen la misma duración, el resultado obtenido es de 0,252 m.a o 252 ka que según lo definido en el capítulo II correspondería con ciclos de 4 orden.

Para tratar de minimizar los problemas resultado de la falta de control de tiempo, se utilizó el diagrama de Fisher que permite utilizar valores constantes de tiempo sin tener que conocer con exactitud la duración de los ciclos como lo sugiere Husinec y otros. (2008).

Diagrama de Fisher

Según Read y Goldhammer (1988), Read (1989), Goldhammer y otros (1993), este gráfico se asocia directamente con la interpretación del espacio de acomodación. Cuando la curva aumenta y se proyecta hacia la zona positiva del gráfico indica que el espacio de acomodación está aumentando y cuando cae al área negativa este control disminuye. Sin embargo, han surgido una serie de críticas que hacen referencia a la dificultad que genera interpretar la variación del espacio de acomodación en depósitos que no llenan completamente dicho espacio, pues en estos casos otros factores controlan el espesor de los ciclos, como por ejemplo la fábrica carbonática o tasa de aporte de sedimentos de estos depósitos. En función a eso se basa la interpretación. Por ello es importante la interpretación ambiental previa, que para este caso es la información que se encuentra en el capítulo anterior.

El espacio de acomodación es controlado por dos factores principales como son el nivel del mar y la subsidencia. Normalmente la subsidencia se considera constante como se propone para el diagrama de Fischer. En cuanto a la variación del nivel del mar, se refleja en los depósitos como la respuesta biológica a los cambios ambientales como lo muestra Jones y Desrochers (1992) donde proponen el comportamiento de estos depósitos. Estos autores relacionan los ciclos depositados en las llanuras de marea y en los ambientes submareal somero y profundos con el comportamiento del nivel del mar proponiendo términos como *drowning*, *backstep*, *catch-up* y *keep-up* para los momentos transgresivos y los de alto nivel iniciales, además de *prograding*, *fill-up* y *spillout* para los momentos de alto nivel del mar. Por último los momentos de bajo nivel que mostrarían evidencias de exposición. A partir de ello se podrían interpretar depósitos de momento de bajo nivel, alto nivel así como momentos transgresivos, consideraciones que se realizarán en el capítulo siguiente.

Analizando los datos obtenidos de la ciclicidad de la sección de la quebrada El Palmar (Figura 5.1), observamos que el diagrama de Fischer muestra un comportamiento variable que comienza con un engrosamiento del espesor de los ciclos verticalmente subiendo en la sección en los primeros 14 ciclos, con espesores que varían entre 1,4 y 6 m, cabe destacar que este espesor está controlado directamente por el espacio de acomodación basado en el estudio de facies en donde se interpretó un ambiente de llanura de mareas (43,5 m). La presencia de calcretas en el tope de cada ciclo, las cuales representan superficies de exposición subaérea, permite deducir la colmatación del espacio de acomodo durante la sedimentación de cada ciclo.

Posteriormente se observa una caída progresiva en la curva (hasta el ciclo 29 a una altura de 79 m en la columna) que indica una ligera disminución en el espesor de los ciclos, es importante destacar que el control del espacio de acomodación pierde importancia debido a que los depósitos representan zonas de sedimentación submareales donde la fábrica carbonática pasa a ser el mayor control.

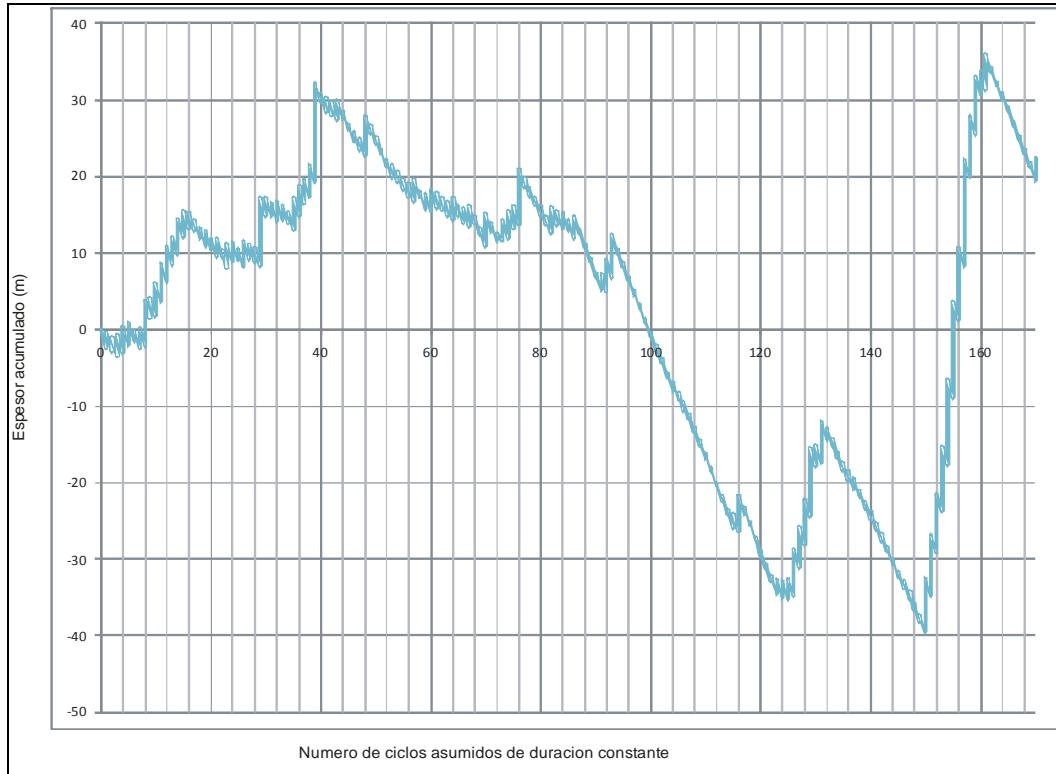


Figura 5.1 Diagrama de Fisher de la sección de la quebrada El Palmar.

A partir del ciclo 29 (79 m), el aumento de los espesores de los ciclos es representativo, llegando a valores por encima de 30 m en el eje de espesor acumulado en el ciclo 39 (127,5 m de altura estratigráfica), con espesores que van desde 1,5 hasta 13 m. Estos ciclos están controlados por la fábrica carbonática, la cual depende a su vez de una serie de factores como son los biológicos que determinan el volumen y tipo de organismos que aportarán sedimentos, un ejemplo que puede adaptarse a estos ciclos es el que propone Pérez-Huerta y Sheldon (2006) donde describen la ciclicidad en zonas submareales asociadas a la cantidad de nutrientes y la variación entre biodiversidad de organismos y la aparición de unas determinadas especies de braquiópodos. Fenómeno que podría ocurrir en este intervalo.

A partir del ciclo 40 (127,5 m) se observa una caída pronunciada hasta el ciclo 72 (187,5 m de altura estratigráfica). Probablemente se debió a la baja producción orgánica y la profundización hacia la zona de rampa media a profunda donde el aporte de sedimento era poco abundante y el espacio de acomodación muy amplio. A partir de la base del ciclo 73 (187,5 m) aparecen las barras de rampa interna bioclásticas que aumentan el espesor de estos ciclos hasta llegar al ciclo 76 (196,5 m)

Seguidamente se observa una caída en los valores de la curva de forma pronunciada hasta llegar a zonas negativas en el gráfico, de nuevo las condiciones ambientales indican una rampa media a profunda, este comportamiento persiste hasta el ciclo 126 (271 m de altura estratigráfica) donde cambia la tendencia. Desde este punto hasta el ciclo 131 (299,5 m de altura estratigráfica) incrementa el espesor de los ciclos, ambientalmente está caracterizado por la aparición de algunos montículos de lodos arrecifales. Desde el ciclo 131 hasta el ciclo 149 a una altura de 317 m, se observa una caída rápida de la curva que corresponde con el límite entre la sucesión H e I, las características sedimentológicas indican un ambiente de rampa profunda. Hacia el tope de la secuencia incrementan los espesores de los ciclos hasta el ciclo 161 (404 m de altura estratigráfica), desplazando la curva a valores positivos, el ambiente interpretado es submareal somero que da como resultado un aumento progresivo de la fábrica carbonática, probablemente causado por el enriquecimiento de nutrientes y ubicación en la zona fótica en momentos de alto nivel de mar. Finalizando la sucesión caen los espesores suavemente para terminar en la discontinuidad que pone en contacto la Formación Palmarito con las rocas jurásicas.

Causas de la ciclicidad.

Las causas de la ciclicidad han sido uno de los temas a los que se ha prestado mayor atención en los últimos años dentro de la Estratigrafía. En la actualidad la mayoría de

los autores consideran que los factores alocíclicos que producen la ciclicidad son la tectónica y el clima (Vera, 1994). En el caso de la Formación Palmarito, la ciclicidad estuvo controlada por el espacio de acomodación, que depende directamente de las variaciones relativas del nivel mar, y la fábrica carbonática, los cuales a su vez están controlados por la tectónica y el clima. Por esto es importante introducir como actuaron estos factores a nivel global durante este tiempo.

La tectónica para el Permo-Carbonífero en el norte de Gondwana es una tectónica compresiva resultado de la colisión de Gondwana y Laurentia, específicamente entre el norte y sureste de la actual Suramérica y Norteamérica respectivamente, la cual tiene su máximas expresiones en las orogénesis Alleggheniana y Marathon-Ouachita, dejando unos océanos remanentes entre los dos supercontinentes justo antes de la conformación de la Pangea (Miall y Blakey, 2008), donde se depositó la sección que es objeto de este estudio. Sin embargo, algunos autores además hacen referencia a la existencia de microterrenos (Pindell, 1985 y Vachard y otros, 2004) que influyen en la geodinámica de ese límite. La subsidencia tectónica pudo haber sido afectada por esos procesos compresivos, incrementado por el efecto de la flexura y por consiguiente influyendo en los ciclos, probablemente en la creación de espacio de acomodación (Miall y Blakey, 2008; Morris y otros 1990 y Pindell, 1985).

Desde el punto de vista climático, diversos autores como Ricardi (2008), Hoover (1981) y Morris y otros (1990) indican que la Formación Palmarito se depositó en condiciones tropicales, incluso en este trabajo se han observado asociaciones de fauna de aguas cálidas que corroboran la afirmación anterior. De acuerdo con Tabor y Poulsen (2008), durante el Pensilvaniense temprano el clima debió ser húmedo cambiando gradualmente a condiciones áridas a finales del Pérmico, sin embargo, en la sección de estudio este cambio no se observó muy bien registrado, tal y como ocurre en cuencas vecinas como Solimões o Delaware donde se depositaron extensas secuencias de evaporitas siendo una evidencia bien marcada de climas áridos.

La existencia de condiciones húmedas durante la sedimentación de la Formación Palmarito puede interpretarse a partir de la flora reportada en esta unidad, Ricardi (2008) describe en detalle la presencia de especies como *Lobatopteris vestita*, *Annularia stellata*, *Delnortea cf. D. abbottiae* que son interpretadas como de regiones húmedas. Además de la presencia de depósitos de tormenta en la llanura de mareas que pudiera representar también momentos de altas pluviosidad que generan perturbaciones en la zona costera asociado a efectos climáticos.

El tope de la formación está caracterizado por una sección carbonática más profunda con presencia de gran variedad de fósiles como crinoideos no identificados, briozoos *Fenestellidos* y fusulinas parasufilinas, los ciclos están controlados mayormente por la fábrica carbonática que probablemente fue afectada por el cambio climático durante el Pérmico que según Tabor y Poulsen (2008) se hizo más árido. Incluso al final de la sección se observan una serie de ciclos con facies dolomíticas que pudieran estar relacionados con evaporación en momentos de climas áridos.

Espacio de acomodación

El espacio de acomodación como ya se ha discutido, representa el resultado de la dinámica que relaciona la subsidencia y el nivel del mar. Como se presenta en los párrafos anteriores se pudiese tener subsidencia causada por efecto tectónico de flexura, y probablemente subsidencia por carga pudiera afectar este control, siendo la subsidencia térmica la menos relevante en este caso.

El nivel del mar según Haq y Shutter (2008) desde el Pensilvaniense hasta el Guadalupiano, presenta una tendencia en largo término de caída suave que a finales del Capitaniense pudiese llegar cercano a 0 m. Aunque en corto término presentan aproximadamente 50 ciclos de variación del nivel del mar en este periodo que pudieran afectar directamente a los ciclos que definidos en este estudio (Figura 5.2).

Sin embargo el control del espacio de acomodación en los ciclos solo es muy importante en los primeros 14 ciclos (llanura de mareas), donde los sedimentos logran llenar completamente ese espacio, para el resto de la sección es un factor que controla pero no es el principal.

Para los siguientes ciclos la subsidencia se hace mayor y la creación de espacio de acomodación es mucho mayor que la tasa de aporte. Sin embargo este factor pierde importancia y no controla directamente el espesor de los ciclos debido a que nunca se rellena completamente el espacio y no corresponde a un límite medible, a diferencia de la llanura de mareas, siendo la fábrica carbonática y los controles oceanográficos tales como mareas, tormentas y las corrientes oceánicas los que dominan mayormente los espesores de los ciclos en la sucesión entre 43,5 m hasta los 414 m.

Todos los ciclos estudiados podrían corresponder a ciclos de Milankovich de alta frecuencia y probablemente están asociados a la excentricidad de largo término con duraciones entre 100 y 400 ka. Esto su vez indicaría el control glacioeustático que afectó a los depósitos permo-carboníferos en esta zona.

Fábrica carbonática

La fábrica carbonática ha sido definida por Jones y Desrochers (1992) como el conjunto de factores que intervienen en la generación de sedimentos carbonáticos como son las zonas climáticas, salinidad y temperatura de los cuerpos de agua, tasa de aporte de clásticos, entrada de luz en el agua, y para finalizar los factores biológicos. Estos últimos incluyen la evolución, comportamiento y cantidad de nutrientes en el agua. El destino de los sedimentos carbonáticos está dictaminado por el oleaje, mareas, tormentas y a mayor escala las corrientes oceánicas. El balance entre la producción de sedimentos y transporte de sedimentos determina el potencial de crecimiento de la plataforma.

Podemos tratar algunos factores como la cantidad de nutrientes que se considera un control autocíclico, que de acuerdo con Martin (1996) fue incrementándose en los océanos desde el Cámbrico hasta el Permo-Carbonífero a nivel global ubicándose en un estado mesotrófico para este periodo, esta afirmación está basada en datos isotópicos. Aunque el diagrama de Fisher muestra un comportamiento variable en los espesores sobre toda la sección, se observaron incursiones de aumento de espesor de los entre el ciclo 126 (271 m) y 131 (299,5 m) y entre el ciclo 149 (317 m) y 161 (404 m) que pueden ser interpretadas resultado de un aumento en los nutrientes. Por otro lado, las microfacies analizadas indican una mayor diversificación de la fauna hacia el tope de la formación, probablemente debido al aumento de nutrientes que se presenta durante el Pérmico a escala macro, criterio que usa Pérez-Huerta y Sheldon (2006) soportado con datos isotópicos y análisis elemental.

Algunos datos de carbono orgánico total aportados por Lugo (2008) proporcionan una idea de algunos momentos de mayor productividad orgánica y preservación, con valores que alcanzan 1,8 %, como se muestra en la Figura 5.2. Sin embargo, los datos proporcionados corresponden al COT actual el cual está afectado por la generación y posible expulsión de querógeno, por tratarse de una roca sobre madura como reporta Lugo (2008).

Otras condiciones como salinidad o turbidez en la columna de agua pudieron jugar un papel en la generación de ciclos, sin embargo se puede asumir que los ciclos identificados en este estudio estuvieron controlados por factores alocíclicos como son el clima y la tectónica ya tratados en apartados previos.

Variación del nivel del mar

A partir de la interpretación de facies, microfacies, asociaciones fósiles identificadas y con base en los criterios propuestos por Flügel (2004) y Madi et al. (1996), se estimaron las paleoprofundidades. Por ejemplo, la asociación conformada por algas verdes del tipo *Gymnocodiacea*, alga bética perteneciente al grupo de la *Halimeda*, crinoideos y fusulinas indica un rango de profundidades que se extiende desde condiciones someras hasta unos 100 m de profundidad. Algunos ostrácodos comúnmente identificados en las sucesiones A y B, se extienden desde zonas muy someras de aguas salobres a dulces hasta profundidades no mayores de 30 m. Aunque es bien conocido que los ostrácodos habitan en un rango de profundidades amplio, en el caso específico de la Formación Palmarito, las características sedimentológicas de los depósitos en los que se observaron indican ambientes muy someros.

Los briozoos y crinoideos se extienden desde zonas someras submareales por debajo de 10 m hasta profundidades de 150 m. Las facies con espículas de esponjas y radiolarios, indican un rango de profundidades mayores que pudieran ir desde 100 a 150 m ubicándose en la rampa media a profunda.

A partir de las paleoprofundidades estimadas se obtuvo una curva de nivel relativo del mar. En la figura 5.2 se observan tres niveles de elevación y caída del nivel del mar en la secuencia, los cuales se describen a continuación:

En el intervalo comprendido entre 0 m y 187,5 m se observa una tendencia transgresiva caracterizada por los depósitos de la llanura de marea de la sucesión A (0-43,5 m), que pasan a depósitos submareales someros de la sucesión B y submareal profundo de la sucesión D (43,5-187,5 m), correlacionándose con los modelos de *backstep* o *catch up* que definen Jones y Desrochers (1992). Subiendo en la sección,

en el intervalo de 187,5-204 m, se postula una caída del nivel de mar con base en la aparición de las barras de rampa interna (sucesión E) correlacionándose con los modelos de *prograding* o *fillup* que definen Jones y Desrochers (1992).

El segundo periodo de elevación del nivel del mar corresponde a los depósitos de rampa media a profunda de la sucesión F (204-264,8 m), nuevamente se correlaciona con los modelos de *backstep* o *catch up* propuestos por Jones y Desrochers (1992), seguido de una caída del nivel del mar interpretada por la aparición de los depósitos de montículos arrecifales en la zona de rampa interna a media de la sucesión G (264,8-299,5 m), correspondiendo al modelo de *keep up* de Jones y Desrochers (1992).

El último intervalo de profundización está representado por los depósitos de rampa profunda de la sucesión H (299,5-317 m), correspondiente al modelo de *backstep* o *catch up*. La sección superior de la Formación Palmarito representa una regresión normal, caracterizada por los depósitos de la zona submareal somero de la sucesión I (317-414 m), que podría correlacionarse con el modelo de *prograding* o *fillup* de Jones y Desrochers (1992).

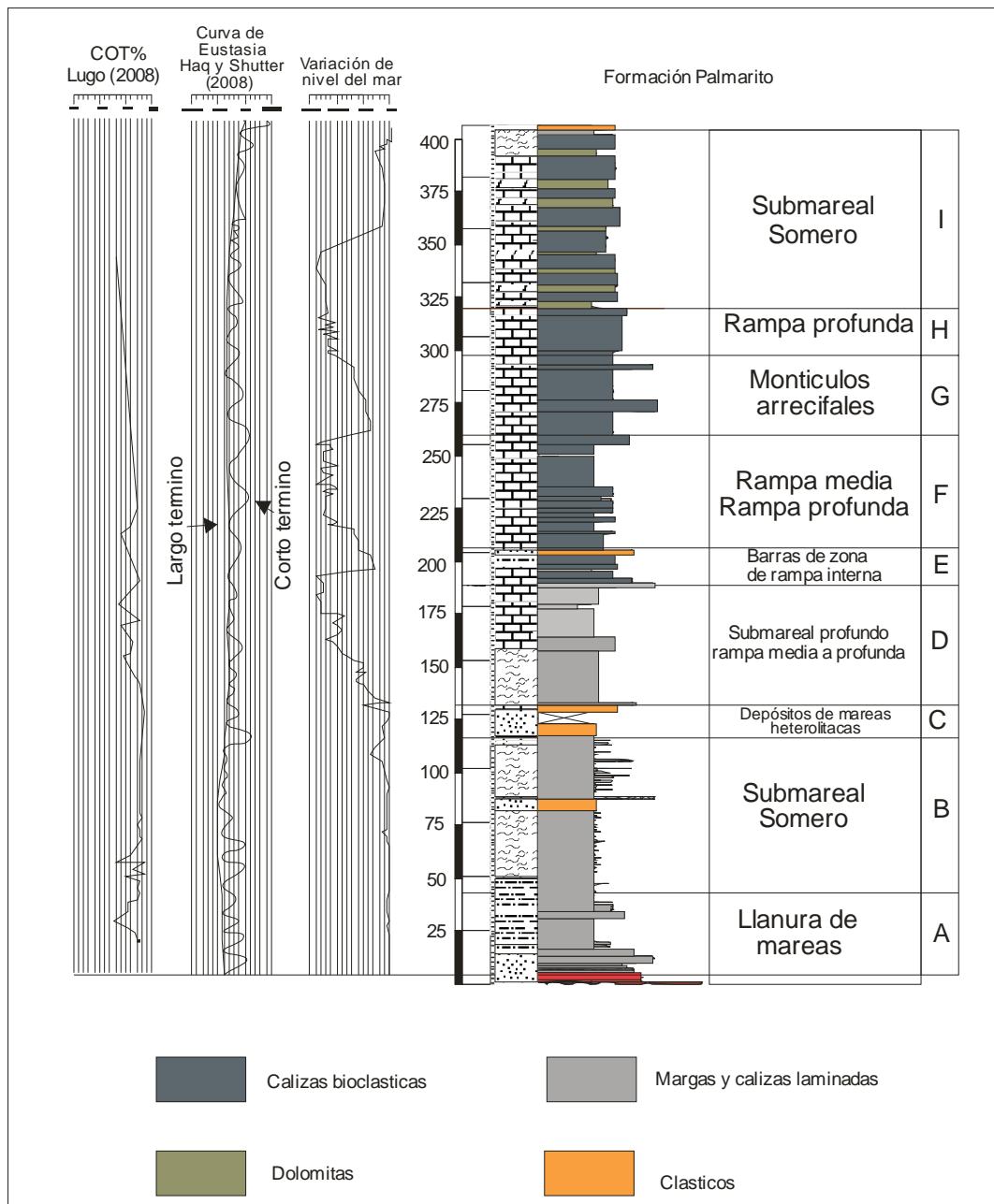


Figura 5.2 Curva de variación del nivel del mar interpretada a partir de las facies y asociaciones fósiles basada en Flügel (2004), Madi y otros (1996), valores de COT reportados por Lugo (2008), columna generalizada de la quebrada El Palmar y curva de eustasia según Haq y Shutter (2008).

CAPÍTULO VI

MODELO ESTRATIGRÁFICO Y DE SEDIMENTACIÓN

Ambiente de sedimentación y aproximación al análisis secuencial

De acuerdo con toda la información suministrada en los capítulos anteriores, se puede interpretar el ambiente de sedimentación para la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar como una rampa homoclinal definida por Read (1985), encontrándose todas las asociaciones de facies propuestas como son la llanuras de mareas (A), zona submareal somero (B) e (I), Depositos de mareas heteroliticas (C), submareal profundo (D), barras de rampa interna (E), zona de rampa media a profunda (F), montículos arrecifales (G) y rampa profunda (H). Elementos que se describieron en los capítulos IV y V que permitieron identificar tres ciclos mayores probablemente de 2do orden. Debido a que este estudio se realizó en una sola sección, no pudiéndose observar la geometría de los cuerpos a gran escala, se sustituye el término de "sistema encadenado" por "depósitos" (Figura 6.1). Adicionalmente se observa una curva de variación del nivel del mar definida en el capítulo V.

Comenzando con una llanura de mareas bien desarrollada (sucesión A) con dominio clástico donde se pueden destacar elementos como las calcretas además de algunos fósiles como ostrácodos y braquiópodos probablemente de aguas salobres. Estas rocas fueron depositadas sobre una superficie transgresiva (ST) que limita esta unidad con capas de areniscas fluviales de la Formación Sabaneta, y define la base de la Formación Palmarito objeto de estudio (Figura 6.1).

Esta secuencia se va haciendo marina más profunda con dominio carbonático, variando desde ambientes submareales someros (sucesión B) en la rampa interna hasta llegar a ambientes de rampa media a profunda (sucesión D), definidos como Depósitos Transgresivos (DT) (Figura 6.1), con la presencia de mayor cantidad y variedad de fósiles siendo los más frecuentes los braquiópodos, bivalvos, foraminíferos pequeños, crinoideos, espículas de esponjas y algunos corales solitarios, además de algunos suelos endurecidos (*firmground*) definidos en la microfacies (PMF4) (Figura 6.1). Este primer ciclo finaliza con la sedimentación de barras de rampa interna con algas *Gymnocodiacea* y *Parafusilinas sp.* (sucesión E), típicas de ambientes de aguas cálidas con alta energía y algunos clásticos que representan una regresión normal durante niveles altos y estables del mar, si se aproxima a los modelos de estratigrafía por secuencias corresponderían a los Depósitos de Alto Nivel (DAN). Estos depósitos estaría limitados por una superficie correlativa que daria inicio al siguiente ciclo.

El siguiente ciclo se inicia con los depósitos de rampa media a profunda de la sucesión F, identificados en este estudio como Depósitos Transgresivos (DT), en el tope se postula la presencia de una superficie de máxima inundación (si). Este ciclo finaliza con la sedimentación de montículos arrecifales de briozoos representado una secuencia agradacional *keep up* como se muestra en la columnas con calizas masivas espesas (Figura 6.1). Estos depósitos se podrían interpretar como sedimentados en una etapa de alto nivel del mar y se definen como Depósitos de Alto Nivel (DAN), limitados en el tope por una superficie correlativa (SC) que cierra la secuencia. El último ciclo se inicia con depósitos acumulados en la zona de rampa media a profunda de la sucesión H definidos como Depósitos Transgresivos (DT), en el tope se postula la presencia de una superficie de máxima inundación que da paso a la acumulación de facies de la zona submareal somera con capas de potentes de dolomitas masivas interpretadas como los Depósitos de Alto Nivel (DAN) de la sucesión I. Este ciclo finaliza con una discontinuidad mayor que define el contacto

entre la Formación Palmarito y las rocas jurásicas, reflejando el cierre de este océano y el macro evento tectónico que da como resultado la conformación de Pangea.

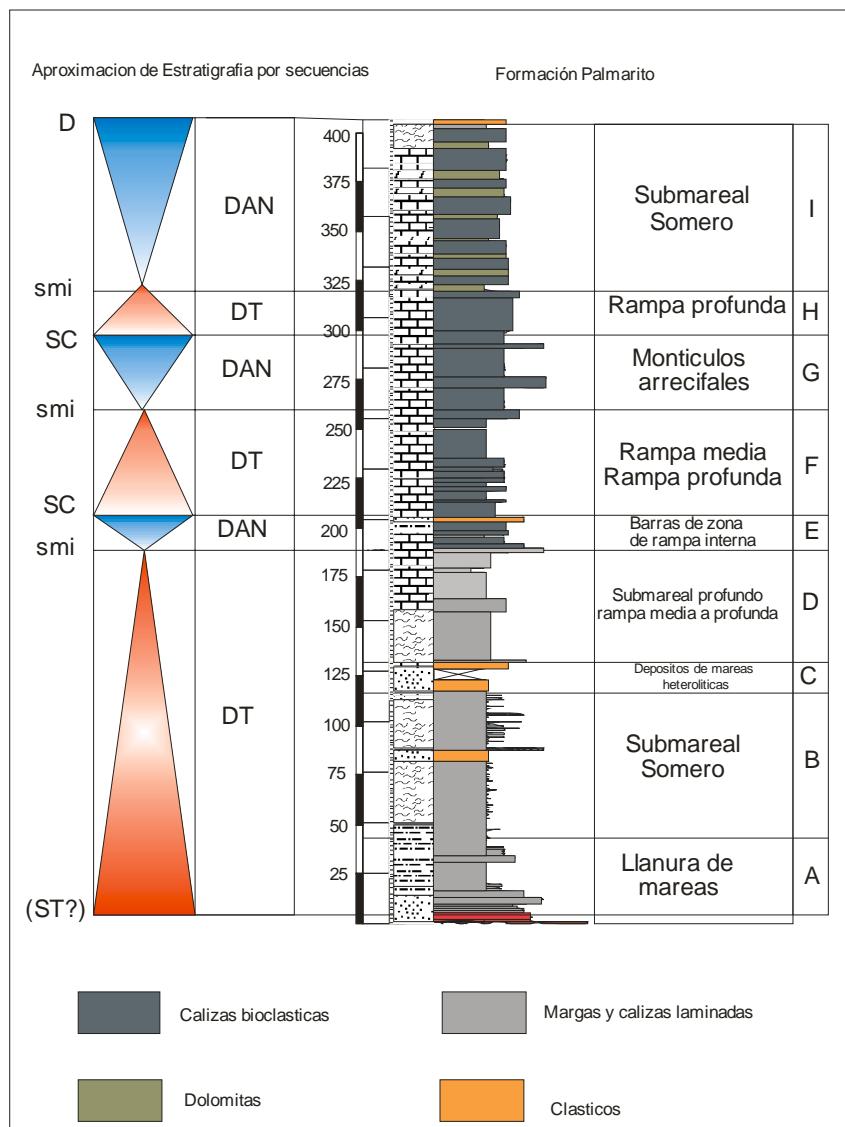


Figura 6.1 Columna esquemática e interpretación secuencial de la sección de la quebrada El Palmar. (ST) Superficie Transgresiva, (DT) Depósitos Transgresivos, (ssi) Superficie de inundación, (SC) Superficie Correlativa, (DAN) Depósitos de Alto Nivel.

CAPITULO VII

CONCLUSIONES

- El ambiente de sedimentación propuesto para la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar es de rampa homoclinal (Read, 1985), definiéndose las asociaciones de facies de llanuras de mareas (A), zona submareal somero (B) e (I), depósitos de mareas heterolíticas (C), submareal profundo (D), barras de rampa interna (E), zona de rampa media a profunda (F), montículos arrecifales (G) y rampa profunda (H). Esta rampa probablemente se encuentra asociada a los mares remanentes del Pérmico que se ubicaron entre Laurentia y Gondwana.
- Se definieron 170 ciclos con un espesor promedio de 2,53 m que correspondieron a las asociaciones de facies definidas, A pesar de los inconvenientes que ocasiona la falta de control de tiempo, se pueden asumir que estos ciclos de alta frecuencia estarían en un rango de 4^{to} orden, con una duración de aproximadamente 250 ka
- Se identifican tres ciclos mayores probablemente de 2do orden que se aproximan a secuencias estratigráficas en contexto secuencial, conformados por Depósitos Transgresivos y Depósitos de Alto Nivel. No fue posible establecer una correspondencia entre la curva de cambios de nivel del mar presentada en este estudio y la curva de Haq y Shutter (2008) propuesta para el Paleozoico, probablemente debido a la falta de control de tiempo en la sección estudiada o la tectónica imperante durante este período.

- Las causas de la ciclicidad en esta sección fueron variadas pero se destacan el espacio de acomodación, que depende directamente de variaciones relativas del nivel del mar y la subsidencia, además de la fábrica carbonática que depende de una gran cantidad de controles autociclicos. Todos estos procesos están controlados por la tectónica y el clima.
- El clima en este periodo se puede ratificar para zona tropicales, tal como ha sido propuesto por otros autores, predominando asociaciones fósiles de aguas cálidas. La presencia de dolomitas hacia el tope de la formación soporta el cambio a condiciones más áridas postulado a nivel global para el Pérmico, aunque no representan características tan evidentes como las descritas en las cuencas vecinas de Solimões o Delaware.
- El espacio de acomodación probablemente estuvo influenciado mayormente por la tectónica, la tendencia general observada en la secuencia es transgresiva y no regresiva como postulan Haq y Shutter (2008) para este período de tiempo.
- Con el fin de evaluar los factores que controlaron la fábrica carbonática resulta indispensable ahondar más en el estudio de los taxa fósiles y realizar estudios geoquímicos que aporten información de aspectos tales como salinidad y temperatura de los cuerpos de agua.

RECOMENDACIONES

- Realizar estudios detallados de otras secciones completas de la Formación Palmarito en el resto de Los Andes y en la Sierra de Périja, para así poder hacer correlaciones que permitan la generación de un modelo de estratigrafía secuencial en 3 dimensiones que permita entender mejor el intervalo Permo-Carbonífero.
- Realizar estudios bioestratigráficos detallados con el fin de mejorar los rangos de paleopropundidad reportados en este estudio y la curva de variaciones del nivel del mar propuesta, así como obtener determinaciones de tiempo más precisas que ayuden a refinar los estudios de ciclicidad, y contribuyan en la generación de modelos paleogeográficos para este importante período de tiempo geológico.
- Realizar estudios geoquímicos, específicamente isotópicos y elementales, para poder interpretar la paleooceanografía de los mares pérmicos remanentes entre Laurentia y Gondwana además de generar modelos quimioestratigráficos que sirvan para la correlación con las cuencas vecinas y a nivel global.
- Estudiar la diagénesis y el soterramiento de estas rocas y así entender la evolución de los procesos a las que fueron sometidas y relacionarlas a un posible sistema petrolero.
- Generar un modelo paleogeográfico que proporcione una solución a las interrogantes propuestas para esta zona en este periodo.

BIBLIOGRAFÍA

- Arnold, H. C. (1966) Upper Paleozoic Sabaneta-Palmarito sequence of Mérida Andes, Venezuela. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 50 (11): 2366-2387.
- Azcuy C., Beri Á., Bernardes-de-Oliveira M. E. C, Carrizo H. A., di Pasquo M., Díaz Saravia P., González C, Iannuzzi R., Lemos V. B., Henrique G., Melo J., Pagani A., Rohn R., Amenábar C. R, Sabattini N., Souza P. A, Taboada A. y Vergel M. M. (2007) Bioestratigrafía del Paleozoico Superior de América del Sur: Primera Etapa de Trabajo hacia una nueva propuesta cronoestratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial Nº 11 09-65. Buenos Aires. Argentina. 64 pp.
- Belandria, N. y Valero, L. (2003) Interrelación entre carbonatos paleozoicos metamórficos y no metamórficos de los Andes, de la Formación Palmarito en los estados Trujillo y Portuguesa. Tesis de grado. Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela. 191 pp.
- Belasky, P., Stevens C.H. and Hanger R.A. (2002) Early Permian location of western north American terrenes based on brachiopod, fusulinid and coral biogeography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179: 245-266.
- Bellizia, A. (1992) Terreno Mérida y Bloque Caparo. Cordillera de Los Andes de Venezuela. III Congreso Geológico de España. Tomo 4., (resumen de actas), 112-116.
- Bellizia, A. y Pimentel, N. (1994) Terreno Mérida: Un cinturón alóctono herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela, en V Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Memoria, Sociedad Venezolano de Geólogos, Puerto la Cruz, Venezuela, 13-16 Marzo, p. 271-290.
- Bellizia, A., Muñoz M.I. y Pimentel, N. (1993) Terreno Mérida. Un bloque alóctono herciniano en la cordillera de Los Andes de Venezuela. II Jornadas Científicas. 55 Aniversario Escuela de Geología, Minas y Geofísica (Memorias). Caracas., 271-290.
- Benedetto, G. (1980) Bioestratigrafía del Neopaleozoico de Los Andes de Venezuela; una síntesis actualizada. Am. Acad. Brasil. VI 52, 840-850.

- Benedetto, J. (1982) Las unidades tecto-estratigráficas paleozoicas del norte de Sudamérica, Apalaches del Sur y noroeste de África: Comparación y Discusión. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas I: 469-488.
- Benedetto, G. y Odreman, O. (1977) Nuevas evidencias paleontológicas en la Formación La Quinta. Su edad y correlación con las unidades aflorantes en la Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia. V Cong. Geol. Venez., Mem. 1: 87-106.
- Benedetto, G. y Sánchez, T. (1979) Modelo desarrollado del océano Proto-Atlántico en la región norte de Sudamérica. Fourth Latin-American Geological Conference, Port-of-Spain, Trinidad and Tobago. (publicado en Transactions Fourth Latin. Am. Geol. Conf., Vol. 2: 825-844.
- Benedetto J. y Ramírez E. (1982) La secuencia sedimentaria inferior pericratónica del extremo norte de Sudamérica y sus relaciones con las cuencas del norte de África. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas II: 411-425.
- Blair T. and McPherson J. (1999) Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (1): 6-19.
- Blakey, R.C. (2008) Pennsylvanian-Jurasic Sedimentary Basins of Colorado Plateau and Southern Rocky Mountains. In Miall A.(Editor) *The Sedimentary Basins of the United States and Canada. Sedimentary Basins of the World*, N° 5. Elsevier, Amsterdam, 245-296.
- Blomeier, D., Scheibner C. and Forke H. (2009) Facies arrangement and cyclostratigraphic architecture of a shallow-marine, warm-water carbonate platform: the Late Carboniferous Ny Friesland Platform in eastern Spitsbergen (Pyefjellet Beds, Wordiekammen Formation, Gipsdalen Group). *Facies*, 55: 291–324.
- Brand, U. and Bruckschen, P. (2002) Correlation of Askyn River Section, Southern Urals, Russia, with the Mid-Carboniferous Boundary GSSP, Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA: Implications for global paleoceanography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184: 177-193.
- Bridges, P. H. Gutteridge P. Pickard N.A.H. (1995). The environment setting of Early Carboniferous mud-mounds. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 23, 171-190 pp.

- Burkley, L.A. (1976) Geocronology of the central Venezuelan Andes. Doctoral Thesis. Geology Department. Case Western Reserve Univ (inédito). Cleveland, USA, 150 pp.
- Christ, P (1927) La Coupe Geologique le long du chemin de Mucuchachí a Santa Bárbara dans les andes Venezueliennes. Eclog. Helv 20(3): 397- 414.
- Dott, R. H. (1964) Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification?. Journal of Sedimentary Petrology. Vol 34. N°3. 625-632pp.
- Dunham, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.) Classification of carbonate rocks. A symposium. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1: 108-171.
- Einsele, G and Seilacher, A (1991) Cyclic and event stratification, Springer –Verlag, Berlin. 955pp.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N. W. T. – Bull. Canadian Petrol. Geol. 19: 730-781.
- Fierro, I. (1973) Geología de la región de Caparo, Resumen Mem. II Cong. Lat. Geol, Caracas, 3: 1765-1767.
- Fierro, I. (1977) Geología de la Región de Barinas – Mucuñuque - Pedraza. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín Especial N° 3, Caracas: 1743 – 1763.
- Fierro, I. (1979). Geología de la Región de Caparo. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología. Dirección de Exploraciones geológicas zona occidental. Estados Barinas-Mérida. Informe interno.71pp.
- Fisher, A.G. (1964) The Lofer cyclothsems of Alpine Triassic. Geol. Survey of Kansas Bull. 169: 107-149.
- Flügel, E. (2004) Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer & Verlag, Berlin, Heidelberg New York. 921 pp.
- García, R. (1972) El Permo-Carbonífero en Venezuela. Bol. Soc. Venez. Geol., vol. VII, No 3: 203-214.
- García, R. y Campos V. (1972) Las rocas paleozoicas en la región del río Momboy, estado Trujillo. IV Cong. Geol. Venez. Mem. 2: 796-805.
- Goddard, E.N., Trask, P.D., de Ford R.K., Rove O.N., Singewald J.T. and Overbeck R.M. (1951) Rock Color Chart. Geol. Soc. Am. Colorado

- Goldhammer, R.K. Lehmann, P.J. Dunn, P.A. (1993) The origin of the high frequency platform carbonate cycles and third orden sequence (Lower Ordovician El Paso Group, West Texas): Constraints from outcrop data and stratigraphy model, Journal of sedimentary petrology. 63: 318–359pp.
- González de Juana, C. (1951) Introducción al estudio de la geología en Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 1(1): 117-139.
- González De Juana, C., Iturrealde, J.M. y Picard, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves. Caracas, Tomo I y II: 1031 pp.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A. (2004) A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. United Kingdom. 589 pp.
- Haq, B.U. and Shutter, S.R. (2008). A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. Science 322, 64-68 pp.
- Hoover, P.R. (1976) The paleontology, taphonomy and paleogeology of the Palmarito Formation (Permian) of the Mérida Andes. Venezuela. Thesis PhD. Dept. Earth Sciences. Case Western University, 632 pp.
- Hoover, P. R. (1981) Paleontology, Taphonomy and Paleoecology of the Palmarito Formation (Permian of Venezuela). Bulletins of American Paleontology 80 (313): 128 pp.
- Hunt, D. and Tucker, M.E. (1993) Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (Eds.) Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Special Publication, vol. 18. International Association of Sedimentologists, 307–341.
- Husinec, A., Basch, D., Rose, B. and Read F.J. (2008) FISCHERPLOTS: An Excel spreadsheet for computing Fischer plots of accommodation change in cyclic carbonate successions in both the time and depth domains. Computers & Geosciences 34: 269–277
- Jones, B. y Desrochers, A. (1992) Shallow Platform Carbonates. En Walker R.G. and James N.G. (Editors) Facies Models: response to sea level change. Geological Association of Canada, 277-301 pp.

- Kabanov P, Anadón P, Krumbein WE (2008) *Microcodium*: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sediment Geol* 205. 79–99 pp.
- Kaufmann, B. (1998): Facies, stratigraphy and diagenesis of Middle Devonian reef- and mud mounds in the Mader (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Acta Geologica Polonica*, v. 48, p. 43-106.
- Klappa CF (1978) Biolithogenesis of *Microcodium*: elucidation. *Sedimentology* 25:489–522pp.
- Kündig, E. (1938) Las rocas pre-cretácicas de Los Andes Centrales de Venezuela, con algunas observaciones sobre la tectónica. *Bol. Geología y Minería*, Caracas. 2 (2-4): 21-43pp.
- Laya, J.C. y Pérez, R (2002) Estudio del Paleozoico inferior al sur del río Caparo, Flanco Surandino. Tesis final de Grado. Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela. 148 pp.
- Laya, J. C. and Reyes, J. (2004) Facies relationship of Carboniferous – Permian sedimentary sequence, paleogeographics implications, Venezuelan Andes. 23va edición de IAS meeting, Abstracts.
- Laya J.C., Pérez, R. y Viscarret P. (2008) Nueva visión sedimentológica y estratigráfica del Paleozoico inferior en el flanco sur de los Andes venezolanos. *Geominas*, Vol. 36 (46): 123-127.
- Limarino, C. O. (2005) Evolución de las cuencas neopaleozoicas del margen sudoccidental del Gondwana. Universidad de Los Andes. Charla Técnica.
- Limarino, C. O. and Spalletti, L. (2006) Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 22: 134–155.
- Lugo, P. (2008) Cuantificación y caracterización de la materia orgánica en rocas pre-cretácicas de Los Andes Venezolanos. Tesis Doctoral. Instituto de Ciencias de la tierra. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 136 pp.

- Madi, A. Bourque, P.A. y Mamet, B. (1996) Depth-related Ecological Zonation of a Carboniferous Carbonate Ramp: Upper Viséan of Béchar Basin, Western Algeria. *Facies*. 35. 59-80pp.
- Martin, R.E. (1996) Secular Increase in Nutrients Levels through the Phanerozoic: Implications for Productivity, Biomass, and Diversity of the Marine Biosphere. *PALAIOS*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, V. 11: 209-219.
- Martínez, M y Monge, R. (n.d). Estratigrafía del Paleozoico de la Cordillera Oriental al sureste del Perú, frontera Perú – Bolivia. Obtenida el 19 de junio de 2008 en: <http://www.monografias.com/trabajos5/espale/espale.shtml>
- Melo, J. H. G. and Loboziak, S. (2003) Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 124: 131-202.
- Melo, J. H. G., Loboziak, S. and Streel, M. (1999) Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 22 (1): 13-33.
- Miall, A.D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary In: A.D. Miall (Editors) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir vol. 5: 597–604.
- Miall, A.D. (1995) Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective discussion. *Sedimentology*, 42: 379-384.
- Miall, A.D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer & Verlag. London, 582 pp.
- Miall, A.D. (2008) Southern Midcontinent, Permian Basin, and Ouachitas. In Miall A. (Ed) *The Sedimentary Basins of the United States and Canada. Sedimentary Basins of the World*, N° 5, Elsevier, Amsterdam, 297-325.
- Miall, A.D. and Blakey, R.C. (2008) Phanerozoic tectonic and sedimentary evolution of North America. In Miall A. (Ed) *The Sedimentary Basins of the United States and Canada. Sedimentary Basins of the World* N° 5, Elsevier, Amsterdam: 1-30.
- Miller, A. and Williams, J. (1945) Permian cephalopods from northern Colombia. *Journal of Paleontology*, 19 (4): 347-349.

- Ministerio de Energía y Minas, Dirección General sectorial de Servigeomin (1997) Léxico estratigráfico de Venezuela. 3er. Edición. Boletín 12. Ministerio de Energía y Minas. Caracas, Venezuela. Tomos I y II, 828 pp.
- Morris, A., Taner, I., Meyerhoff, H., Meyerhoff, A. (1990) Tectonic evolution of Caribbean region: Alternative Hypothesis. En Dengo, G And Case, J.E., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. H. 433-457pp.
- Mount, J. (1985) Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology* 32: 435-442.
- Odreman, O. y Wagner, Y. R. (1979) Precisiones sobre algunas floras carboníferas y pérmicas se los Andes venezolanos. *Bol. Geol., MEM*, Caracas, 13 (25): 77-81.
- Osleger, D.A. and Read, J.F. (1991) Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, USA. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 1225–1252.
- Pérez-Huerta A. and Sheldon, N. (2006) Pennsylvanian sea level cycles, nutrient availability and brachiopod paleoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 230. 264– 279pp.
- Pettijohn, F.J., Potter P.E. & Siever. R. (1972): Sand and sandstone. Springer & Verlag. New York, 618 p.
- Pierce, G. R., Jefferson, C. C. and Smith, W. R. (1961) Fossiliferous Paleozoic localities in Mérida Andes, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull*, 45(3): 342-375.
- Pimentel de Bellizia, N. (1992) Ministerio de Energía y Minas. Dirección de Geología. Caracas. Escala 1:2.500.000. Mapa geológico Estructural de Venezuela.
- Pimentel de Bellizia, N., Bellizia, A. y Ulloa, C. (1984) Paleozoico inferior. Una síntesis del noroeste de América del Sur (Venezuela, Colombia y Ecuador). En Gutiérrez, M. y Saavedra J. (Eds) Paleozoico inferior de Ibero – América. Universidad de Extremadura, España: 203-223.
- Pindell, J. L. (1985) Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* Vol. 4 (1): 1-39.

- Pindell, J. L. and Dewey J.F. (1982) Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf Of Mexico/Caribbean Region, *Tectonics* Vol. 1 (2): 179-211.
- Pindell, J. L., Cande, S.C.; Pitman, W.C.; Rowley, D. B.; Dewey, J. F.; Labrecque, J. and Haxby, W (1985) A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.
- Playford, G. and Dino, R. (2000a) Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. *Palaeontographica Abt. B* 255: 1-46.
- Playford, G. and Dino, R. (2000b) Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part two. *Palaeontographica, Abt. B* 225, 87-145.
- Pratt B.R. and James N.G (1992) Peritidal carbonates. En Walker R.G. and James N.G. (Editors) *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 303-323 pp.
- Read, J.F (1982) Carbonate Platforms of Passive (extensional) Continental Margin: Types, Characteristics and Evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.
- Read, J.F (1985) Carbonate Platforms Facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 69, N°1: 1-21.
- Read, J.F. (1989) Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, US Appalachians. In: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. and Read, J.F. (Eds.) *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 44: 147–185.
- Read, J.F. and Goldhammer, R.K. (1988) Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology* 16: 895–899.
- Ricardi, T. F. (1994) Floras de las formaciones Carache y Palmarito (Neopaleozoico) región de Carache, estado Trujillo, Venezuela. Disertación de Maestría. Programa de postgrado de Geología Sedimentaria. Universidad de Sao Paulo. Brasil. 120 pp.
- Ricardi, T. F. (2008) Venezuelan paleoflora of the Pennsylvanian-Early Permian: Paleobiogeographical relationships to central and western equatorial Pangea. *Gondwana Research*, (14): 297–305.

- Ricardi, T. F., Rösler, O y Odreman, O. (2005) La flora Euroamericana de Carache (Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano), Municipio de Carache, noroeste de Venezuela. Revista PlantULA, 3 (3): 153-167pp.
- Ruiz, D. y Salazar, R. (2008) Análisis paleontológico del Paleozoico Superior (Fm. Palmarito) de la sección de la quebrada El Palmar, flanco sur- andino, estado Mérida - Venezuela. Tesis. Escuela de Ingeniería Geológica, Facultad de Ingeniería, Universidad de Los Andes, Estado Mérida, Venezuela. 205pp.
- Sadler, P.M., Osleger, D.A. and Montañez, P. (1993) On the labeling, length, and objective basis of Fischer plots. Journal of Sedimentary Research 63: 360–368.
- Scholle, P. (n.d) An Introduction and Virtual Geologic Field Trip to the Permian Reef Complex, Guadalupe and Delaware Mountains, New Mexico-West Texas. Obtenida el 10 de Diciembre de 2008 en: <http://geoinfo.nmt.edu/staff/scholle/guadalupe.html>.
- Sellier De Civrieux, J. (1951) Ocurrencia del género *Glovothalbulina* en el Permiano de Venezuela. Boletín de Geología, 1 (1): 141-146.
- Shagam, R. (1968) Comentary on the Caparo Area. A.V.G.A.P., Bol. Vol. 11: 171-182.
- Shagam, R. (1972) Geología de los Andes Venezolanos. (resum.) Bol. Geol. Rb. Esp. 5, vol. 2: 935-938.
- Shell de Venezuela and Creole Petroleum Corporation (1964) Paleozoic rocks of Mérida Andes, Venezuela. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 48 (1): 70-84.
- Spence G.H. and Tucker M.E. (1999) Modelling carbonate microfacies in the context of high frequency dynamic relative sea levels changes. Journal of Sedimentary Research 69: 947-961.
- Tabor, N. J. and Poulsen C. J. (2008) Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian-Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution and relation to palaeophysiological climate factors. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 268: 293–310.
- Tucker, M.E. (1988) Techniques in sedimentology. Blackwell Scientific, Oxford, 394 pp.
- Tucker, M.E. (2006) Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. A course for Universidad los Andes, Mérida, Venezuela, 102 pp

- Tucker, M.E and Mawson, M. (2005) Field Excursion to the Permian of NE England. Department of Earth Sciences Durham University. United Kingdom, 40 pp.
- Vachard, D. and Fourcade, E. (1996) Foraminifères y otros gusanos del Permien del Guatémala. GEOBIOS 30 (6): 745-784.
- Vachard, D., Buitrón, B. and Flores de Dios, A. (2004) Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data. GEOBIOS 37 (1): 99-115.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M. and Thompson III, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists. Memoir vol. 26: 63–81.
- Velandria F., Núñez, A. y Marquínez G. (2001) Mapa Geológico del Departamento de Huilas. Informe Interno. Ingeominas, Santa Fe de Bogotá, 151 pp.
- Vera, J.A. (1994) Estratigrafía: Principios y métodos. Editorial Rueda, Madrid. 806 pp.
- Viscarret, P. J. (2002) Estudio integral del Paleozoico no metamorfizado (formaciones Caparo, el Horno, Sabaneta y Palmarito) en los Andes de Mérida. Venezuela. Trabajo de Ascenso para optar a la categoría de Profesor Asistente en la Universidad de Los Andes. 135 pp.
- Viscarret, P. y Laya, J. (2007) Facies sedimentarias del pérmico en el flanco surandino de Venezuela. Ciencia e Ingeniería, vol.28, no.1: 55-60.
- Vivas, J. (2004) Estudio geológico estructural de la Formación Carache en el sector Carache Agua de Obispo. Tesis de Grado, Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela, 224 pp.
- Walker R.G. and James N.G. (1992) Facies Models: response to sea level change. Geological Association of Canada, 409 pp.
- Wilson, J.L. (1975) Carbonate facies in geological history. Springer & Verlag, Berlin, 471 pp.
- Wright, V.P. (1992) A revised classification of limestones. Sed. Geol. 76: 177-186.
- Yáñez, C. (2003) Análisis diagenético y calidad de roca yacimiento en las areniscas del Paleozoico inferior de las formaciones Hato Viejo y Carrizal. Faja Petrolífera del

Orinoco, cuenca Oriental de Venezuela. Tesis final de Grado. Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela, 112 pp.

ANEXOS

Anexo 1 Tabla Petrográfica de las muestras de la Formación Palmarito en la quebrada El Palmar.