

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA
CUENCA DE AGUA SALADA, NORESTE DEL ESTADO
FALCÓN. VENEZUELA.**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Gavidia, A. Kairubi, S.
Para optar al título
Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2019.

© Gavidia Ascanio Kairubi Sofia.
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito legal. DC2019000901.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE AGUA SALADA, NORESTE DEL ESTADO FALCÓN. VENEZUELA.

TUTOR ACADÉMICO: Dr. María Antonieta Lorente
TUTOR INDUSTRIAL: Dr. Eurídice Solórzano

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Gavidia, A. Kairubi, S.
Para optar al título
Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2019.



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

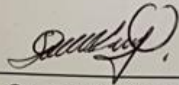
Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Especial de Grado** presentado por la **ING. KAIRUBI S. GAVIDIA A.**, portadora de la Cédula de Identidad No **19.128.264**, bajo el título **"ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA AGUA SALADA, NORESTE DEL ESTADO FALCÓN, VENEZUELA"**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 3 de octubre de 2019, a las 2:30 p.m., para que la autora lo defendiera en forma pública, lo que ésta hizo en la oficina 308 del departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

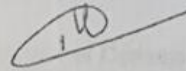
2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores Dra. María Antonieta Lorente, Dr. Marvin Baquero y M.Sc. Lenin González estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de estudio integrado de cuencas y sistemas petrolíferos y el jurado por unanimidad le asigna la calificación de "APROBADO".

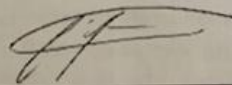
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los TRES (3) días del mes de OCTUBRE del año 2019, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado la Dra. María Antonieta Lorente.



M. Sc. Lenín González
C.I. 12.259.380
(JURADO)
FI-UCV



Dr. Marvin Baquero
C.I. 10.381.273
(JURADO)
Externo -LabNuclear Technical Services



Dra. María Antonieta Lorente
C.I. V- 3.815.562
(TUTORA)
FI-UCV



DEDICATORIA

Este trabajo de investigación se lo dedico a...

Dios
Mis padres.
Mis hermanos
Alejandro H
María A. L.
Euri

Todo mi Amor y gratitud para ustedes ♥ ∞

AGRADECIMIENTOS

A Dios y la luz del universo, por haberme otorgado la vida, el mayor regalo de este universo, por darme sabiduría e iluminación, fuerza y voluntad, guiándome, orientándome y fortaleciéndome cada día.

A la Universidad Central de Venezuela, mi casa de estudio, por darme la oportunidad de instruirme para mi desarrollo personal y profesional.

Dios y la luz del universo me dieron la bendición de tener y poder contar con las dos mejores tutoras jamás pensadas por mí, María Antonieta Lorente y Eurídice Solórzano, excelentes personas y profesionales, para ustedes mi mayor gratitud por su invaluable colaboración, apoyo y dedicación, durante la realización del trabajo de grado. Todo mi cariño para ustedes. ¡Gracias! ☺

A Argenis Rodríguez, quien tiene toda mi admiración, respeto, gratitud y cariño ♣

A PDVSA Intevep por permitirme formarme como profesional al realizar la investigación dentro de sus instalaciones.

A mis compañeros de Intevep, el Sr. Gilberto Soto, Franklin Tapia, Jesús Tovar, Solange Ortega, Javier Vasquez, Sr. Avelino, Sr Carlos, Sr. Franklin, Alejandro González, Olga y sobre todo a mi amiga y compañera Andreina por colaborar en diferentes maneras para la realización de este trabajo de grado.

A mis amigos Henry Fond y Cristian Sánchez.

A todos mis profesores.

Gavidia A. Kairubi S.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE AGUA SALADA, NORESTE DEL ESTADO FALCÓN. VENEZUELA.

Tutor académico: Dr. María Antonieta Lorente. Tutor industrial: Dr. Eurídice Solórzano. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2019, 110p.

Palabras claves: Facies, Icnofacies, plataforma, marino marginal, bioeventos, estratigrafía, edad, Falcón.

Resumen: La cuenca de Agua Salada está ubicada en la parte oriental del Estado Falcón. El objetivo de este estudio es realizar un análisis sedimentológico y bioestratigráfico para actualizar el marco paleoambiental y estratigráfico de la cuenca, utilizando información de pozos. Once facies sedimentarias (FA-FK) se identificaron y fueron agrupadas en seis asociaciones de facies denominadas abanicos deltaicos (AF1), llanuras de marea (AF2), canales de marea (AF3), próximos costeros (shoreface) (AF4), costa afuera (AF5) y plataforma carbonática (AF6). En los depósitos sedimentarios mixtos carbonático-siliciclásticos de la Cuenca durante el Oligoceno y Mioceno temprano se estableció un sistema compuesto por llanuras de marea, canales de marea y pantano, caracterizado por tener condiciones de agua salobre, lo que trae como consecuencia una empobrecida y baja diversidad de trazas fósiles (Icnofacies *Skolithos* y *Cruziana*). La actividad mareal es reconocida por la presencia de superficies transgresivas de erosión (Icnofacies *Glossifungites*), tubular tidalites (*Thalassinoides* isp.), estratificación heterolítica inclinada y depósitos heterolíticos. En la parte inferior del intervalo Oligoceno, los abanicos deltaicos están intercalados con llanuras de marea. En la parte inferior del intervalo Mioceno temprano, los abanicos deltaicos están intercalados con depósitos sedimentarios de costa afuera donde trazas fósiles como *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp., *Rosselia socialis* y *Palaeophycus heberti* son comunes. En la parte superior de los intervalos Oligoceno y Mioceno temprano facies sedimentarias costeras (shoreface) están intercaladas con llanuras de marea. Los depósitos sedimentarios carbonáticos presentes en los intervalos Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio son interpretados como plataforma donde probablemente se desarrollaron parches de arrecife. Basado en la integración de nanoplancton calcáreo, foraminíferos planctónicos y palinología, la columna sedimentaria en la cuenca comprende sedimentos de edad Oligoceno (Chattiense), Mioceno temprano (Burdigaliense), Mioceno medio (Langhiense y Serravalliense) y Mioceno tardío (Tortonense).

Gavidia A. Kairubi S.

SEDIMENTOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC ANALYSIS OF THE AGUA SALADA BASIN, NORTHEAST FALCON STATE. VENEZUELA.

Academic tutor: Dr. María Antonieta Lorente. Industrial tutor: Dr. Eurídice Solórzano. Thesis. Caracas, UCV. Faculty of Engineering. School of Geology, Mines and Geophysics. 2019, 110 p.

Keywords: Facies, Ichnofacies, platform, marginal marine, bioevents, stratigraphy, Oligocene, Miocene, Falcón.

Abstract: The Agua Salada basin is located in the eastern Falcon State. The objective of this study was to perform new sedimentological and biostratigraphic analysis and reinterpret legacy data to update the paleoenvironmental and stratigraphic framework of the basin. Eleven sedimentary facies (FA-FK) were identified and grouped into six facies associations: delta fans (AF1), tidal flats (AF2), tidal channels (AF3), shoreface (AF4), offshore (AF5) and carbonate platform (AF6). During the Oligocene and Miocene, the mixed carbonate-siliciclastic deposits of the basin, were deposit in a system composed of tidal flats, tidal channels, swamps and marshes; the brackish water conditions characterized by an impoverished and low diversity association of ichnofossils (Ichnofacies *Skolithos* and *Cruziana*). The tidal activity was knowledge in this work for the presence of transgressive erosion surfaces characterized by (Glossifungites ichnofacies), tubular tidalites (*Thalassinoides* isp.), inclined heterolithic stratification and heterolytic deposits. During the early part of the Oligocene, deltaic fans were interspersed with tidal flats. Later, during the early part of the early Miocene, the transgressive deltaic fans were interspersed with offshore deposits, where fossil traces such as *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp., *Rosselia socialis* and *Palaeophycus heberti* were common. During the late Oligocene and early Miocene, shoreface facies were interspersed with tidal flats. The carbonaceous sedimentary deposits in the Oligocene, early Miocene and middle Miocene intervals are interpreted as platforms where reef patches were likely developed. Based on the integration of calcareous nanoplankton, planktonic foraminifera and palynology, the age of the sedimentary column in the basin comprises Oligocene (Chattian), Early Miocene (Burdigaliense), Middle Miocene (Langhiense and Serravalliense) and Late Miocene (Tortonian) sediments.

INDICE

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I.....	3
FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN.....	3
Planteamiento del problema.....	3
Antecedentes.....	3
Objetivos.....	7
Alcance de la investigación	8
Justificación	8
CAPÍTULO II.....	9
MARCO TEÓRICO	9
Bases teóricas - Definiciones.....	9
Icnofauna en la Cuenca de Agua Salada.....	14
Geología Regional	17
Evolución Tectónica.....	17
Estratigrafía del Área de Falcón Oriental	18
CAPÍTULO III.....	22
MARCO METODOLOGICO	22
Tipo de Investigación.....	22
Procedimiento Metodológico.....	22
CAPÍTULO IV.....	28
MARCO SEDIMENTOLOGICO	28
Facies sedimentarias y trazas fósiles	28
Asociación de Facies 1 (AF1): Abanico deltaico	31
Asociación de Facies 2 (AF2): Llanuras de marea	35
Asociación de Facies 3 (AF3): Canales de marea	41
Asociación de Facies 4 (AF4): Próximo coteria “Shoreface”	42
Asociación de Facies 5 (AF5): Costa afuera “Offshore”.....	46
Asociación de Facies 6 (AF6): Plataforma carbonatica con importante aporte de material terrígenos marino-marginal	47
CAPÍTULO V.....	53

MARCO ESTRATIGRAFICO.....	53
Bioestratigrafía.....	53
Palinología	54
Nanoplancton calcáreo.....	56
Foraminíferos.....	57
Correlaciones estratigráficas.....	58
Discusión de resultados bioestratigráficos.....	62
Edades	66
Formaciones y sus relaciones con los bioeventos.....	67
CONCLUSIONES	68
BIBLIOGRAFÍA	72

LISTA DE FIGURAS

Figura N° 1. Ubicación del área de estudio.	2
Figura N° 2. Reconstrucción esquemática de la Icnofacies <i>Skolithos</i> (Buatois y Mángano, 2011).	12
Figura N° 3. Reconstrucción esquemática de la Icnofacies <i>Cruziana</i> (Buatois y Mángano, 2011).	13
Figura N° 4. Reconstrucción esquemática de la Icnofacies <i>Glossifungites</i> (Buatois y Mángano, 2011).	14
Figura N° 5. Cuadro de correlación general de la Cuenca de Falcón (Díaz De Gamero, 1977).....	19
Figura N° 6. Cuadro de nombres litoestratigráficos del terciario superior utilizados en el estado Falcón (González de Juana <i>et al.</i> , 1980).	20
Figura N° 7. Facies sedimentarias A, B, C, D, E, F y K. (A). Facies A (conglomerados asociados a abanicos deltaicos), pozo Y-1, profundidad 6908'7". (B). Facies A (Gradación inversa asociado a abanicos deltaicos), pozo T-1, profundidad 5871'. (C). Facies B (brechas asociadas a canales de marea), pozo T-1, profundidad 4970'5". (D), (E) y (F). Facies C (areniscas con estratificación cruzada planar y masiva asociada a canales de marea), pozo T-1, profundidades 5886'5", 4632'5" y 7016' respectivamente. (G) Facies D (estratificación heterolítica inclinada asociada a canales de marea), pozo T-1, profundidad 7221'8". (H) Subfacies FF1 (heterolítica de arena y lutita intercaladas paralelamente asociada a llanuras de marea), pozo T-1, profundidad 5702'6". (I). Facies E (carbón indicando zonas de pantano) pozo T-1, profundidad 4637'5". (J) y (K). Subfacies FF2 (lutitas masivas con siderita en las llanuras de marea) pozo T-1, profundidades 7390'1" y 5138'2"...	30
Figura N° 8. Facies sedimentarias G y H en ambientes de plataforma. (A). Subfacies G1 (calizas con bioclastos), pozo T-1, profundidad 5418'2". (B). Subfacies G2 (calizas con algas rojas), pozo T-1, profundidad 2247'6". (C). Subfacies G3 (calizas con rodolitos), pozo T-1, profundidad 2412'. (D) Facies H (arenisca glauconítica), pozo T-1, profundidad 3041'8"	31

Figura N° 9. Asociación de Facies 1 (AF1): Abanicos deltaicos. (A), (B), (C) y (D). Facies sedimentaria A (conglomerados asociados a abanicos deltaicos), pozo Y-1, profundidad 6907', pozo T-1, profundidad 7134'3'', pozo Y-1, profundidad 6908'7'' y pozo T-1, profundidad 5871', respectivamente. 33

Figura N° 10. Llanuras de marea intercaladas con abanicos deltaicos en la parte inferior del intervalo Oligoceno, Pozo T-1, profundidad 7139'. 34

Figura N° 11. Asociación de Facies 2 (AF2): Llanuras de marea. (A). Subfacies FF1 (arena y lutita intercalada paralelamente), pozo Y-1, profundidad 7022'9''. (B). Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente con laminación paralela y lenticular y carbón), pozo T-1, profundidad 4636'9''. (C). Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente, bioturbada por *Planolites montanus* (Pl) y *Thalassinoides* isp., (Th)). (D) Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente), pozo Y-1, profundidad 6571'4''. (E). Subfacies FF2 (Icnofacies *Glossifungites*, indicando una superficie transgresiva de erosión (STE)), pozo Y-1, profundidad 6705'7''. (F). Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente, bioturbada por *Rhizocorallium* isp., (Rh)), pozo T-1, profundidad 7144'1''. (G). Facies FF2 (lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp. formando Tubular tidalites), pozo Y-1, profundidad 6881'4''. (H). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Paleophycus heberti* (Ph)), Pozo T-1, profundidad 7593'. (I). Subfacies E (carbón indicando zonas de pantano), pozo T-1, profundidad 4637'5''. 38

Figura N° 12. Icnofacies *Glossifungites* indicando superficies transgresivas de erosión (STE). (A). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp., (Th)), pozo T-1, profundidad 4597'7. (B). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp., (Th)), pozo Y-1, profundidad 6816'. (C). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp., (Th)), Pozo Y-1, profundidad 6923'3. 39

Figura N° 13. Llanuras de marea constituida por lutita masiva con nódulos de siderita y restos de conchas, pozo T-1, profundidad 5827'9'' 40

Figura N° 14. Canales de marea con estratificación heterolítica inclinada compuesta de arenisca y lutita, pozo T-1, profundidad 7690'5''-7708'8''. 43

Figura N° 15. Canales de marea, pozo Y-1, profundidad 5827'9''-5845'8'' 44

Figura N° 16. Facies sedimentarias I en ambiente de shoreface. (A), (B) y (C). Arenisca de grano fino masiva bioturbada por <i>Ophiomorpha nodosa</i> (Op), pozos Y-1 y T-1 profundidades 6709'7'', 6709'7'' y 4794'2'', respectivamente. (D). Arenisca de grano fino masiva bioturbada por <i>Diplocraterion paralelum</i> (Di), pozo T-1, profundidad 4789'8''. (E). Arenisca de grano fino masiva bioturbada por <i>Dactyloidites</i> (Dc), pozo T-1, profundidad 5654'7''	45
Figura N° 17. Facies J en ambiente de costa afuera. (A) y (B) lutita masiva bioturbada por <i>Chondrites isp.</i> , (Ch) y <i>Rosselia socialis</i> (Ro), pozo T-1, profundidad 6046' y 6271'5'', respectivamente	47
Figura N° 18. Asociación de facies 6 (AF6): Plataforma carbonática en el intervalo Mioceno medio. (A). Facies G3 (Caliza con Rodolitos), pozo T-1, profundidad 2419'3''-2424'7''. (B). Facies G2 (Caliza con Algas rojas), pozo T-1, profundidad 2617'-2623'3''. (C). Facies G1 (Caliza con bioclastos), pozo T-1, profundidad 5432'2''-5439'10''	51
Figura N° 19. Esquema paleoambiental de la Cuenca de Agua Salada	52
Figura N° 20. Mapa de localización de los pozos y las correlaciones	54
Figura N° 21. Tabla de rangos de los principales palinomorfos, foraminíferos y nanoplancton calcáreo	60
Figura N° 22. Carta de bioeventos para la Cuenca de Agua Salada	61
Figura N° 23. Correlación cronoestratigráfica en sentido noroeste – suroeste, con los marcadores Mioceno medio, Mioceno temprano y Oligoceno	64
Figura N° 24. Correlación cronoestratigráfica en sentido noroeste – suroeste los marcadores Mioceno medio y Mioceno temprano	65

LISTA DE TABLAS

Tabla N° 1. Facies sedimentarias de la cuenca de Agua Salada.	29
--	----

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Hoja sedimentológica del pozo T-1.

Anexo 2. Calibración núcleo perfil de pozo T-1.

Anexo 3. Correlaciones sin registro de los pozos; T1, Y-1, C-1, R-1 y P-1.

Lista de apéndices

Apéndice N° 1. Catálogo de facies de la Cuenca Agua Salada

INTRODUCCIÓN

Este trabajo forma parte de la evaluación regional del potencial petrolero de la Cuenca de Falcón Oriental de PDVSA-Intevep, y tiene como fin contribuir a la actualización del marco geológico de la Cuenca de Agua Salada.

La cuenca de Falcón está ubicada al norte de Venezuela, abarca una extensión actual de 36.000 km², y representa una provincia geológica que fue intensamente plegada y tectónicamente invertida (Audemard, 1997). La Cuenca de Agua Salada está localizada en la parte oriental de la cuenca de Falcón, abarcando un área de 4800 km² y está limitada al norte por la Ensenada de La Vela, al este el Golfo Triste y la costa de Falcón Oriental, al sur por la cuenca Casupal y al oeste por la cuenca central de Falcón (Figura 1).

La columna sedimentaria de la Cuenca de Agua Salada comprende una amplia variedad de edades y ambientes sedimentarios. De base a tope se observan sedimentos de edad Oligoceno, Mioceno temprano, Mioceno medio y Mioceno tardío, los cuales fueron datados basado en la integración de los datos bioestratigráficos (palinología, foraminíferos y nanoplancton calcáreo). A través de un análisis detallado de facies sedimentarias y trazas fósiles, se determinó que la secuencia sedimentaria mixta de carbonatos-siliciclásticos del área de estudio está constituida por depósitos de abanicos deltaicos, llanuras de marea, canales de marea, próximo costeros (shoreface), costa afuera y plataforma carbonática.

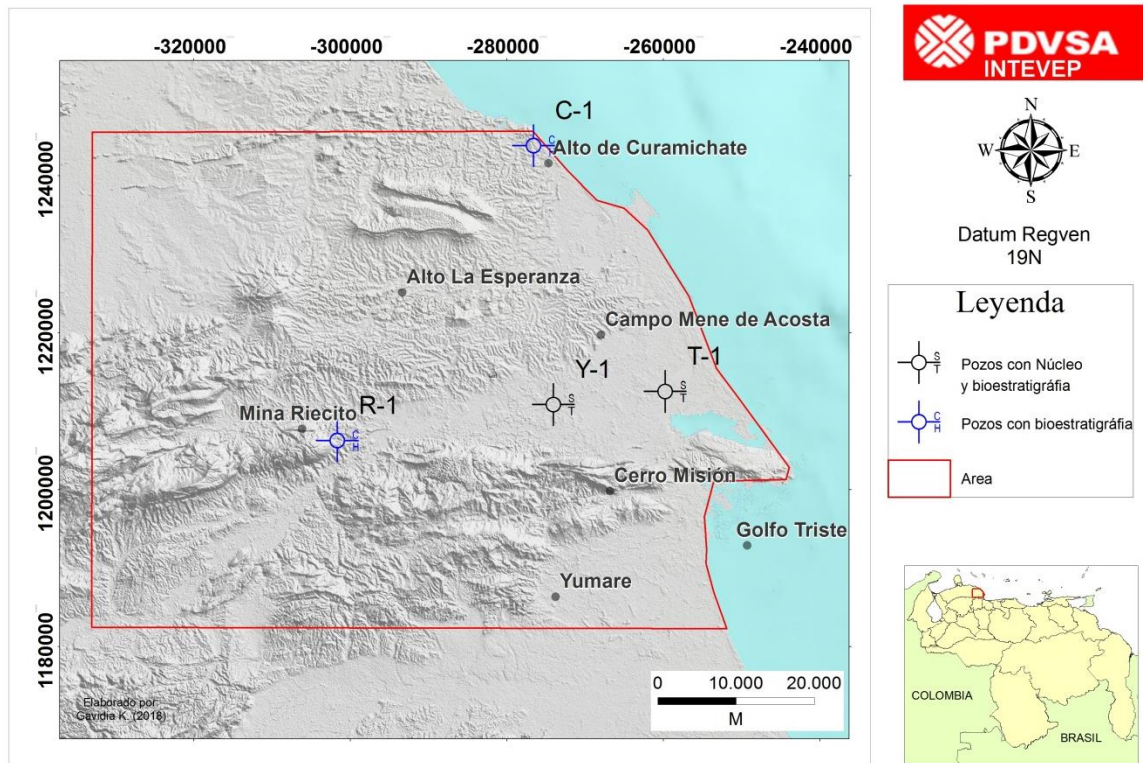


Figura N° 1. Ubicación del área de estudio.

El presente trabajo tiene como objetivo el análisis e integración de la información sedimentológica y bioestratigráfica de los intervalos Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio de los pozos T-1, Y-1, C-1 y R-1, con la finalidad de actualizar el marco paleoambiental y estratigráfico de la Cuenca de Agua Salada en Falcón Oriental.

CAPÍTULO I

FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Actualmente PDVSA Intevep se encuentra realizando trabajos de exploración en la Cuenca de Agua Salada para evaluar su potencial petrolífero. Por tal motivo se requiere realizar el análisis sedimentológico y estratigráfico del área para actualizar el marco paleoambiental y estratigráfico.

ANTECEDENTES

A continuación, se presenta la selección de los trabajos previos más relevantes en el área para esta investigación.

Renz (1948) en su estudio define que los depósitos terciarios se desarrollan principalmente en facies arcillosas y que en el área de Mene de Acosta y Pozón el Grupo Agua Salada está dividido litológicamente en dos formaciones, San Lorenzo y Pozón. La Formación San Lorenzo contiene dos miembros distintivos, arenas de El Salto y el miembro arcillas de Menecito, mientras que la Formación Pozón puede dividirse en el miembro de arenas verdes Policarpio, el miembro de arcillas margosas de Husito y el miembro de arcillas Huso. Adicionalmente este autor realiza estudios bioestratigráficos mediante foraminíferos bentónicos y define las edades del Grupo Agua Salada en el área de El Mene de Acosta y Pozón. Renz realiza la caracterización petrográfica a las arenas del Miembro El Salto, definiendo que la fuente del mismo posiblemente sea una roca metamórfica.

Blow (1959) realiza un estudio bioestratigráfico basado en la distribución estratigráfica de foraminíferos bentónicos y plantónicos, logrando una correlación directa entre las biozonas de foraminíferos plantónicos utilizadas en Trinidad y las subdivisiones de Renz (1948). Usando foraminíferos planctónicos Blow propone tres nuevas biozonas dentro de los sedimentos del Mioceno medio a superior. Describe y discute ciento setenta y cuatro (174) especies de foraminíferos bentónicos (incluidas dos nuevas especies) y setenta y dos (72) especies o subespecies de foraminíferos planctónicos (incluidas diez formas nuevas), también propone sustituir el nombre de la Formación San Lorenzo por Tocuyo debido a que San Lorenzo, un término que ha sido previamente usado por el nombre de la Formación San Lorenzo en California (Arnold, 1906).

Lorente (1978) en su trabajo de grado concluye que, el Grupo Agua Salada, en el área comprendida entre las actuales poblaciones de Mirimire - Capadare - Curamichate - Aguide, se depositó en una cuenca de profundidad batial con características de mar abierto tropical para la autora durante el Mioceno inferior al Mioceno medio la cuenca se vio afectada por corrientes de turbidez y un fuerte aumento en el aporte de clásticos, así como una fuerte subsidencia.

Faindlay (1985) en un informe técnico realizado para Corpoven S.A., señala que solo se han descubierto dos campos petrolíferos pequeños en Falcón Oriental, que son El Mene de Acosta y Cumarebo. Este autor resume en tres etapas el estudio de prospectividad del área: la primera antes de 1939 donde se perforaron quince pozos exploratorios en el norte, dos pozos en Paraguaná y catorce en el sureste, estos pozos fueron poco profundos y no perforaron toda la sección sedimentaria, sin embargo dieron como resultado el descubrimiento del campo Mene de Acosta, la segunda etapa fue entre 1947-1955 donde se perforaron once pozos en el norte y cinco en el sureste, se hizo más trabajo geológico en campo, sin embargo esta etapa se consideró como no exitosa debido a que la producción del campo Mene de Acosta no sería económicamente rentable para la época y la tercera etapa después de 1970 fue donde

se realizó el primer levantamiento sísmico, se grabaron 256 km. de levantamiento sísmico en las carreteras. El autor en este estudio compila la información de la mayoría de los pozos perforados en Falcón Oriental hasta esa fecha.

Díaz de Gamero (1985a) menciona en su estudio que durante el Oligoceno y Mioceno temprano existió una sola gran cuenca en Falcón, a partir del Mioceno medio la sedimentación es muy diferente entre los sectores norcentral y oriental, a este último la mayoría de los autores de estudios previos denominan Cuenca de Agua Salada, la cuenca profundiza al este y el registro sedimentario en este sector es casi todo marino profundo a excepción de las rocas más jóvenes, la autora señala que la edad de la Formación Agua Salada comprende desde el Oligoceno medio (Zona de *Globorotalia opima opima*) a la parte temprana del Mioceno tardío (Zona de *Globorotalia acostaensis*).

Díaz de Gamero (1985b) realiza un estudio de foraminíferos plantónicos pertenecientes al Grupo Agua Salada, permitiéndole a la autora interpretar la paleobatimetría del área, comenzando con una zona batial media superior durante el Oligoceno medio y parte final del Mioceno temprano. En el Mioceno medio y la parte temprana del Mioceno tardío la sedimentación va rellenando progresivamente el área de estudio, hasta llegar a una profundidad sublitoral externa, al final del Mioceno la parte norte de la Cuenca fue fuertemente levantada, hasta niveles que permitieron la erosión. La autora deduce que el bloque levantado tuvo un declive de este a oeste con levantamiento progresivo menor en esa dirección.

Audemard (1995) en su estudio indica que la cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzos regional distensivo. Con base en la información proveniente de los afloramientos la región está constituida esencialmente de depósitos que abarcan desde el Eoceno hasta el Cuaternario. Audemard *op. cita* muestra en su trabajo que la cuenca está situada en su parte oriental y central sobre el aloctono Caribe sobrecorriendo durante la fase de

compresión de edad Paleoceno-Eoceno Inferior. El autor se refiere a una cuenca elongada en dirección este-oeste, en la cual las facies cambian lateralmente, haciéndose progresivamente más marinas hacia el este y la misma desaparece a partir del límite Mioceno medio- Mioceno inferior como consecuencia de una fase tectónica mayor, responsable de la inversión y de la estructuración de la cuenca bajo la forma de un gran anticlinorio.

Ghosh, et al., (1997) considera que los depocentros en la cuenca de Falcón variaron con el tiempo en respuesta del marco tectónico activo. Este autor menciona varias etapas depositacionales, iniciando en el Eoceno temprano donde se depositan sedimentos de ambiente marino llamado Grupo Agua Negra, posteriormente en el Eoceno superior se depositan en depresiones localizadas y grábenes las formaciones Cerro Misión, Cerro Campana, Esperanza, entre otras, y los sedimentos son de origen turbidítico, y posteriormente se produjo el hundimiento y creación del depocentro de la Cuenca de Falcón depositándose las secuencias Oligo-miocenas que evolucionaron desde ambientes batiales hasta marino somero, costero y deltaico. Los autores destacan que el movimiento transcurrente de la Falla de Oca y la fase de rifting en la Cuenca de Falcón originó dos depocentros importantes, el Canal Falconiano durante el Oligo-Mioceno y el Surco de Urumaco durante el Mio-Plioceno. El cambio de facies lateral de areniscas a lutitas, o de sedimentos siliciclásticos a carbonáticos es notorio en la Cuenca de Falcón y está relacionado con la tectónica.

Ghosh, et al., (1998) realiza un estudio en la Cuenca de Falcón indicando que la estratigrafía de la cuenca es compleja debido a los frecuentes cambios a corta distancia de las facies, las cuales obstaculizan la correlación estratigráfica tanto de norte a sur como de este a oeste. Por lo tanto, estos autores proponen que la correlación litoestratigráfica en la Cuenca de Falcón debe ser considerada siempre dentro del marco cronoestratigráfico secuencial. A su vez los autores definen nueve megasecuencias, abarcando en tiempo desde el Oligoceno medio a tardío, hasta el Plioceno tardío, donde los paleoambientes variaron desde abanico aluvial hasta

batial/abisal, lo que revela la evolución estratigráfica de la cuenca y la configuración sedimentológica y estratigráfica para cada periodo geológico.

Escandon y Arevalo (2009) llevan a cabo una discusión sobre la prospectividad del Campo Mene de Acosta, ubicado en la Cuenca de Agua Salada, afirmando que no es posible identificar nuevas oportunidades exploratorias, asociadas a trampas estructurales en el “Campo Mene de Acosta”, debido a la ausencia de la data sísmica. Los autores tampoco identificaron trampas estratigráficas mediante el análisis y correlación cronoestratigráfico de los pozos existentes en el área. Estos autores concluyen en su trabajo de investigación, que no existen oportunidades exploratorias dentro o en las vecindades del Campo Mene de Acosta.

Baquero (2015) Señala en su investigación que en la parte central y oriental de la cuenca de Falcón afloran al menos unos 19 cuerpos subvolcánicos alcalino-máficos en forma de mantos, diques, cuellos y chimeneas intrusionando en gran parte a las secuencias sedimentarias de las formaciones El Paraíso y Pecaya, en Falcón central, y Formación Cerro Misión, en Falcón oriental.

OBJETIVOS

Objetivo general

Actualizar el marco paleoambiental y estratigráfico de la Cuenca de Agua Salada, Falcón Oriental.

Objetivos específicos

1. Crear una base de datos compuesta por columnas estratigráficas de pozos, a partir de la información de estudios previos.

2. Construir hoja sedimentológica a partir de la descripción del núcleo del pozo T-1.
3. Definir facies sedimentarias y asociación de facies en los pozos con núcleos T-1 y Y-1.
4. Interpretar el marco paleoambiental a partir de las facies y asociaciones de facies sedimentarias.
5. Definir rangos estratigráficos de los principales palinomorfos, foraminíferos y nanoplancton calcáreo identificados en las unidades estratigráficas.
6. Generar secciones estratigráficas en el área, a partir de la integración de la información adquirida en los pozos T-1, Y-1, C-1 y R-1.

ALCANCE DE LA INVESTIGACIÓN

El alcance de esta investigación es la actualización del marco paleoambiental y estratigráfico de los intervalos Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio de la Cuenca de Agua Salada, a través del análisis e integración de la información antigua y de los nuevos datos de sedimentología y bioestratigrafía (nanoplancton calcáreo, palinología y foraminíferos).

JUSTIFICACIÓN

La presente investigación surge con la necesidad de realizar un análisis y actualización del marco estratigráfico regional y paleoambiental de la Cuenca de Agua Salada, tomando en consideración el análisis sedimentológico de los núcleos, así como también los datos bioestratigráficos (nanoplancton calcáreo, foraminíferos y palinología), lo que servirá de base a nuevos estudios en el área, áreas vecinas y entendimiento de los sistemas petrolíferos presentes en el área.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

BASES TEÓRICAS - DEFINICIONES

Facies

El termino facies se define como una combinación particular de litología, atributos estructurales y texturales que define rasgos diferentes de otros cuerpos de roca (Walker, 1992; Catuneanu, 2006)

Asociación de Facies

Son grupos de facies genéticamente relacionados entre sí y que tienen alguna relación ambiental (Collinson, 1969; Catuneanu, 2006).

Modelo de Facies

Es un resumen general de un sistema deposicional particular, que incluye muchos ejemplos individuales de sedimentos recientes y rocas antiguas. (Walker, 1992; Catuneanu, 2006). Las facies son controladas por procesos sedimentarios que operan en áreas particulares de los ambientes de deposición. Un modelo de facies asume previsibilidad en la morfología y evolución de un ambiente deposicional, inferir perfiles verticales "estándar" y cambios laterales de facies (Catuneanu, 2006).

Sistemas deposicionales

Conjuntos tridimensionales de facies relacionadas con el proceso que registran los principales elementos paleogeomorfológicos (Galloway, 1989).

Correlación

Es un procedimiento para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica. El término en general tiene diversos significados en diferentes disciplinas. La demostración de correspondencias temporales es uno de los objetivos más importantes de la Estratigrafía. Se usa correlación para demostrar la correspondencia entre dos unidades geológicas tanto por sus propiedades definidas, como por su posición estratigráfica relativa (Código Estratigráfico Norteamericano; Barragán, R., 2010).

Unidades Estratigráficas

De acuerdo con el Código Estratigráfico Norteamericano, existen cuatro categorías principales de unidades que han sido previamente usadas en trabajos estratigráficos tradicionales (Barragán, 2010):

- a) Unidad litoestratigráfica: es un estrato o un conjunto de estratos, generalmente, aunque no siempre, dispuesto en capas, comúnmente tabular, que se conforma según la Ley de la Superposición, y es distinguido y delimitado con base en sus características líticas y su posición estratigráfica.
- b) Unidad bioestratigráfica: es un cuerpo de roca definido y caracterizado por su contenido fósil.
- c) Unidad cronoestratigráfica: es un cuerpo de roca establecido para servir como referente material para todas las rocas constituyentes formadas durante el mismo tiempo. Cada límite de una unidad cronoestratigráfica es sincrónico. La cronoestratigrafía proporciona un medio de organización de los estratos en unidades basadas en sus relaciones de edad. Dicho cuerpo sirve también como base para definir el intervalo temporal específico, o la unidad geocronológica representada por dicho referente.
- d) Unidad geocronológica: es una división de tiempo que se distingue por el registro de la roca conservado en una unidad cronoestratigráfica.

ICNOLOGÍA

La Icnología implica el estudio de trazas producidas por organismos (tanto animales como plantas) sobre o dentro de un sustrato, incluyendo bioturbación, bioerosión y biodeposición (Pemberton *et al.*, 1992a; Bromley, 1990, 1996; Buatois y Mangano, 2011).

ICNOFACIES

Construcción conceptual basada en la identificación de características clave compartidas por diferentes icnocoenosis de una amplia gama de edades formadas bajo un conjunto similar de condiciones ambientales (Buatois y Mangano, 2011).

ICNOFAUNA

Icnofauna es un término muy general para agrupar fósiles que no tienen escala ni connotación genética (Buatois y Mangano, 2011).

ICNODIVERSIDAD

En los estudios de trazas fósiles, la icnodiversidad simplemente se refiere al número de icnotaxas presentes (Buatois y Mangano, 2011).

ICNOFACIES *Skolithos*

La Icnofacies *Skolithos* se caracteriza principalmente por madrigueras verticales de organismos suspensivos o depredadores pasivos, con baja icnodiversidad y gran abundancia. (Buatois y Mangano, 2011). La Ichnofacies *Skolithos* está presente en ambientes marinos marginales donde predomina un alto nivel de energía (Pemberton *et al.*, 2001; Buatois y Mángano, 2011; Rodríguez, 2015.), y se asocia a ambientes litorales, playeros y próximo costeros (Muñoz y Buatois, 1998).

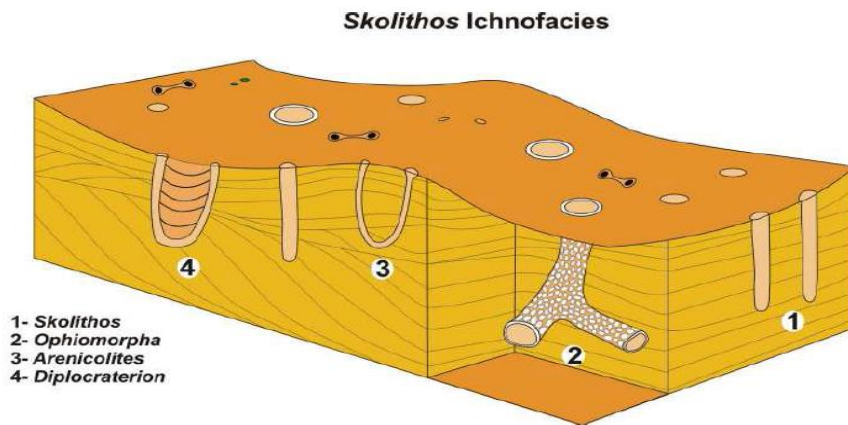


Figura N° 2. Reconstrucción esquemática de la Ichnofacies *Skolithos* (Buatois y Mángano, 2011).

Ichnofacies *Cruziana*

La Ichnofacies *Cruziana*, se caracteriza por dominancia de trazas horizontales y presencia subordinada de estructuras verticales e inclinadas, una amplia variedad de categorías etológicas, que incluyen locomoción, alimentación, descanso, vivienda y rastros de pastoreo, predominio de los rastros de alimentación de depósitos y detritos, aunque también están involucrados la alimentación en suspensión y la depredación, predominio de trazas producidas por una fauna móvil y presencia subordinada de domicilios permanentes, alta icnodiversidad y alta abundancia (Buatois y Mangano, 2011). La Ichnofacies *Cruziana* ocurre desde ligeramente por encima del nivel base de las olas de buen tiempo hasta el nivel base de las olas de la tormenta, en una zona que va desde la parte inferior de la costa (shoreface) hasta la parte inferior de costa afuera en los mares dominados por las olas (MacEachern y Pemberton, 1992; MacEachern et al., 1999; Buatois y Mangano, 2011), también se producen en áreas protegidas de ambientes marinos marginales y salobres, como las cuencas de estuarios, bahías y lagunas. (Buatois y Mangano, 2011). A diferencia de la Ichnofacies *Cruziana* arquetípicas de aguas poco profundas, ambientes completamente marinos, que se caracterizan por una amplia variedad de categorías etológicas y una alta diversidad y abundancia, la Ichnofacies *Cruziana* empobrecida, que tipifica las configuraciones de agua salobre, muestra una reducción dramática en la icnodiversidad y menos variedad

de tipos de comportamiento (Seilacher, 2007; Frey y Pemberton, 1984, 1985; MacEachern *et al.*, 2007; Buatois y Mángano, 2011; Rodríguez, 2015). Esta icnofacies ocurre en áreas protegidas de entornos marinos marginales, donde las condiciones estresantes debido a las rápidas fluctuaciones en los parámetros ambientales inhiben la colonización bentónica (MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois y Mángano, 2011; Rodríguez, 2015).

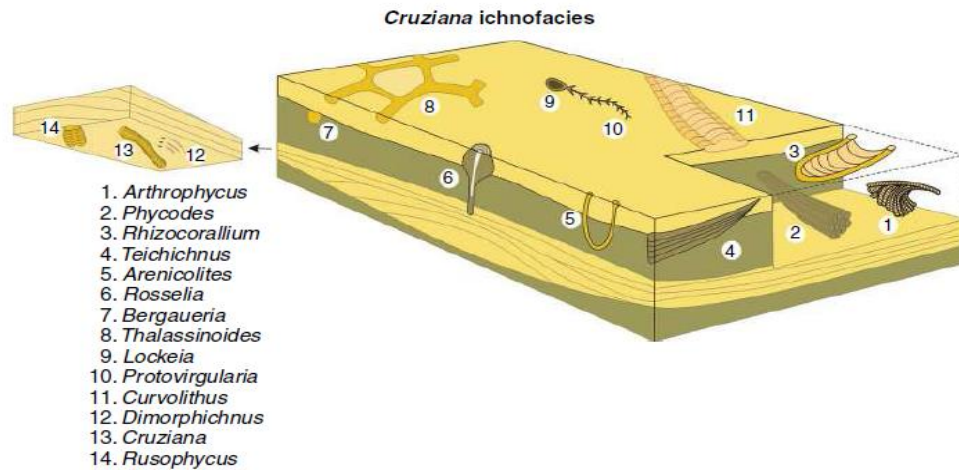


Figura N° 3. Reconstrucción esquemática de la Icnofacies *Cruziana* (Buatois y Mángano, 2011).

Icnofacies *Glossifungites*

La Icnofacies *Glossifungites* generalmente se caracteriza por madrigueras robustas, verticales, simples y rellenas pasivamente por organismos suspensivos o depredadores pasivos, baja icnodiversidad, y típicamente alta abundancia (MacEachern *et al.*, 1992, 2007; Buatois y Mángano, 2011). Esta icnofacies se desarrolla en sustratos firmes, pero no litificados, previamente enterrados y posteriormente exhumados y colonizados por organismos antes de que ocurra la sedimentación de los sedimentos suprayacentes (Pemberton y Frey, 1985; MacEachern *et al.*, 1992). Algunas de las ocurrencias más comunes de estas icnofacies de sustrato controlado son las superficies transgresivas de erosión, también conocidas como superficies de ravinamiento. Estas superficies son formadas por las

olas y las mareas durante el movimiento de la línea de costa hacia la tierra (MacEachern *et al.*, 1992; Cattaneo y Steel, 2003; Catuneanu, 2006; Buatois *et al.*, 2008; Buatois y Mángano, 2011). Esta icnofacies constituye una superficie transgresiva muy importante que ha resultado clave para definir la dinámica de los cambios relativos del nivel del mar (MacEachern *et al.* 1991a, 1991b; Pemberton y McEachern, 1995; Muñoz y Buatois, 1998).

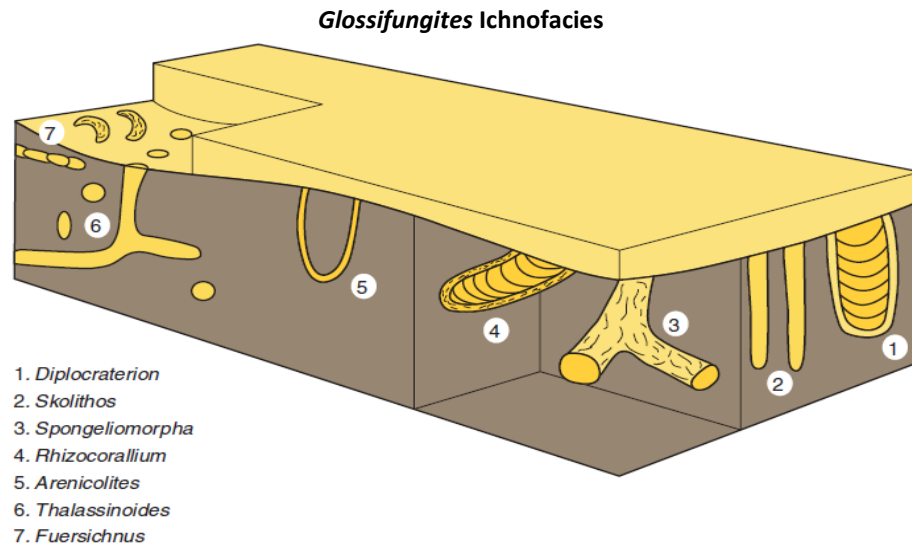


Figura N° 4. Reconstrucción esquemática de la Ichnofacies *Glossifungites* (Buatois y Mángano, 2011).

Icnofauna en la Cuenca de Agua Salada

Mediante este estudio, nueve icnotaxas han sido reconocidas en los núcleos T-1 y Y-1, ubicados en la Cuenca de Agua Salada. A continuación, se describen brevemente, en orden alfabético.

Chondrites isp. es un complejo sistema de madrigueras que consiste en túneles de alimentación de ramificación regular de diámetro uniforme. En el núcleo, los *Chondrites* comúnmente aparecen como una serie de puntos elípticos delgados donde el corte vertical a través del núcleo trunca numerosos túneles de ramificación. Los *Chondrites* representan madrigueras producidas por sipunculidos u organismos quimiosimbióticos (Fu, 1991). Los *Chondrites* son típicos, aunque no exclusivos, de

los depósitos sedimentarios costa afuera, plataforma y talud (Buatois y Mángano, 2011).

Dactyloidites consiste de una estructura vertical radial con eje central, los elementos radiales poseen un ‘spreite’ protrusivo. Esta estructura es producida por organismos similares a gusanos (Fürsich y Bromley 1985; Uchman y Pervesler, 2007). Se han registrado desde ambientes que abarcan las profundidades del mar (por ejemplo, depósitos de flysch) hasta mares epicontinentales muy poco profundos (Fürsich y Bromley 1985).

Diplocraterion parallelum está caracterizado por madrigueras en forma de U, vertical con ‘Spreiten’, que pueden ser retrusivas como protrusivas o una combinación de ambas. *Diplocraterion* es interpretado como madrigueras de vivienda de organismos suspensivos, posiblemente poliquetos, gusanos y crustáceos (Fürsich, 1974). *Diplocraterion* es común en las llanuras de marea arenosas, cuerpos arenosos submareales, canales estuarinos y próximo costeros “shoreface” (Pemberton, 1998; Muños y Buatois, 1998).

Ophiomorpha nodosa consiste de madrigueras ramificadas claramente delineadas con sedimentos aglutinados y pellets. El revestimiento interior es casi liso en el interior y denso a fuertemente nodular en el exterior (Frey *et al.*, 1978; Carmona *et al.*, 2004). Aunque las ramificaciones solo se ven raramente en el núcleo, la pared pelletoidal es fácil de distinguir. Este icnotaxon es interpretado como madrigueras de vivienda de organismos decápodos (Dworschak, 2000; Dworschak *et al.*, 2012). *Ophiomorpha nodosa* ocurre en areniscas marino somero, típicamente en ambientes próximo costeros (shoreface), en el frente deltaico y en los depósitos de barras y canales estuarinos, así como también en ambientes costa afuera y tempestitas (Frey *et al.*, 1978; Pemberton *et al.*, 2001; Carmona y Buatois, 2003; Ezeh *et al.*, 2016).

Palaeophycus heberti se refiere a madrigueras sub-cilíndricas, verticales, suavemente a fuertemente curvadas con secciones transversales circulares a elípticas. Se interpreta como la madriguera de vivienda de un organismo suspensivo como los poliquetos.

Esta icnoespecie es común en ambientes completamente marino (Pemberton *et al.*, 1992b; 2001).

Planolites montanus se caracteriza por madrigueras simples y rectas a tortuosas con secciones transversales circulares a elípticas. Este icnotaxon se considera como una estructura de alimentación probablemente producida por poliquetos y gusanos (Pemberton y Frey, 1982; Fillion y Pickerill, 1990; Uchman 1995; Sisulak y Dashtgaard, 2012). *Planolites* puede ocurrir desde ambientes continentales hasta marinos profundos (Pemberton y Frey, 1982).

Rhizocorallium isp. Se caracteriza por tener madrigueras rectas a sinuosas en forma de U con “spreiten”. En los núcleos se identifica por dos madrigueras circulares unidas por una banda horizontal (spreite). *Rhizocorallium* se interpreta como una estructura de alimentación producida por crustáceos o gusanos (Fürsich, 1974; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2012; Knaust, 2013). Esta traza fósil es un elemento común en ambientes próximo costeros (shoreface) y costa afuera (Pemberton *et al.*, 1992b, 2001).

Rosselia socialis consiste en madrigueras en forma de embudo, de relleno concéntrico, vertical ha inclinado, con un eje cilíndrico estrecho en la parte central. Se interpreta como una madriguera de vivienda producida por poliquetos (Nara, 1995; Gingras *et al.*, 1999). *Rosselia* es típica de ambientes marino somero, de agua salobre y totalmente marinos (Dias da Silva *et al.*, 2014; Buatois *et al.*, 2016b).

Thalassinoides isp. consiste en sistemas de madrigueras relativamente grandes que comprenden paredes lisas y son esencialmente cilíndricos. *Thalassinoides isp.*, es considerado como una madriguera de alimentación de crustáceos decápodo. *Thalassinoides* puede ocurrir en una amplia variedad de ambientes, típicamente marino-marginal y totalmente marinos (Carmona *et al.*, 2004; Buatois *et al.*, 2016c).

Geología Regional

La Cuenca de Falcón está situada al noreste de Venezuela, en la zona de convergencia de las placas Caribe y Suramérica (Audemard, 1993; Baquero, 2015). La cuenca está limitada al norte y el este por el mar caribe, al sur por el sistema de deformación de los Andes de Mérida y las Napas de Lara (sistema de fallas de Boconó) y al oeste por el sistema de fallas de Valera (Sierra de Trujillo). Las Napas de Lara son un elemento estructural importante en el norte de Venezuela, porque desde el Paleógeno han controlado la sedimentación y la deformación de la región (Lugo y Mann, 1995; Audemard y Audemard, 2002; Baquero, 2015). La cuenca se caracteriza por presentar un cinturón montañoso de dirección OSO-ENE que alcanza una altitud máxima de 1.500 m en la serranía de San Luís, al sur de la ciudad de Coro. Estas montañas se han reconocido en la literatura como “Anticlinorio de Falcón” (González De Juana *et al.*, 1980), refiriéndose al estado de deformación actual de los estratos cenozoicos (Baquero, 2015). La interacción de estos elementos estructurales desde el Paleógeno hasta el Reciente hace que la región sea muy compleja desde el punto de vista estructural y que algunas relaciones no sean claramente entendidas (Baquero, 2015).

Evolución Tectónica

Dos modelos principales han sido desarrollados para explicar la arquitectura actual y evolución geológica de la cuenca de Falcón. Se ha propuesto el modelo de una cuenca de tipo pull-apart debido al desplazamiento de fallas transcurrentes. Estas fallas registraron un desplazamiento lateral de unos 200 km en el periodo Oligoceno-Mioceno, originando una cuenca transtensiva entre dos sistemas transcurrentes como son la falla de Oca-Ancón y el Cinturón de deformación del Caribe Sur. (Muessig 1978, 1984; Boesi y Goddard, 1991; Macellari, 1995; Ostos *et al.*, 2005; Baquero 2015).

La convergencia relativa entre estas placas fue la responsable de la subducción oblicua de la placa Caribe por debajo del NO de Suramérica y por tanto sugieren que

esta convergencia oblicua facilitó la rotación de bloques y formación de cuencas de tipo pull-apart, entre ellas la cuenca de Falcón (Weber *et al.*, 2009; Cardona-Molina *et al.*, 2011a, b; Cardona-Molina *et al.*, 2014; Baquero, 2015). Sin embargo, la orientación OSO-ENE de la cuenca, del cinturón plegado y fallado, de la distribución de las unidades formacionales y la dirección de las intrusiones basálticas reportadas en la Cuenca son incompatibles con la orientación del sistema de fallas de Oca-Ancón que limita el sistema (Audemard y Giraldo, 1997; Baquero *et al.*, 2007; Bezada *et al.*, 2008; Baquero *et al.*, 2009). Conforme a estos criterios se propone que las cuencas de Granada, Blanquilla, Bonaire y Falcón formaron parte de una única cuenca de tipo retro-arco “*back-arc basin*” asociado a la migración hacia el Este del arco caribeño Cenozoico (Audemard, 1993, 2009; Bezada *et al.*, 2008; Baquero, 2015) y propiamente que la Cuenca de Falcón se formó como consecuencia de un colapso orogénico (Audemard, 1993, 2009; Porras, 2000; Baquero *et al.*, 2009; Baquero, 2015). Este colapso se origina desde la cuenca de Granada hacia la cuenca de Falcón oriental (Baquero, 2015).

Estratigrafía del área de Falcón Oriental

La Cuenca de Agua Salada, se inicia en el Eoceno Tardío con la sedimentación de la Formación Cerro Misión, aunque su mejor desarrollo lo alcanza en el Oligoceno y el Mioceno con la depositación del Grupo Agua Salada (formaciones Guacharaca, San Lorenzo y Pozón). La Formación San Lorenzo se compone de los Miembros El Salto y Menecito y la Formación Pozón de los Miembros Policarpio, Husito y Huso (González De Juana *et al.*, 1980; Mendoza, 2005) (Figura 5).

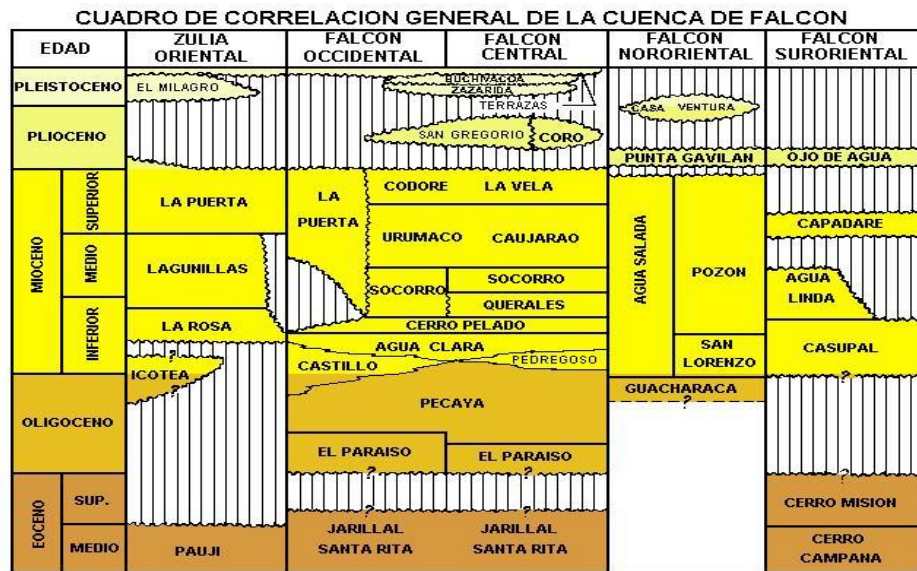


Figura N° 5. Cuadro de correlación general de la Cuenca de Falcón (Díaz De Gamero, 1977).

La transgresión cubre durante el Oligoceno a Cerro Misión, de ambientes plataformales, con lutitas fosilíferas, y a la Formación Churuguara con lutitas del Miembro Danta, seguido por margas del Miembro Tucurere y finalmente por areniscas y arcillas glauconíticas del Miembro Cotiza, que es subyacente al Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo, y el cual representa un período regresivo dentro de la transgresión general, con ambientes playeros a plataformales, donde se depositan arenas glauconíticas. La cuenca se hace más profunda, transgresiva, con lutitas marinas de mares abiertos del Miembro Menecito en el Mioceno Medio (González De Juana *et al.*, 1980; Mendoza, 2005).

Al SE de la Cuenca de Agua Salada, desde el Alto de Cerro Misión al Sur, se desarrolla la Subcuenca de Casupal a partir del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano con la sedimentación de areniscas y conglomerados de ambientes marinos-costeros de la Formación Casupal, seguidos por sedimentos plataformales, parcialmente concordantes, parcialmente discordantes, de calizas y arcillas de la Formación Agua Linda del Mioceno Temprano-Medio (González De Juana *et al.*, 1980; Mendoza, 2005) (Figura 5 y 6).

Al final del Mioceno Temprano se inicia la regresión, desaparece el Canal Falconiano (Mendoza, 2005) y se depositan en el Mioceno Medio las lutitas margosas del Grupo Agua Salada (González De Juana *et al.*, 1980; Mendoza, 2005) (Figura 5 y 6).

En la Cuenca de Agua Salada, el Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo representa un pequeño período regresivo dentro de la transgresión general, con ambientes playeros a plataformales, donde se depositaron las areniscas glauconíticas de ese miembro (Mendoza, 2005). La cuenca se hace más profunda, transgresiva, con las lutitas marinas de mares neríticos abiertos del Miembro Menecito (González De Juana *et al.*, 1980; Mendoza, 2005). La parte basal de la Formación Pozón se compone también de areniscas glauconíticas correspondientes al Miembro Policarpio, seguido por arcillitas margosas del Miembro Husito y finalmente por arcillitas no calcáreas del Miembro Huso que hacia su tope se hace regresivo con el desarrollo de areniscas, transicionales a la Formación Ojo de Agua del Mioceno Tardío (González De Juana *et al.*, 1980; Mendoza, 2005).

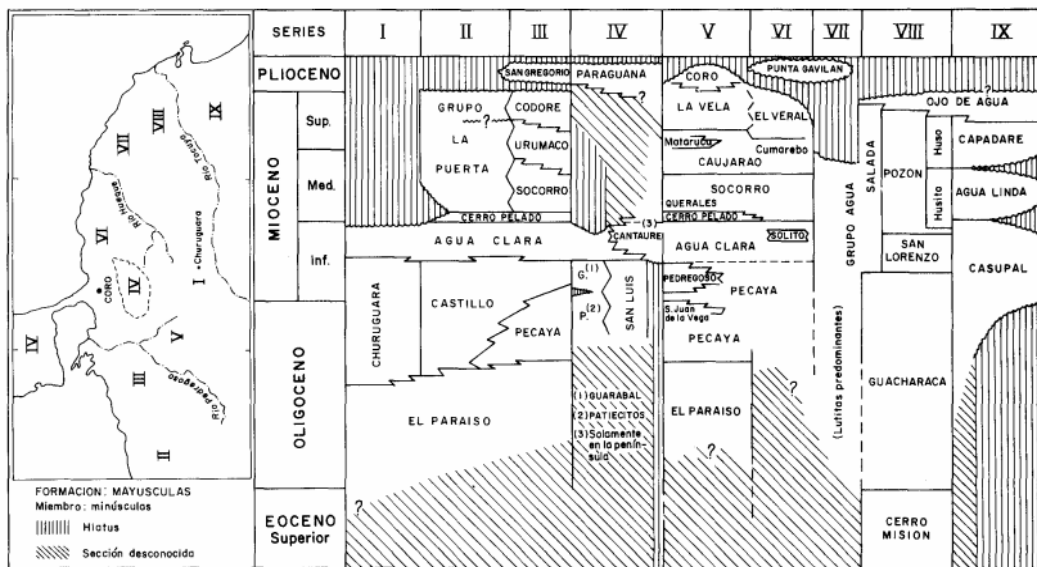


Figura N° 6. Cuadro de nombres litoestratigráficos del terciario superior utilizados en el estado Falcón (González de Juana *et al.*, 1980).

En la Subcuenca de Casupal durante el Mioceno medio y superior, discordantemente sobre la Formación Agua Linda, se depositan calizas, localmente arenosas y localmente con fosfatos y dolomitas como en Riecito, de la Formación Capadare. Estas calizas arenosas gradan a areniscas y conglomerados regresivos de cierre de cuenca de la Formación Ojo de Agua (Figura 6). De esta forma en el Mioceno Tardío toda el área del Canal Falconiano se encontraba emergida, con sedimentación de facies aluvial y hasta marino costera hacia el flanco noreste de esa área positiva (Mendoza, 2005). La transgresión en este tiempo estuvo marcada tímidamente por la Formación Capadare (Mendoza, 2005).

CAPÍTULO III

MARCO METODOLOGICO

TIPO DE INVESTIGACIÓN

El trabajo de investigación se inicia con el objetivo de actualizar el marco paleoambiental y estratigráfico de la Cuenca de Agua Salada, en este contexto se puede catalogar de acuerdo a las definiciones de Fideas (2006), como una investigación de tipo:

Documental, debido a que se realizó una búsqueda y recopilación bibliográfica para conocer los aspectos geológicos, cartográficos, litológicos, sedimentológicos, estratigráficos y bioestratigráficos más importantes para la zona y que se tomarán en cuenta para ser reinterpretados. Por lo tanto, a partir de esta investigación se obtendrán nuevos elementos que permitirán una mejor comprensión de la geología de la cuenca y con ello contribuir a la actualización de la estratigrafía del área.

De Campo y de Laboratorio, ya que se llevó a cabo la descripción y el muestreo del pozo con núcleo T-1. Esto permitió describir y reconocer las unidades litológicas, las características sedimentológicas y estratigráficas presentes en los mismos, así como también servirá para diseñar y establecer mediante estos nuevos resultados el marco paleoambiental y estratigráfico actualizado de los intervalos Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio de la Cuenca de Agua Salada.

PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO

Etapa I. Revisión bibliográfica y elaboración de base de datos

1. Revisión bibliográfica

Esta fase se llevó a cabo mediante la búsqueda, recopilación y revisión de forma detallada de toda la información geológica (mapas, cortes y/o secciones estructurales, columnas estratigráficas y sedimentológicas de núcleos, afloramiento y muestras de canal), estudios bioestratigráficos, reportes operacionales realizados en la Cuenca de Agua Salada que permitieron conocer, la cantidad y calidad de información disponible en el área de estudio, su clasificación y actualización para futuros estudios en el área.

2. Elaboración de la base de datos

Se creó una base de datos que contiene la información de veintidós (22) pozos ubicados en el área de estudio, específicamente información sedimentológica, estratigráfica y bioestratigráfica de estudios previos como: topes formacionales, edades y ambientes sedimentarios, con la finalidad de organizar la data y elaborar columnas estratigráficas por pozo como una herramienta gráfica más rápida de visualización de la información.

Etapa II. Estudio sedimentológico

1. Descripción Sedimentológica

La descripción sedimentológica del núcleo del pozo T-1 (4181 pies) se realizó en la nucleoteca de PDVSA Intevep, ubicada en la ciudad de Los Teques, Edo. Miranda; la actividad consistió en la descripción detallada de los núcleos, tomando en consideración litología, color, espesor de las capas, estructuras sedimentarias (físicas y biogénicas), tamaño de grano, escogimiento, grado de impregnación y grado de bioturbación (Anexo 1).

Las trazas fósiles fueron identificadas y analizadas basadas en una combinación de icnofacies e icnofabrica, tomando en consideración ichnotaxa, icnodiversidad y grado de bioturbación. El grado de bioturbación fue estimado basado en el

esquema de Taylor y Goldring (1993), quienes definen el grado de bioturbación desde 0 (no bioturbado) a 6 (completamente bioturbado).

La descripción sedimentológica fue colocada inicialmente en una tabla Excel y cargada posteriormente en el software Sirius para generar la columna sedimentológica del pozo. El análisis sedimentológico de los núcleos del pozo T-1 fue integrado con los datos del pozo Y-1.

2. Calibración Núcleo-perfil

Se realizó la calibración núcleo-perfil, en el cual se correlaciona el registro Gamma Ray del pozo T-1 con el registro Core Gamma de los núcleos, obteniéndose los desfases para cada uno de los intervalos de núcleo (Anexo 2).

3. Definición de Facies y Asociación de Facies

Basado en la descripción sedimentológica de los núcleos de los pozos T-1 y Y-1 se procedió a la definición de facies y asociación de facies, con el fin de interpretar paleoambientes.

Etapas III. Análisis Bioestratigráfico

Los estudios bioestratigráficos fueron realizados por PDVSA Intevep (Cañizares y Betancourt, 2017; Cañizares *et al.*, 2017; Vanegas *et al.*, 2017) y PDVSA E&P (Contreras *et al.*, 2010). La metodología de trabajo empleada en el análisis bioestratigráfico fue tomada de Solorzano y Farias (2017).

Los pasos que se siguieron para el análisis bioestratigráfico en este trabajo fueron los siguientes:

1. Revisión y reinterpretación de los datos previos de palinología, foraminíferos y nanoplancton calcáreo.

Efectuada la recopilación de los datos bioestratigráficos, se revisaron en detalle para determinar cuáles son los fósiles clave por especialidad, con la finalidad de datar la secuencia sedimentaria. Para ello se revisaron varias referencias bioestratigráficas, entre estas las zonaciones clásicas usadas en Venezuela para cada una de las especialidades: Martini (1971) para nanoplancton, Muller *et al.*, (1985, 1987) y Williams y Bujak (1985) para los palinomorfos y Blow (1959, 1979) para foraminíferos, las cuales se calibran usando la escala de tiempo de Ogg *et al.*, 2016. Los rangos consultados fueron tomados de las referencias clásicas por especialidad y actualizados con referencias más recientes, entre las cuales se tienen: para los foraminíferos: Bolli y Saunders (1985); Kennett y Srinivasan (1983); Boudagher-Fadel (2013), Wade *et al.* (2011), Mikrotax website (<http://www.mikrotax.org/pforams/>); para el nanoplancton: Nannotax3 website (<http://ina.tmsoc.org/Nannotax3>), Perch-Nielsen (1985), Young (1998), Bown, P., & Young, J. (1998), Ogg *et al.* (2016); para los palinomorfos: Muller *et al.* (1987), Lorente (1986), Williams y Bujak (1985), Durugbo (2010), Lentin y Williams (1993), González Guzmán (1967), Germeraad *et al.* (1968), Regali *et al.* (1974), Hoorn (1993), Ravn (1995), Jaramillo y Dilcher (2001), Jaramillo *et al.* (2016), Helenes (2008) y Raine *et al.* (2011).

2. Integración de la información bioestratigráfica de pozos clave.

Una vez revisados los datos previos de palinología, nanoplancton calcáreo y foraminíferos, los mismos fueron cargados en tablas en Excel, donde finalmente se integraron las diferentes biozonas y se determinó la edad de la secuencia estudiada. En el área de estudio se elaboraron varias tablas en Excel, para crear las correlaciones entre pozos, pero sin registros (Anexo 3). Para ello se tomaron pozos que conformaron una correlación en sentido norte-sur o en sentido oeste-este. En la tabla en Excel los diferentes pozos se diferenciaron por símbolos o letras y color. En la columna vertical (eje de las Y) se representaron los diferentes fósiles claves por especialidad. En la fila superior horizontal (eje de las X) se

representaron las profundidades donde esos fósiles fueron localizados en los pozos. Para realizar la calibración entre las profundidades y los fósiles claves se utilizaron diferentes símbolos o letras y colores, los cuales, representaron los diferentes pozos involucrados. Adicionalmente a los palinomorfos continentales se les identificó con el color verde, a los palinomorfos marinos o dinoflagelados se les identificaron con el color azul, a los foraminíferos con el color rojo y a los nanofósiles con el color fucsia, esto con la finalidad de identificar visual y rápidamente las diferentes disciplinas bioestratigráficas involucradas en el estudio.

3. Definición y caracterización de bioeventos.

La información bioestratigráfica cargada en las tablas en Excel (Anexo 3) permitió comparar de forma rápida y precisa los diferentes fósiles, a diferentes profundidades, determinando claramente su primera aparición en el sentido de la perforación (última aparición, LAD) o su última aparición en el sentido de la perforación (primera aparición, FAD) en la columna sedimentaria virtual, con lo cual se definieron las diferentes zonas y se interpretó la edad.

4. Construcción de la carta de bioeventos con TSCreator

A través del programa TSCreator (<http://www.tscreator.org>), se incorporaron las columnas de edad, incluyendo el periodo y los pisos del intervalo estudiado, así como también las zonas bioestratigráficas de nanoplancton y de foraminíferos, todo esto calibrado con la escala de tiempo de Ogg *et al.*, 2016.

Teniendo las columnas definidas se insertó de manera manual la columna de las zonas de palinología de Muller *et al.*, 1987 y Lorente, 1986, con la calibración de las zonas de foraminíferos y nanoplancton que se maneja para Venezuela a nivel

de PDVSA Intevep, la cual ha sido refinada con los múltiples estudios que se han realizados a lo largo de todas las Cuencas de Venezuela. Posteriormente se agregaron los bioeventos encontrados en el área de estudio.

5. Extrapolación de bioeventos a través del área de estudio.

Los diferentes bioeventos fueron colocados en las correlaciones, ahora si con registros de pozos, y esto permitió su extrapolación a otros pozos sin información bioestratigráfica, adicionalmente con las correlaciones se comprobó el carácter regional de las biozonas.

CAPÍTULO IV

MARCO SEDIMENTOLOGICO

FACIES SEDIMENTARIAS Y TRAZAS FÓSILES

El estudio sedimentológico está basado en la descripción detallada de los pozos con núcleos T-1 y Y-1. En los depósitos sedimentarios mixtos carbonático-siliciclásticos estudiados en la cuenca de Agua Salada, once facies sedimentarias (Figura 7 y 8) fueron identificadas basados en litología, tamaño de grano, estructuras sedimentarias físicas y trazas fósiles (Tabla 1). Las facies sedimentarias fueron identificadas como conglomerados (FA) (Figuras 7A-B), brecha (FB) (Figura 7C), arenisca con estratificación cruzada (FC) (Figuras 7D-F), arenisca y lutita con estratificación heterolítica inclinada (FD) (Figura 7G), carbón (FE) (Figura 7I), arenisca intercalada con lutita paralelamente (FF) (Figuras 7H y 7J-K), caliza (FG) (Figuras 8A-C), arenisca glauconítica (FH) (Figura 8D), arenisca de grano fino masiva bioturbada (FI) (Figuras 16A-E), lutita masiva bioturbada (FJ) (Figuras 17A-B) y arenisca calcárea con bioclastos (FK) (Figura 7L). Las facies sedimentarias fueron agrupadas en seis asociaciones de facies identificadas como abanicos deltaicos (AF1) (Figuras 9A-D y 10), llanuras de marea (AF2) (Figuras 10, 11A-I y 13), canales de marea (AF3) (Figuras 14 y 15), próximo costero “shoreface” (AF4) (Figuras 16A-E), costa afuera “offshore” (AF5) (Figuras 17A-B) y plataforma carbonática con importante influencia de sistemas terrígenos marino-marginal (AF6) (Figuras 18A-C), las cuales se integraron en un modelo reconstructivo paleoambiental de la Cuenca de Agua Salada (Figura 19).

Tabla N° 1. Facies sedimentarias de la Cuenca de Agua Salada.

Facies		Litología y textura	Estructuras sedimentarias físicas	Traza fósil	Espesor de capa (cm)	Otras características	Interpretación
Conglomerados (FA)		Conglomerados subredondeado a subagulosos, pobremente escogidos	Masiva	No hay traza fósil	2.54-39.62	Gradación inversa	Abanicos deltaicos
Brecha (FB)		Clastos de lutita pobremente escogidos embebidos en una matriz calcárea	Masiva	No hay traza fósil	20-63.5		En la base de los canales de marea
Arenisca con estratificación cruzada (FC)		Arenisca, de grano muy fino a medio, pobre a moderadamente escogida	Estratificación cruzada planar a masiva	<i>Ophiomorpha nodosa</i> , <i>Thalassinoides</i> isp. GB: 0-2	1.5-45.72		Canales de marea
Arenisca y lutita con estratificación heterolítica inclinada (FD)		Arenisca de grano fino a medio intercaladas con lutita gris	Estratificación heterolítica inclinada	<i>Thalassinoides</i> isp., <i>Planolites montanus</i> GB: 0-2	1-12.7		Canales de marea
Carbón (FE)		Carbón	Masiva	No hay traza fósil	1-5.08		Pantanos
Arenisca intercalada con lutita (FF)	Arena y lutita intercaladas paralelamente (FF1)	Arenisca, gris, de grano fino, intercalada o interlaminaadas con lutita gris oscuro	Laminación ondulada, lenticular	<i>Thalassinoides</i> isp., <i>Planolites montanus</i> <i>Ophiomorpha nodosa</i> <i>Rhizocorallium</i> isp., GB: 0-3	1-10.61	Nódulos y capas de Siderita, restos de conchas	Llanuras de marea
	Limolita o lutita (FF2)	Limolita, gris y lutita gris claro y oscuro	Masiva	<i>Thalassinoides</i> isp., <i>Paleophycus heberti</i> GB: 1-4	1-50.08	Nódulos y capas de siderita, restos de conchas, raíces, tubular tidalites	Llanuras de marea
Caliza (FG)	Calizas con bioclastos (FG1)	Caliza, blanco crema, gris, pobre a moderadamente escogida, con bioclastos	Masiva	No hay trazas fósil	1-76.2	Porosidad moldica, gránulos de cuarzo, gasteropodos, glauconita, estilolitas	Plataforma
	Calizas con algas Rojas (FG2)	Caliza, blanco crema, bien a moderadamente escogida	Masiva	No hay traza fósil	2.54-53.34	Porosidad vugular, glauconita	Plataforma
	Caliza con Rodolitos (FG3)	Caliza gris	Masiva	No hay traza fósil	1-20.32		Plataforma
Arenisca glauconítica (FH)		Arenisca glauconítica de grano medio-fino, pobremente escogida	Masiva	No hay traza fósil	2.54-33.52		Plataforma
Arenisca de grano fino masiva bioturbada (FI)		Arenisca de grano fino, bien escogida	Masiva	<i>Thalassinoides</i> isp., <i>Ophiomorpha nodosa</i> <i>Diplocraterion paralelum</i> GB:0-5	2-40.64	Restos de conchas	Shoreface
Lutita masiva bioturbada (FJ)		Lutita	Masiva	<i>Chondrites</i> isp., <i>Thalassinoides</i> isp., <i>Rosselia socialis</i> <i>Paleophycus heberti</i> <i>Planolites montanus</i> GB: 4-6	5.08-30.48	Restos de conchas	Costa afuera
Arenisca calcárea con bioclasto (FK)		Arenisca de grano fino	Masiva	<i>Thalassinoides</i> isp <i>Ophiomorpha nodosa</i> GB: 0-2	2.5-63.5	Restos de conchas	Canales de marea

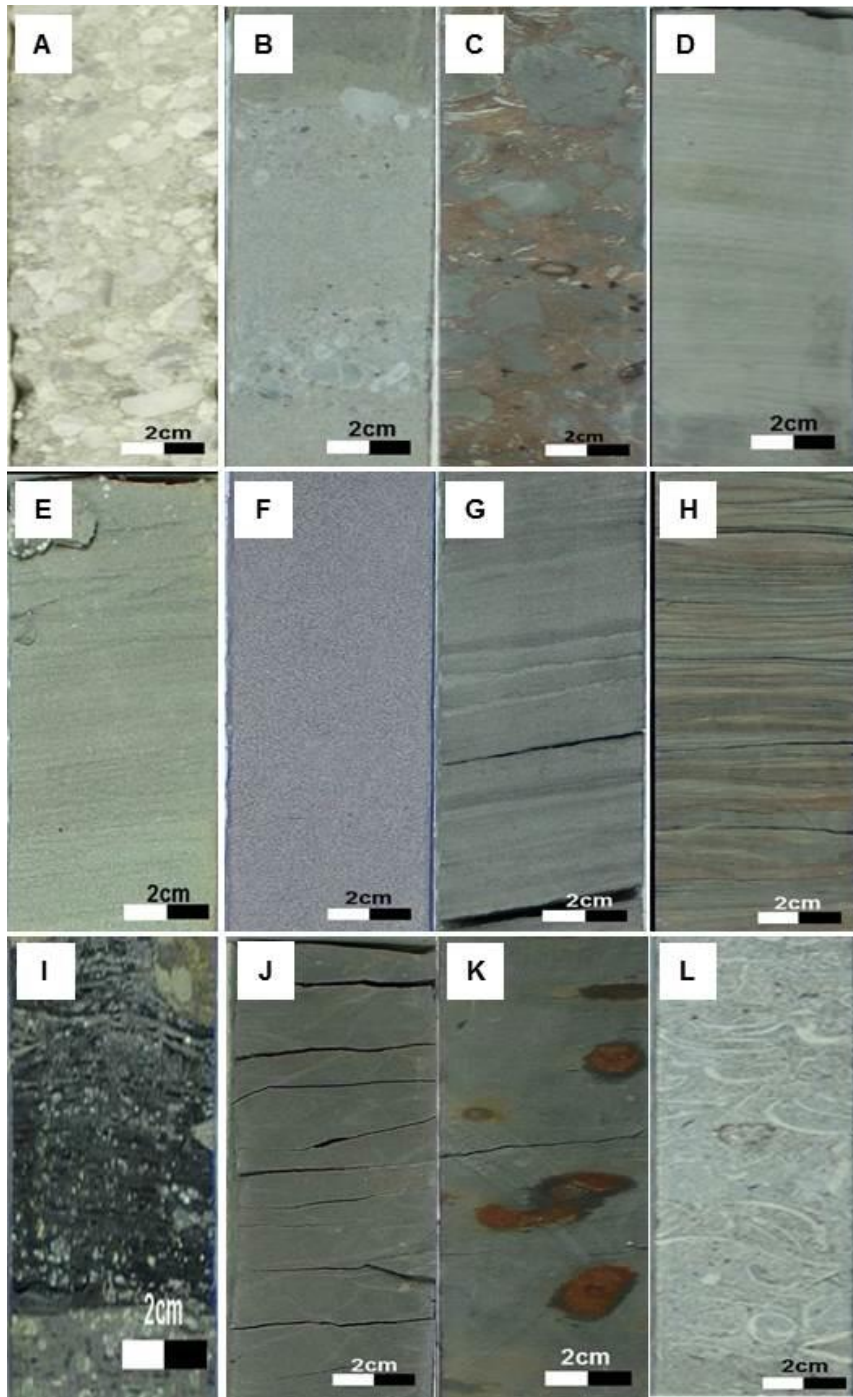


Figura N° 7. Facies sedimentarias A, B, C, D, E, F y K. (A). Facies A (conglomerados asociados a abanicos deltaicos), pozo Y-1, profundidad 6908'7''. (B). Facies A (Gradación inversa asociado a abanicos deltaicos), pozo T-1, profundidad 5871'. (C). Facies B (brechas asociadas a canales de marea), pozo T-1, profundidad 4970'5''. (D), (E) y (F). Facies C (areniscas con estratificación cruzada planar y masiva asociada a canales de marea), pozo T-1, profundidades 5886'5'', 4632'5'' y 7016' respectivamente. (G) Facies D (estratificación heterolítica inclinada asociada a canales de marea), pozo T-1, profundidad 7221'8''. (H) Subfacies FF1 (heterolítica de arena y lutita intercaladas paralelamente asociada a llanuras de marea), pozo T-1, profundidad 5702'6''. (I). Facies E (carbón indicando zonas

de pantano) pozo T-1, profundidad 4637'5''. (J) y (K). Subfacies FF2 (lutitas masivas con siderita en las llanuras de marea) pozo T-1, profundidades 7390'1'' y 5138'2.

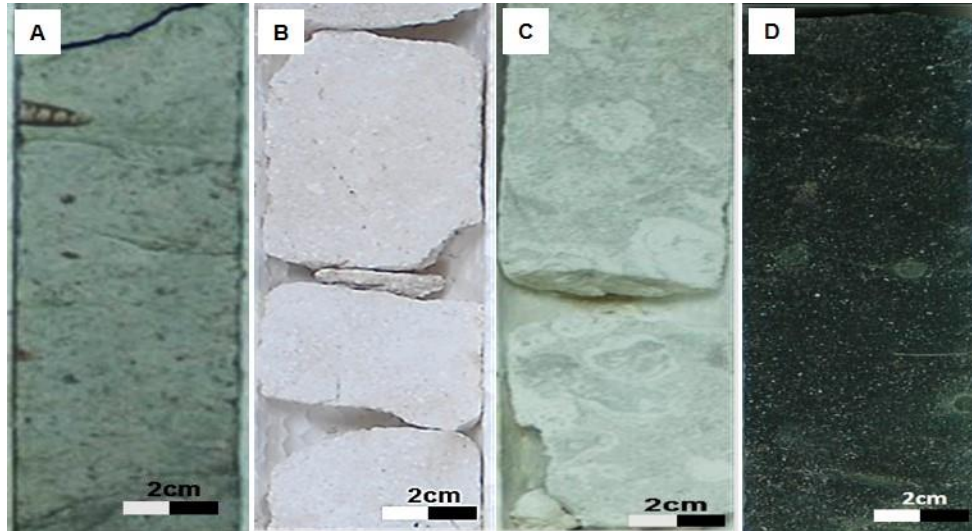


Figura N° 8. Facies sedimentarias G y H en ambientes de plataforma. (A). Subfacies G1 (calizas con bioclastos), pozo T-1, profundidad 5418'2''. (B). Subfacies G2 (calizas con algas rojas), pozo T-1, profundidad 2247'6''. (C). Subfacies G3 (calizas con rodolitos), pozo T-1, profundidad 2412'. (D) Facies H (arenisca glauconítica), pozo T-1, profundidad 3041'8''.

Asociación de Facies 1 (AF1): Abanico deltaico

Descripción:

La asociación de facies 1 (AF1) consiste de conglomerados (FA) subredondeado a subangulosos, pobremente escogidos, embebidos en una matriz calcárea, con espesores entre 2.54 y 39.62 cm y puede alcanzar hasta 645.16 cm de espesor (Figura 7A). La gradación granulométrica inversa está presente (Figura 7B). La AF1 (Figura 9A-D) está presente en los intervalos del Oligoceno y Mioceno temprano.

Interpretación:

La AF1 se interpreta como depósitos sedimentarios de abanico deltaico (Figura 9A-D). En el intervalo Oligoceno los depósitos sedimentarios de abanico deltaico están intercalado con las llanuras de mareas (AF2) (Figuras 10, 11A-I y 13), en las cuales

las superficies transgresivas de ravinamiento interpretadas por la presencia de la Icnofacies *Glossifungites* (Figuras 12A-C) son comunes. En el intervalo Mioceno temprano los depósitos sedimentarios de abanicos deltaicos están depositados sobre facies marinas interpretadas como ambientes de costa afuera (offshore) distal (FJ) (Figuras 17A-B), en los cuales trazas fósiles de origen marino son comunes (*Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp., *Rosselia socialis* y *Palaeophycus heberti*). La gradación granulométrica inversa es muy característica en este tipo de depósitos (Figura 7B).

Los abanicos deltaicos están presentes en la parte inferior de los intervalos Oligoceno y Mioceno temprano y los mismos pueden ser correlacionados entre los pozos. El abanico deltaico ha sido definido comúnmente como un abanico aluvial que prograda desde las zonas montañosas adyacentes hacia el mar o lago y pueden ser formados durante la transgresión o regresión (Nemec y Steel, 1988; Holmes, 1965; Tan *et al.*, 2016). Los abanicos aluviales son depósitos sedimentarios que se originan como respuesta rápida a los cambios climáticos, tectónicos y las variaciones del nivel base de erosión (Nemec y Steel, 1988; Postma, 1990; Whipple y Trayler, 1996; Larsen *et al.*, 2002; Navarro, 2009, Tan *et al.*, 2016; Bao *et al.*, 2005). Los elementos esenciales para el desarrollo de los abanicos son los relieves altos adyacentes a las zonas costeras, terrenos con gradientes pronunciados y corrientes de fondo (bed-load streams) que generalmente desarrollan drenajes entrelazados (braided) hacia la costa (Navarro, 2009). En las zonas donde se desarrollan los abanicos, los flujos detríticos y las inundaciones repentinas son comunes, así como también, eventos de lluvia intensa y prolongada (Larsen *et al.*, 2002).

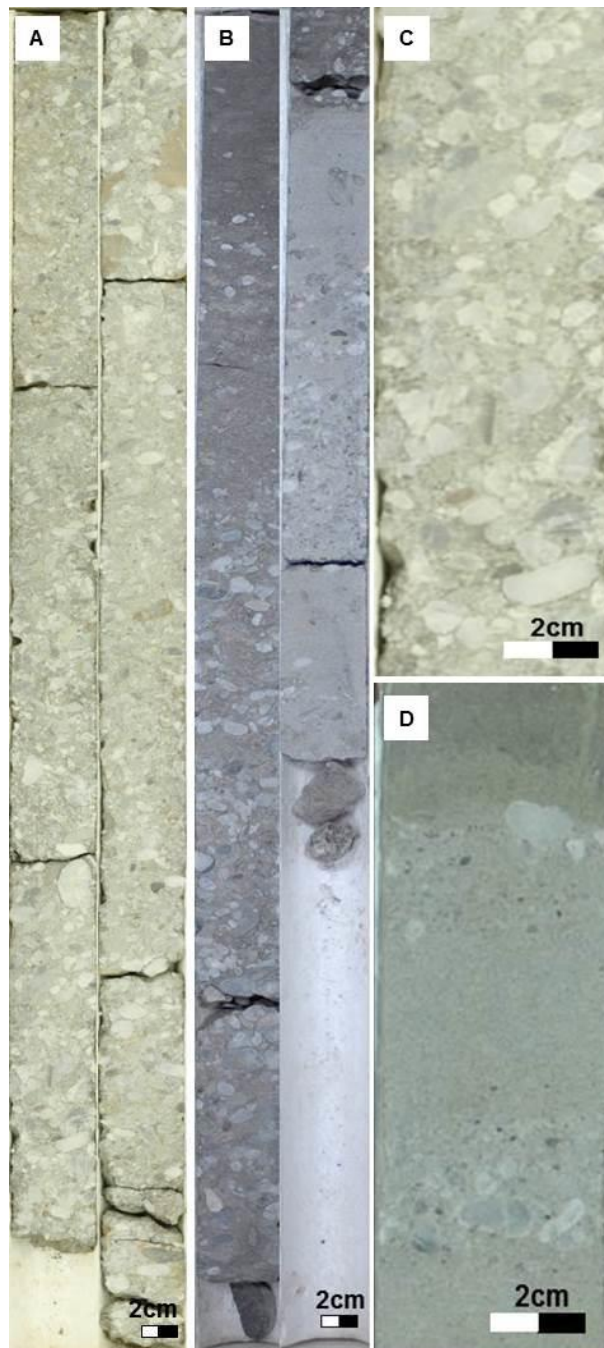


Figura N° 9. Asociación de Facies 1 (AF1): Abanicos deltaicos. (A), (B), (C) y (D). Facies sedimentaria A (conglomerados asociados a abanicos deltaicos), pozo Y-1, profundidad 6907', pozo T-1, profundidad 7134'3", pozo Y-1, profundidad 6908'7" y pozo T-1, profundidad 5871', respectivamente.



Figura N° 10. Llanuras de marea intercaladas con abanicos deltaicos en la parte inferior del intervalo Oligoceno, Pozo T-1, profundidad 7139’.

Asociación de Facies 2 (AF2): Llanuras de marea

Descripción:

La asociación de facies 2 (AF2) está compuesta por las facies sedimentarias F y E. La AF2 (Figuras 10, 11A-I y 13) está presente en los intervalos del Oligoceno y Mioceno temprano.

La facies F consiste de intercalación de lutita y arenisca (Figuras 7H y 7J-K). Los intervalos de arenisca son de grano fino, moderadamente escogida y de 1 a 10.61 cm de espesor mientras que los intervalos de lutita son de color gris y de 1 a 50.08 cm de espesor. La facies F puede alcanzar hasta 5600.7 cm de espesor. Esta facies fue subdividida en dos subfacies F1 y F2. La subfacies F1 consiste de arenisca intercalada o interlaminada con lutita con laminación ondulada y lenticular, capas de siderita y restos de moluscos. La subfacies F1 está bioturbada por *Ophiomorpha nodosa* (Ichnofacies *Skolithos*), *Thalassinoides isp.*, *Planolites montanus*, y *Rhizocorallium isp.*, (Ichnofacies *Cruziana* empobrecida) La subfacies F2 consiste de limolita y/o lutita con nódulos y capas de siderita, restos de conchas, raíces y lentes de arena. La subfacies F2 está bioturbada por *Thalassinoides isp.*, en substrato firme, lo cual indica la presencia de la Ichnofacies *Glossifungites* (Figura 12A-C).

La facies E consiste de capas de carbón entre 1 y 5 cm de espesor, masivas (Figura 7I). Esta facies es estéril en icnofauna.

Interpretación:

Las llanuras de marea básicamente son depósitos de arenisca intercaladas con lutita o solo lutita o limolita. Las capas onduladas y lenticulares son comunes, aunque no exclusivos, de ambientes de llanuras de marea (Weimer *et al.*, 1981; Reineck y Wunderlich, 1968; Hovikoski *et al.*, 2008; Sisulak y Dashtgard, 2012; Gingras *et al.*, 2016, 2017; Solórzano *et al.*, 2017; Solórzano, 2018). La laminación lenticular se

produce cuando el suministro de arena es escaso, por lo que solo se producen ondulaciones incompletas (Reineck y Sing, 1986) y se depositan en un ambiente rico en arcilla (Reineck y Wunderlich, 1968; Webb, 2015) en contraste la laminación ondulada requiere que el suministro de arena sea mayor que el de arcilla, indicando un entorno submareal con más energía donde las corrientes mareales y el suministro de sedimentos son mayores (Webb, 2015).

Los nódulos y bandas de siderita son particularmente abundantes en ambientes de agua salobre (Plummer y Gostin, 1981; Postma, 1982; Hernández, 1997; MacEachern *et al.*, 2005; Hovikoski *et al.*, 2008; Buatois *et al.*, 2012; Martinius *et al.*, 2012; Solórzano *et al.*, 2017). Los depósitos de llanuras de marea son característicos de estuarios modernos con macromareas (Hamilton, 1979; Lambiase, 1980; Dalrymple *et al.*, 1990; Dalrymple, 1992). La presencia de capas de carbón indica un alto nivel freático y podrían estar asociado con pantanos costeros (Barreda, 1997). Los restos de bioclastos son comunes en las llanuras de marea y por su poca preservación (desarticulados y fragmentados) es posible que los mismos hayan sido transportados por la acción de las mareas, sin embargo, no se descartan eventos de tormentas. La presencia de *Thalassinoides* isp., formando tubular tidalites refuerza la acción de las mareas sobre estos depósitos sedimentarios (Figura 11G). Tubular tidalites ocurren solo en las madrigueras abiertas de las trazas de *Thalassinoides* isp., (Gingras *et al.*, 2012; Gingras and Zonneveld, 2015; Wetzel *et al.*, 2014). Tubular tidalites son comunes en ambientes dominados por mareas (Gingras and Zonneveld., 2015). En algunos lugares los depósitos de lutita están de escaso a intensamente bioturbados por *Thalassinoides* isp., de substrato firme lo que sugiere la presencia de la Icnofacies *Glossifungites* en los depósitos de llanura de marea (Figura 11E, 12^a-C). La Icnofacies *Glossifungites* representa superficies transgresivas de erosión, producto de la exhumación erosiva del substrato durante el ravinamiento (MacEachern *et al.*, 1992; Gingras *et al.*, 2001; Catuneanu, 2006; Solórzano, *et. al*, 2017; Solórzano, 2018;). Las superficies transgresivas de erosión, también conocidas como superficies de ravinamiento son comunes en ambientes costeros de aguas poco profundas

(Catuneanu *et al.*, 2011) y se forman por las mareas o las olas durante el desplazamiento de la línea de costa hacia el continente (MacEachern *et al.*, 1992; Cattaneo and Steel, 2003; Catuneanu, 2006; Buatois *et al.*, 2008; Buatois y Mángano, 2011).

En las llanuras de marea el conjunto de trazas fósiles está caracterizado por una baja diversidad, lo que sugiere la existencia de factores estresantes en el ambiente de sedimentación que resulta en un número limitado de especies adaptadas. La baja diversidad ha sido interpretada por varios autores (Wightman *et al.*, 1987; Pemberton y Wightman, 1992; Beynon y Pemberton, 1992; Hernández, 1997; MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois y Mangano, 2011; Rodríguez, 2015; Solórzano *et al.*, 2017; Solórzano, 2018; Rodríguez *et al.*, 2018) como indicativa de condiciones de agua salobre. La baja diversidad refleja el número limitado de organismos que desarrollaron una adaptación fisiológica para habitar ambientes de agua salobre. Tales organismos son de naturaleza oportunista, los cuales prosperan en ambientes de alto estrés fisiológico y se caracterizan por tasas de reproducción rápidas. Adicionalmente la baja diversidad de las trazas también podría estar asociadas a la turbidez del agua y a las altas tasas de sedimentación, las cuales también están indirectamente controlada por las mareas (Dashtgard *et al.*, 2014).

Las Icnofacies *Skolithos* y *Cruziana* empobrecida ocurre en ambientes marino marginal como bahías, estuarios, lagunas, llanuras de mareas y canales de marea, los cuales representan ásperos ecosistemas donde los organismos marinos a menudo se acercan a los límites de supervivencia de su rango de tolerancia a extremos ambientales (MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois y Mangano, 2011; Solorzano *et al.*, 2017).

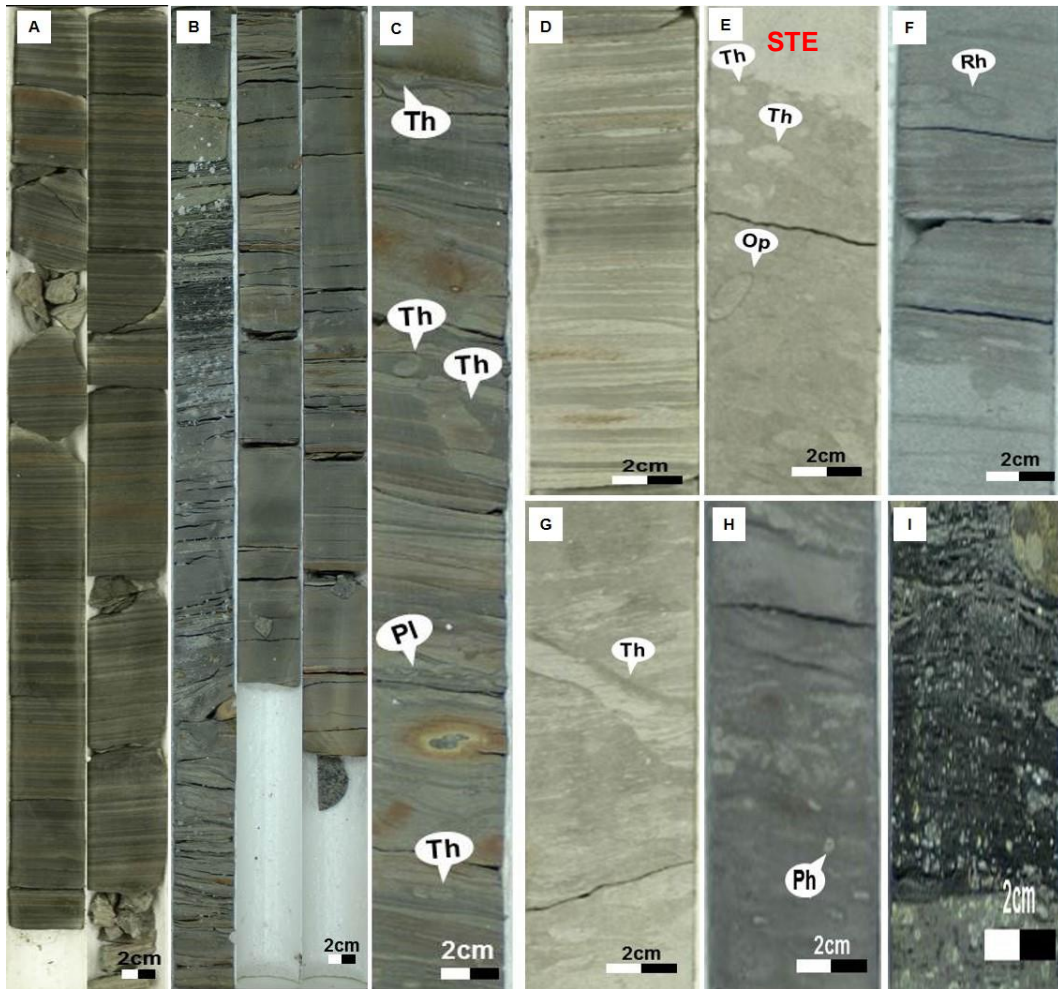


Figura N° 11. Asociación de Facies 2 (AF2): Llanuras de marea. (A). Subfacies FF1 (arena y lutita intercalada paralelamente), pozo Y-1, profundidad 7022'9". (B). Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente con laminación paralela y lenticular y carbón), pozo T-1, profundidad 4636'9". (C). Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente, bioturbada por *Planolites montanus* (Pl) y *Thalassinoides* isp., (Th)). (D) Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente), pozo Y-1, profundidad 6571'4". (E). Subfacies FF2 (Icnofacies *Glossifungites*, indicando una superficie transgresiva de erosión (STE)), pozo Y-1, profundidad 6705'7". (F). Subfacies FF1 (arena y lutita intercaladas paralelamente, bioturbada por *Rhizocorallium* isp., (Rh)), pozo T-1, profundidad 7144'1". (G). Facies FF2 (lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp. formando Tubular tidalites), pozo Y-1, profundidad 6881'4". (H). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Paleophycus heberti* (Ph)), Pozo T-1, profundidad 7593'. (I). Subfacies E (carbón indicando zonas de pantano), pozo T-1, profundidad 4637'5".

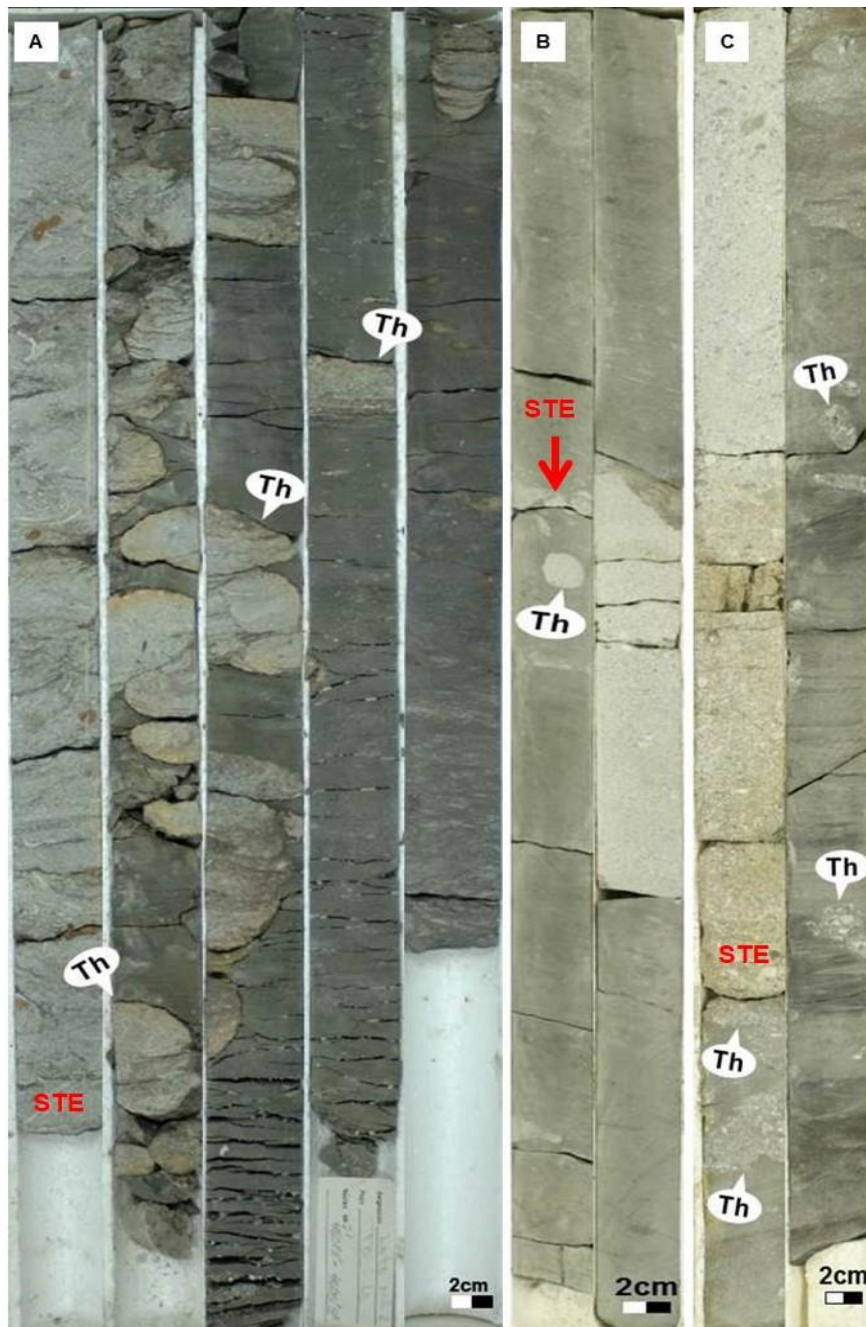


Figura N° 12. Icnofacies *Glossifungites* indicando superficies transgresivas de erosión (STE). (A). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp., (Th)), pozo T-1, profundidad 4597'7. (B). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp., (Th)), pozo Y-1, profundidad 6816'. (C). Subfacies FF2 (Lutita bioturbada por *Thalassinoides* isp., (Th)), Pozo Y-1, profundidad 6923'3.



Figura N° 13. Llanuras de marea constituida por lutita masiva con nódulos de siderita y restos de conchas, pozo T-1, profundidad 5827'9''.

Asociación de Facies 3 (AF3): Canales de marea

Descripción:

La asociación de facies 3 (AF3) está compuesta por las facies sedimentarias B, C, D y K. La AF3 (Figuras 14 y 15) está presente en los intervalos del Oligoceno y Mioceno temprano.

La facies B (Figura 7C) consiste en clastos de lutita pobremente escogidos embebidos en una matriz calcárea. La facies B tiene capas entre 20 cm y 63,5 cm de espesor y puede alcanzar hasta 158 cm de espesor. Esta facies es estéril en icnofauna.

La facies C consiste de arenisca de grano muy fino a medio, de color gris, con escogimiento de pobre a moderado y estratificación cruzada planar y artesa o masiva (Figura 7D-F). La FC contiene capas de 1.5 a 45.72 cm de espesor y puede alcanzar hasta 589.17 cm de espesor. La facies C puede estar bioturbada por *Ophiomorpha nodosa* y *Thalassinoides isp.*

La facies D (Figuras 7G) consiste de intercalación inclinada de arenisca y lutita. Las capas y/o láminas de arenisca son de grano fino a medio, con un escogimiento de pobre a moderado. Las capas y/o láminas de lutita son color gris. Los intervalos de arenisca que conforman la facies D varían de 1 a 12.7 cm de espesor mientras que los intervalos de lutita varían de 1 a 10.16 cm de espesor. Esta facies puede alcanzar hasta 792.48 cm de espesor. La facies D contiene escasas trazas fósiles de *Thalassinoides isp* y *Planolites montanus*.

La facies K consiste de arenisca calcárea con bioclastos (Figura 7L) con un espesor entre 2.5 y 63.5 cm y puede alcanzar hasta 518.16 cm de espesor. Esta facies está bioturbada por *Thalassinoides isp.*, y *Ophiomorpha nodosa*.

Interpretación:

Los canales de marea están constituidos por estratificación heterolítica inclinada, la cual se forma debido a la acreción lateral de las barras de meandro (Reineck, 1958; Bridges y Leeder, 1976; Weimer *et al.*, 1981; Mowbray, 1983; Thomas *et al.*, 1987; Dalrymple, 1992; Gingras *et al.*, 1999). Los canales de marea también muestran la presencia de estratificación cruzada planar y en artesa, las cuales están asociadas a la migración de dunas 2D y 3D respectivamente. La migración de dunas ocurre durante la alta descarga fluvial cuando el límite de mareas migra hacia el mar. La presencia de trazas fósiles en los canales de marea indica que los mismos fueron llenados durante eventos transgresivos y en sus fases de abandonos. Las trazas fósiles sugieren la influencia de las mareas en estos depósitos (Buatois *et al.*, 2002; Lettley *et al.*, 2009; Gingras *et al.*, 2016). En algunos casos las bases erosionales de los canales de marea están delimitadas por brechas. Los canales de marea también están compuestos de arenisca calcárea con bioclastos.

Asociación de Facies 4 (AF4): Próximo costero “Shoreface”

Descripción:

La asociación de facies 4 (AF4) está compuesta por la facies sedimentaria I (FI). La AF4 (Figura 16A-E) está presente en el intervalo Mioceno temprano y Oligoceno. La FI consiste en arenisca de grano fino, bien escogida, masiva, ocasionalmente con escasos restos de moluscos. La facies I tiene capas entre 2 y 40.6 cm de espesor y pueden alcanzar hasta 624.84 cm de espesor. La facies I está moderadamente bioturbada por *Thalassinoides* isp., *Ophiomorpha nodosa* y *Diplocraterion paralelum* (Figura 16A-E).



Figura N° 14. Canales de marea con estratificación heterolítica inclinada compuesta de arenisca y lutita, pozo T-1, profundidad 7690'5''-7708'8''.



Figura N° 15. Canales de marea, pozo Y-1, profundidad 5827'9''-5845'8''.

Interpretación:

La AF4 consiste de depósitos sedimentarios próximo costeros (shoreface) (Figura 16A-E). La ausencia o escasez de capas arcillosas en los depósitos próximo costeros (shoreface) superior a medio es compatible con condiciones de alta energía debido a las olas y corrientes en ambientes próximos a la costa y también indica sedimentación por encima de la base de las olas y agitación continua del agua (Sømme *et al.*, 2008; Buatois *et al.*, 2012). En general estos depósitos sedimentarios están asociados a condiciones de alta energía y a la presencia de la Icnofacies *Skolithos* (MacEachern y Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois y Mángano, 2011; Solorzano *et al.*, 2017). Las trazas fósiles presentes en los depósitos de “shoreface” son grandes y

robustas lo que sugiere que los sedimentos fueron depositados bajo condiciones hidráulicas moderadamente alta y gradación relativamente lenta. (Solorzano, 2018).

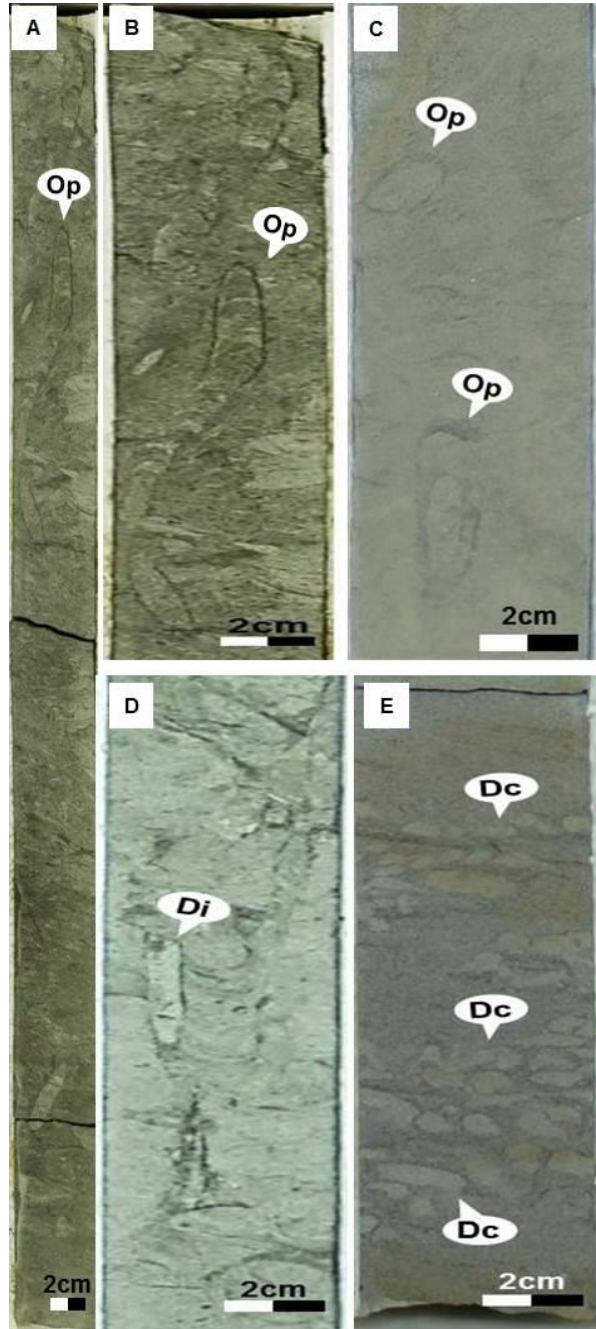


Figura N° 16. Facies sedimentarias I en ambiente de shoreface. (A), (B) y (C). Arenisca de grano fino masiva bioturbada por *Ophiomorpha nodosa* (Op), pozos Y-1 y T-1 profundidades 6709'7'', 6709'7'' y 4794'2'', respectivamente. (D). Arenisca de grano fino masiva bioturbada por *Diplocraterion*

paralelum (Di), pozo T-1, profundidad 4789'8''. (E). Arenisca de grano fino masiva bioturbada por *Dactyloidites* (Dc), pozo T-1, profundidad 5654'7''.

Asociación de Facies 5 (AF5): Costa afuera “Offshore”

Descripción:

La asociación de facies 5 (AF5) está compuesta por la facies sedimentaria J (FJ) y está presente en el intervalo Mioceno temprano y Oligoceno (Figuras 17A-B).

La facies J consiste de lutita de color gris calcárea masiva bioturbada (Figura 17A-B). La facies J tiene capas entre 5.08 y 30.48 cm de espesor y pueden alcanzar hasta 134.62 cm de espesor. La facies J está de escasa a intensamente bioturbada por *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp., *Rosselia socialis* y *Palaeophycus heberti*.

Interpretación:

La AF5 consiste de depósitos sedimentarios de costa afuera (Figura 17A-B), los cuales se encuentran intercalados con abanicos deltaicos (AF1). Las trazas fósiles de *Chondrites* isp., son típicas, aunque no exclusivos, de ambientes de costa afuera, plataforma y talud (Buatois and Mángano, 2011). *Palaeophycus heberti* es comúnmente encontrado en ambientes completamente marino (Pemberton *et al.*, 1992b, 2001), como costa afuera (offshore), próximo costero (shoreface) y marino marginal (Solorzano *et al.*, 2017).

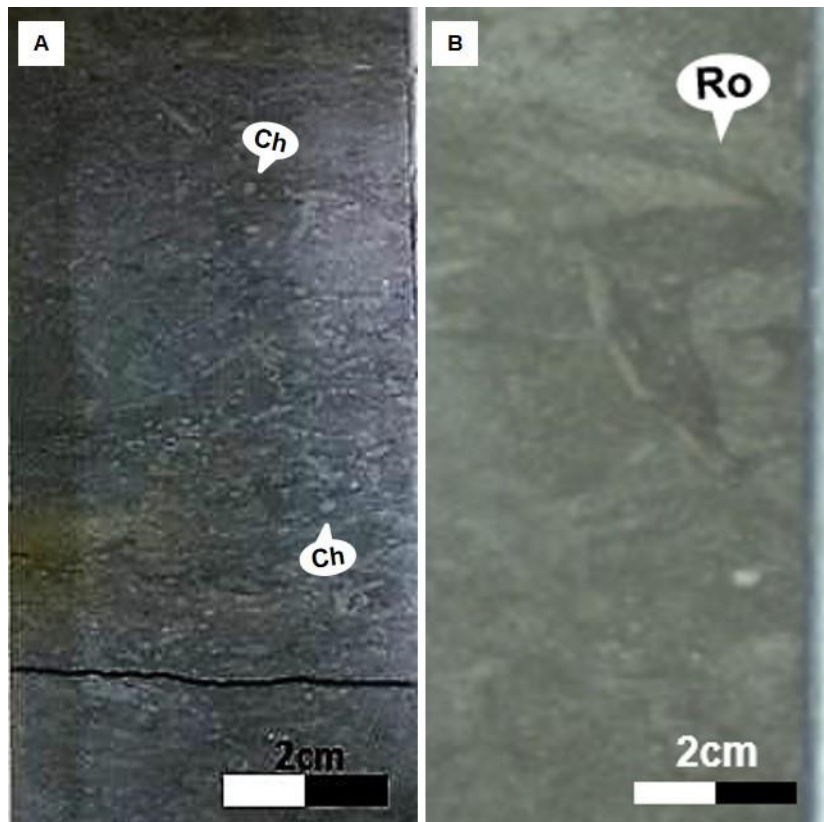


Figura N° 17. Facies J en ambiente de costa afuera. (A) y (B) lutita masiva bioturbada por Chondrites isp., (Ch) y *Rosselia socialis* (Ro), pozo T-1, profundidad 6046' y 6271'5'', respectivamente.

Asociación de Facies 6 (AF6): Plataforma carbonática con importante aporte de material terrígenos marino-marginal

Descripción:

La asociación de facies 6 (AF6) está compuesta por las facies sedimentarias G, la cual ha sido subdividida en las subfacies G1, G2 y G3 y la facies H. La AF6 (Figuras 18 A-C) está presente en los intervalos del Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio.

La subfacies G1 consiste de caliza con bioclastos (Figura 8A). Los intervalos de caliza son de color blanco crema y gris, de pobre a moderadamente escogida con moluscos desarticulados y fragmentados, sin embargo, moluscos preservados también

están presentes, tiene capas entre 1 y 76.2 cm de espesor y pueden alcanzar hasta 2377.44 cm de espesor. Esta subfacies puede contener glauconita, gránulos de cuarzo.

La subfacies G2 consiste de caliza con algas rojas (Figura 8B). Los intervalos de caliza son de color blanco crema y gris, de moderada a bien escogida, constituida de esqueletos orgánicos de algas rojas y alta porosidad móldica y vugular. La subfacies G2 tiene capas entre 2.54 y 53.34 cm de espesor y pueden alcanzar hasta 1173.48 cm de espesor.

La subfacies G3 consiste de caliza con rodolitos (Figura 8C). Los intervalos de caliza son de color blanco crema y gris, con rodolitos que alcanzan hasta 2 cm de diámetro. La subfacies G3 tiene capas entre 1 y 20.32 cm de espesor y pueden alcanzar hasta 175.26 cm de espesor.

La facies H está constituida por arenisca glauconítica de grano fino a medio, pobremente escogida, masiva (Figura 8D), con espesores entre 2.54 y 33.52 cm. Esta facies es estéril en icnofauna y podría estar indicando la presencia del Miembro Policarpio en el área de estudio. La facies H está restringida al intervalo Mioceno medio y está depositada exactamente por debajo de la zona de nanofósiles calcáreos NN5. Renz (1948) reporta esta facies de arenisca glauconítica aflorando en las áreas de El Pozón y Mene de Acosta (pozos M-2, M-7 y M-4). Kugler (1949) reporta la facies H en el pozo Pozón-3. La compañía The British Controlled Oilfields, LTD., (1948, 1951, 1953 y s/f) también reporta la facies H a la cual llamaron “Glauconite key bed”, en los informe operacionales de los pozos M-2, M-3, M-4, M-5, M-6, M-7, M-8, M-11, M-13, M-15, M-17 (Campo Mene de Acosta).

Renz (1948) utilizo el termino greensand para una roca altamente glauconítica localizada en las áreas de El Mene de Acosta y Pozón y le asigno la zona Acostian que actualmente coincide con la zona de nanoplancton calcáreo *Sphenolithus heteromorphus* (NN5) (Bolli, 1994), la cual ha sido identificada en este estudio. Renz

(1948) identifica estas areniscas glauconíticas como Miembro Policarpio, el cual pertenece a la Formación Pozón.

Interpretación:

La presencia de niveles carbonáticos con moluscos, foraminíferos y algas rojas intercalados con ambientes sedimentarios siliciclásticos marino-marginal, próximo costeros (shoreface) y costa afuera permite interpretar que La AF7 consiste de depósitos sedimentarios carbonáticos de plataforma con importante influencia de material terrígeno, los cuales han sido interpretados de acuerdo al modelo de Wilson (1970) y Wilson & Jordan (1983) como parches de arrecife que se desarrollan en lagunas abiertas detrás del borde de la plataforma.

Las algas rojas o rodofitas suelen vivir en ecosistemas que van desde las zonas intermareales hasta zonas muy profundas, dependiendo de la transparencia del agua. Las algas rojas son constituyentes importantes de los carbonatos marinos cenozoicos en regiones tropicales y constituyen la formación de arrecifes (Flügel, 2010); estas algas muestran condiciones de salinidad normal, pH estables y profundidades de agua dentro de la zona fótica (Toomey, 1985; Foster, 2001; Basso, 2012). Las algas rojas están presentes en los ambientes de prodelta y rampa, los cuales abarcan la zona eufótica y las zonas meso-oligofótica (Villanueva, 2016). Los rodolitos son estructuras compuestas principalmente por algas rojas. La forma de crecimiento de los rodolitos está controlada por factores hidrodinámicos, la composición biótica, por la intensidad de luz y la competencia con organismos herbívoros (Flügel, 2010). Los rodolitos pueden vivir en la zona costera submareal, pero también pueden estar presente en la rampa superior a media (Villanueva, 2016). Los moluscos están desarticulados y fragmentados indicando condiciones de alta energía, probablemente asociado a la zona del oleaje o de influencia de las tormentas o corrientes marinas de fondo. Ocasionalmente encontramos calizas con granos de cuarzo, lo cual probablemente sugiere pulsos regresivos que causaban la invasión de los sistemas

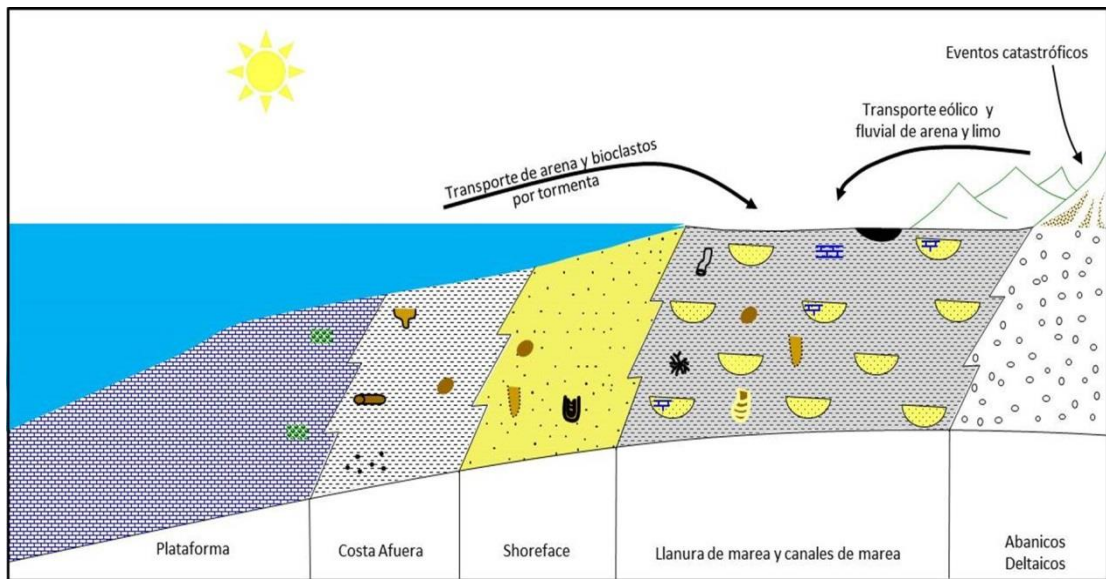
detríticos marginales hacia la plataforma. La glauconita sugiere una tasa de sedimentación lenta.

Adicionalmente este estudio bioestratigráfico reporta la presencia del foraminífero bentónico *Amphistegina* sp., y macroforaminíferos tales como *Operculinoides* sp., *Operculinoides pamamensis*, *Lepidocyclina undosa*, *Lepidocyclina* sp. y *Heterostegina antillea*. La *Amphistegina* sp., es el foraminífero más abundante en el área de estudio y el mismo ha sido asociado desde ambientes marino-marginal hasta la rampa superior a media, los cuales abarcan la zona eufótica y las zonas meso-oligofótica, respectivamente (Villanueva, 2016). Los foraminíferos *Operculinoides*, *Lepidocyclina*, y *Heterostegina*, están presentes en el área de estudio, pero con una abundancia muy pobre; estos foraminíferos han sido reportados desde la rampa superior hasta la rampa inferior siendo más comunes en la rampa media (Villanueva, 2016). Probablemente la abundancia de material terrígeno entrando en el ecosistema inhibe la proliferación de los foraminíferos *Operculinoides*, *Lepidocyclina*, y *Heterostegina*, mientras que el foraminífero *Amphistegina*, es más resistente a condiciones de elevada turbidez del agua.

En resumen, basado en la identificación de facies sedimentarias y asociaciones de facies se sugiere el siguiente esquema paleoambiental para la Cuenca de Agua Salada (Figura 19).



Figura N° 18. Asociación de facies 6 (AF6): Plataforma carbonática en el intervalo Mioceno medio. (A). Facies G3 (Caliza con Rodolitos), pozo T-1, profundidad 2419'3''-2424'7''. (B). Facies G2 (Caliza con Algas rojas), pozo T-1, profundidad 2617'-2623'3''. (C). Facies G1 (Caliza con bioclastos), pozo T-1, profundidad 5432'2''-5439'10''.



Leyenda

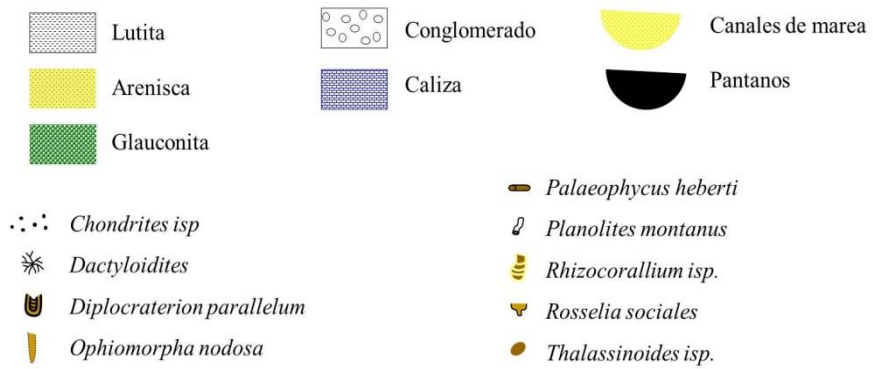


Figura N° 19. Esquema paleoambiental de la Cuenca de Agua Salada.

CAPÍTULO V

MARCO ESTRATIGRAFICO

BIOESTRATIGRAFÍA

El marco cronoestratigráfico fue construido utilizando información bioestratigráfica proveniente del estudio de nanoplancton calcáreo, foraminíferos, palinomorfos terrestres y dinoflagelados (palinomorfos marinos). Los estudios bioestratigráficos fueron realizados por PDVSA Intevp (Cañizares y Betancourt, 2017; Cañizares *et al.*, 2017; Vanegas *et al.*, 2017) y PDVSA E&P (Contreras *et al.*, 2010).

El estudio comprendió cuatro pozos localizados en el área de Agua Salada (T-1, Y-1, C-1, R-1) y un pozo en Cumarebo (P-1), mostrados en la Figura 20, los cuales contienen núcleos convencionales y muestras de canal, los mismos fueron revisados y en algunos casos reinterpretados. La edad de la columna sedimentaria fue asignada basada en la integración e interpretación de las diferentes biozonas utilizando las referencias clásicas, tales como Martini (1971) para nanoplancton, Muller *et al.*, (1987) y Williams & Bujak (1985) para los dinoflagelados y Blow (1969, 1979) para foraminíferos, las cuales se calibraron usando la escala de tiempo de Ogg *et al.*, 2016. Los rangos consultados fueron tomados de las referencias clásicas por especialidad y actualizados con referencias más recientes, entre las cuales se tienen: para los foraminíferos: Bolli & Saunders (1985); Kennett & Srinivasan (1983); Boudagher-Fadel (2013), Wade *et al.*, (2011) Mikrotax website (<http://www.mikrotax.org/pforams/>); para el nanoplancton: Nannotax3 website (<http://ina.tmsoc.org/Nannotax3>), Perch-Nielsen (1985), Young (1998), Bown, P., & Young, J. (1998), Ogg *et al.*, (2016); para los palinomorfos: Muller *et al.*, (1987), Lorente (1986), Williams & Bujak (1985), Durugbo (2010), Lentin & Williams (1993), González Guzmán (1967), Germeraad *et al.*, (1968), Regali *et al.*, (1974),

Hoorn (1993), Ravn (1995), Jaramillo y Dilcher (2001), Jaramillo *et al.* (2016), Helenes (2008) y Raine *et al.* (2011). En las figuras N° 21 y 22 se muestran los rangos de los bioeventos más importantes identificados en este estudio. Los datos bioestratigráficos más relevantes e importantes que sirvieron para datar la columna sedimentaria en el área de Agua Salada se muestran en el Anexo 3.

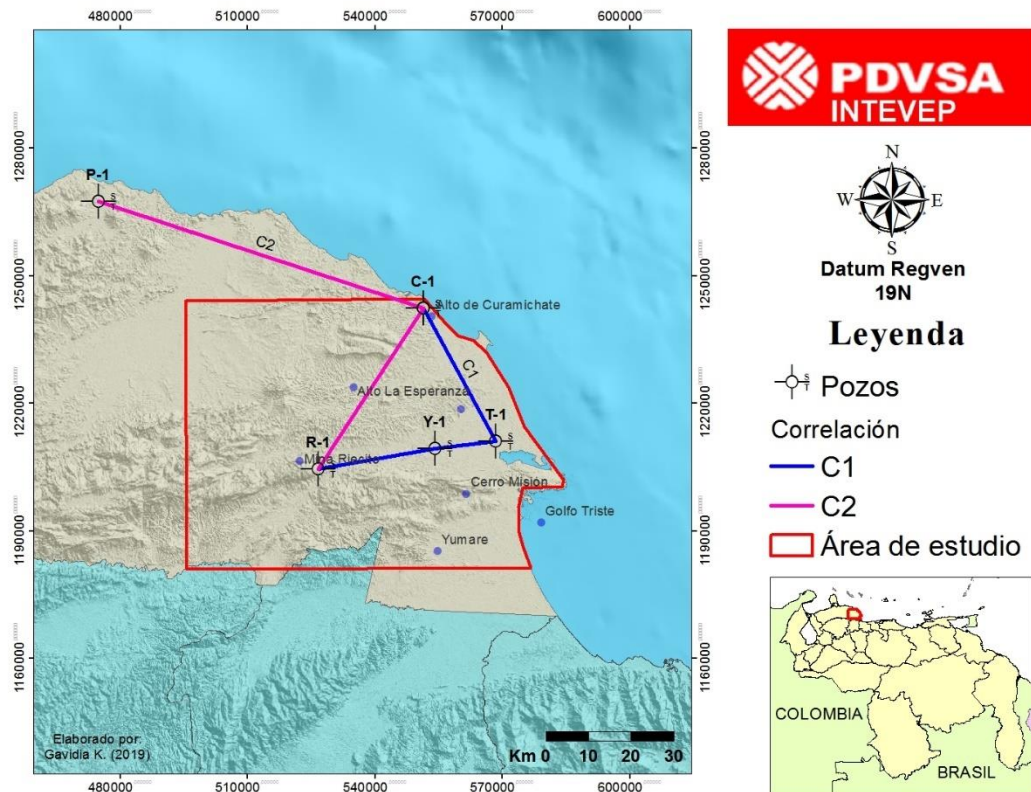


Figura N° 20. Mapa de localización de los pozos y las correlaciones.

Palinología

El conjunto de palinomorfos está dividido en dos grupos: terrestres y marinos. Los palinomorfos terrestres incluyen una gran variedad de polen y esporas, algas de agua fresca y salobre y restos de hongos. Estos conjuntos podrían estar *in situ* o ser transportados y subsecuentemente depositados en ambientes marinos. Los

palinomorfos marinos están compuestos por dinoflagelados, moldes de foraminíferos y acritarcos.

En la Cuenca de Agua Salada hay palinomorfos marinos (dinoflagelados), tales como *Quadrina condita* (Mioceno medio- Mioceno tardío), *Selenopemphix quanta* (Mioceno medio-Pleistoceno), aunque están presentes otros dinoflagelados estas dos especies fueron clave para datar la columna sedimentaria. Los palinomorfos terrestres están dominados por las siguientes especies, *Spirosyncolpites spiralis* (Eoceno medio-Mioceno medio), *Psilatricolporites triangularis* (Oligoceno-Mioceno temprano), *Polypodiaceoisporites pseudopsilatus* (Mioceno temprano – Pleistoceno), *Crassoretitriletes vanraadshooveni* (Mioceno medio), *Grimsdalea magnaclavata* (Mioceno medio-Pleistoceno) y *Echitricolporites spinosus* (Mioceno tardío-Pleistoceno). Estos palinomorfos son los más abundantes e importantes para datar la secuencia sedimentaria (Figuras 21 y 22).

En la Cuenca de Agua Salada la información de Palinología (Figuras 21 y 22) permitió reconocer las zonas 29, 28 y 27 de Muller *et al.* (1987) y ellas son de base a tope:

- La Zona 27 permite interpretar una edad Mioceno temprano, debido a la presencia de los palinomorfos continentales *Psilatricolporites triangularis* y *Polypodiaceoisporites pseudopsilatus*.
- La Zona 28 permite interpretar una edad Mioceno medio debido a la presencia de la zona *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, la cual está caracterizada por la primera aparición de la especie de polen *Grimsdalea magnaclavata* y del dinoflagelado *Selenopemphix quanta*.
- La Zona 29 permite interpretar una edad Mioceno tardío debido a la presencia de la primera ocurrencia de la especie de polen *Echitricolporites spinosus* y la última ocurrencia del dinoflagelado *Quadrina condita*.

Es importante mencionar que la Zona 28 de Muller *et al.*, (1987) es equivalente a las zonas V y VI (*Crassoretritiletos* y *Grimsdalea* respectivamente) de Lorente, (1986) y la Zona 29 de Muller *et al.*,(1987) es equivalente a la zona VII (Zona de *Asteracea*) de Lorente (1986).

Nanoplancton calcáreo

El nanoplancton calcáreo es una herramienta importante para la interpretación del registro geológico porque ayuda a mejorar la resolución estratigráfica y geocronológica, la cual, es esencial para descifrar los cambios a corto plazo y al mismo tiempo, proporcionar evidencias claves para la interpretación de eventos geológicos importantes.

En el área de estudio los siguientes nanofósiles calcáreos con sus respectivos rangos de edad, son considerados los más importantes desde el punto de vista bioestratigráfico: *Cyclicargolithus floridanus* (NP15-NN6), *Helicosphaera euphratis* (NP18-NN5), *Sphenolithus conicus* (NP24-NN3), *Cyclicargolithus abisectus* (NP24-NN1), *Sphenolithus disbelemnus* (NN1-NN3), *Sphenolithus tintinabulum* (NN2-NN3), *Helicosphaera scissura* (NN2-NN4), *Helicosphaera ampliapertura* (NN2-NN4), *Sphenolithus belemnus* (NN3), *Discoaster petaliformis* (NN4-NN5), *Sphenolithus heteromorphus* (NN4-NN5), *Discoaster braarudii* (NN7-NN11) (Figuras 21 y 22).

En la Cuenca de Agua Salada la información de nanofósiles permitió establecer cinco zonas y ellas son de base a tope:

- Zona NP25 basado en la última aparición del *Cyclicargolithus abisectus* (22.77 Ma).
- Zona NN3 basado en la última aparición de *Sphenolithus belemnus* (17.96 Ma), *Sphenolithus disbelemnus* (17.96 Ma), *Sphenolithus tintinabulum* (17.96 Ma) y la primera aparición de *Helicosphaera scissura* (\pm 18.99 Ma).
- Zona NN4 definida por la última aparición de *Helicosphaera ampliapertura* (14.91 Ma) y la primera aparición de *Discoaster petaliformis* (13.53 Ma).

- Zona NN5 interpretada por la última aparición de *Sphenolitus heteromorphus* (13.53 Ma) y *Discoaster petaliformis* (13.53 Ma).
- Zona NN6 basado en la última aparición de *Cyclicargolithus floridanus* (11.9 Ma).

La integración de estos con la escala de tiempo de Ogg *et al.*, (2016) (Figuras 21 y 22) permitió distinguir:

- El tope del Oligoceno, piso Chattiense, definida por la Zona NP25.
- El piso Burdigaliense del Mioceno temprano definido por la Zona NN3.
- Los pisos Langhiense y Serravaliense del Mioceno medio. El piso Langhiense, parte temprana del Mioceno medio, está definido por las zonas de nanoplancton calcáreo NN4 y NN5. El piso Serravaliense, parte tardía del Mioceno medio, está definida por la Zona NN6, la cual indica el tope del Mioceno medio en el área de estudio.

Foraminíferos

Los foraminíferos planctónicos son una importante herramienta para la interpretación del registro geológico porque permiten una datación precisa de los sedimentos.

En el área de estudio se observan foraminíferos planctónicos, tales como, *Globigerina ciperoensis* (O2-O7), *Globoquadrina dehiscens* (M1-M13), *Globigerinoides altiapertura* (M2-M4), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (M4-P15), *Praeorbulina sicana* (M5-M6), *Praeorbulina glomerata glomerata* (M5-M6), *Orbulina universa* (M6-Pt1), *Orbulina suturalis* (M6-Pt1), *Globorotalia foshi foshi* (M7-M9) y el foraminífero bentónico *Neorotalia* sp. (O1-M3), los cuales son los más importantes desde el punto de vista bioestratigráfico para datar la secuencia sedimentaria (Figuras 21 y 22).

En la Cuenca de Agua Salada, la información de foraminíferos permitió establecer cinco zonas y ellas son de base a tope:

- Zona O7 definida por la última aparición del foraminífero *Globigerina ciperoensis*.
- Zona M3 definida por el foraminífero *Globigerinoides altiaperturaus*.
- Zona M6 definida por la primera aparición del foraminífero *Orbulina suturalis* y la última aparición del foraminífero *Praeorbulina sicana*. Así como también, por la última aparición de los foraminíferos, *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *Orbulina universa*, y la primera aparición de *Globoquadrina dehiscens*.
- Zona M7 definida por el foraminífero *Globorotalia foshi foshi*.
- Zona M13 definida por el foraminífero *Neogloboquadrina acostaensis acostaensis*.

La integración de estos datos con la escala de tiempo de Ogg *et al.*, 2016 (Figuras 21 y 22) permitió distinguir:

- El piso Chattiense del Oligoceno definido por la Zona O7.
- El piso Burdigaliense del Mioceno temprano definido por la Zona M3.
- El piso Langhiense, parte temprana del Mioceno medio, definida por las zonas M6 y M7.
- El piso Tortoniense, parte temprana del Mioceno tardío, definida por la Zona M13.

Correlaciones estratigráficas

Basado en las zonas establecidas de nanoplancton calcáreo, cinco marcadores cronoestratigráficos fueron interpretados: tope NP25, tope NN3, tope NN4, tope NN5 y tope NN6. Estos topes fueron definidos en el área de Agua Salada y Cumarebo y extrapolados a otros pozos con escasa información bioestratigráfica mediante las correlaciones.

En las áreas de Agua Salada y Cumarebo fueron elaboradas dos correlaciones, que serán usadas como base para explicar el marco cronoestratigráfico propuesto en este estudio. La correlación número uno (C1) (Figura 23), de dirección norte-suroeste, fue elaborada en el área de Agua Salada, extendiéndose desde el alto de Curamichate, localizado en la parte norte de la cuenca, pasando hacia el suroeste del área hasta la subcuenca de Bajo Tocuyo. La correlación número uno (C1) está compuesta de norte a suroeste por los pozos, C-1, Y-1, T-1 y R-1, los cuales son pozos con núcleos. La correlación número dos (C2) (Figura 24), de dirección este-oeste-suroeste, fue elaborada en el área de Cumarebo y Agua Salada, esta correlación está compuesta por los pozos con núcleo P-1, C-1, R-1. Generalmente las correlaciones muestran un adelgazamiento de la columna sedimentaria hacía el sureste, mientras que hacia el noroeste y oeste se observa un incremento de espesor, siendo esta la dirección general de depositación y/o sedimentación.

Las zonas identificadas en los diferentes pozos fueron colocadas en las correlaciones y esto permitió extrapolarlos a otros pozos con escasa información bioestratigráfica, permitiendo hacer la interpretación de la cronoestratigrafía de la cuenca. Basado en las correlaciones y la información bioestratigráfica, se concluye, de base a tope, lo siguiente (Figuras 21, 22, 23 y 24):

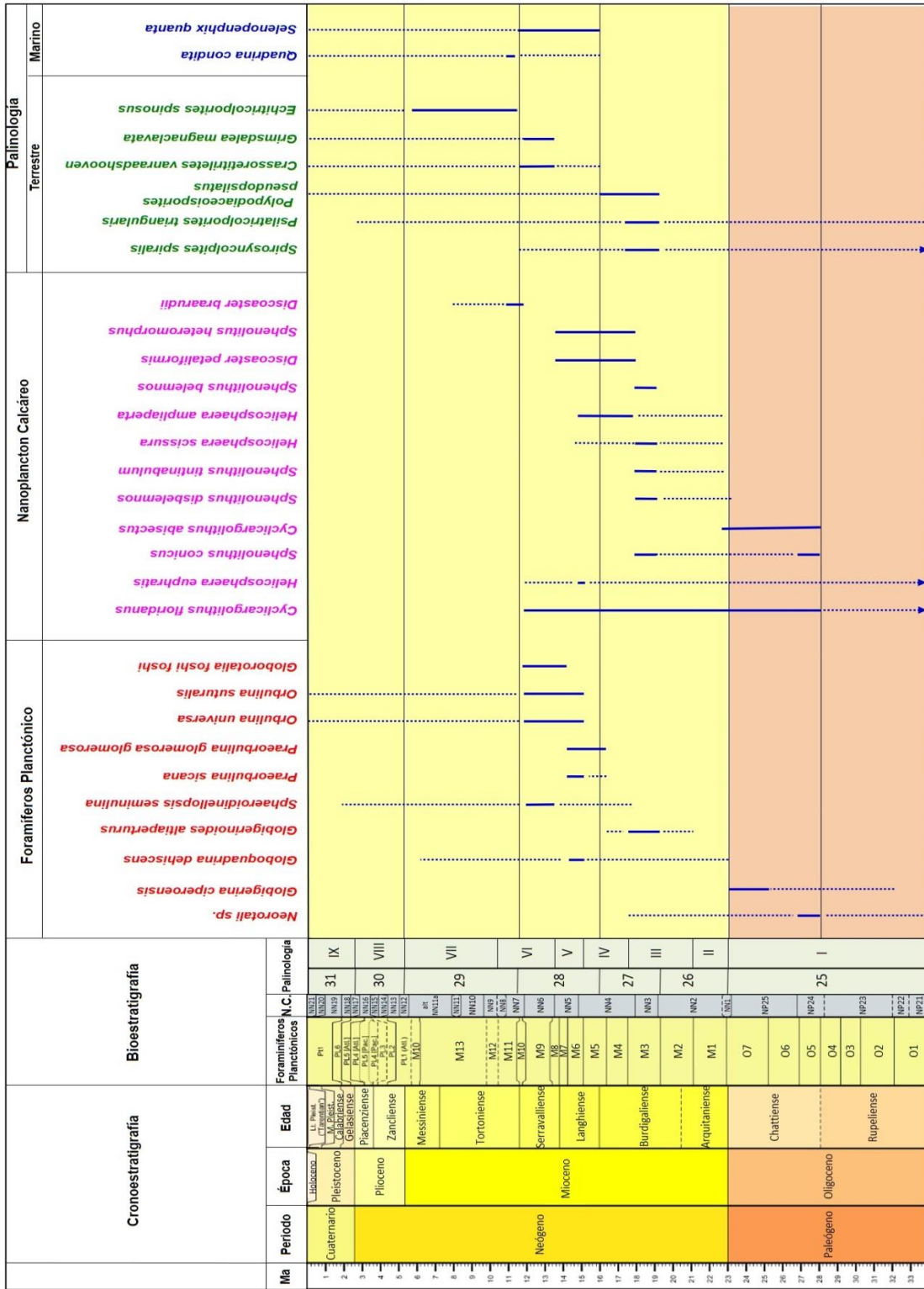


Figura N° 21. Tabla de rangos de los principales palinomorfos, foraminíferos y nanoplácton calcáreo.

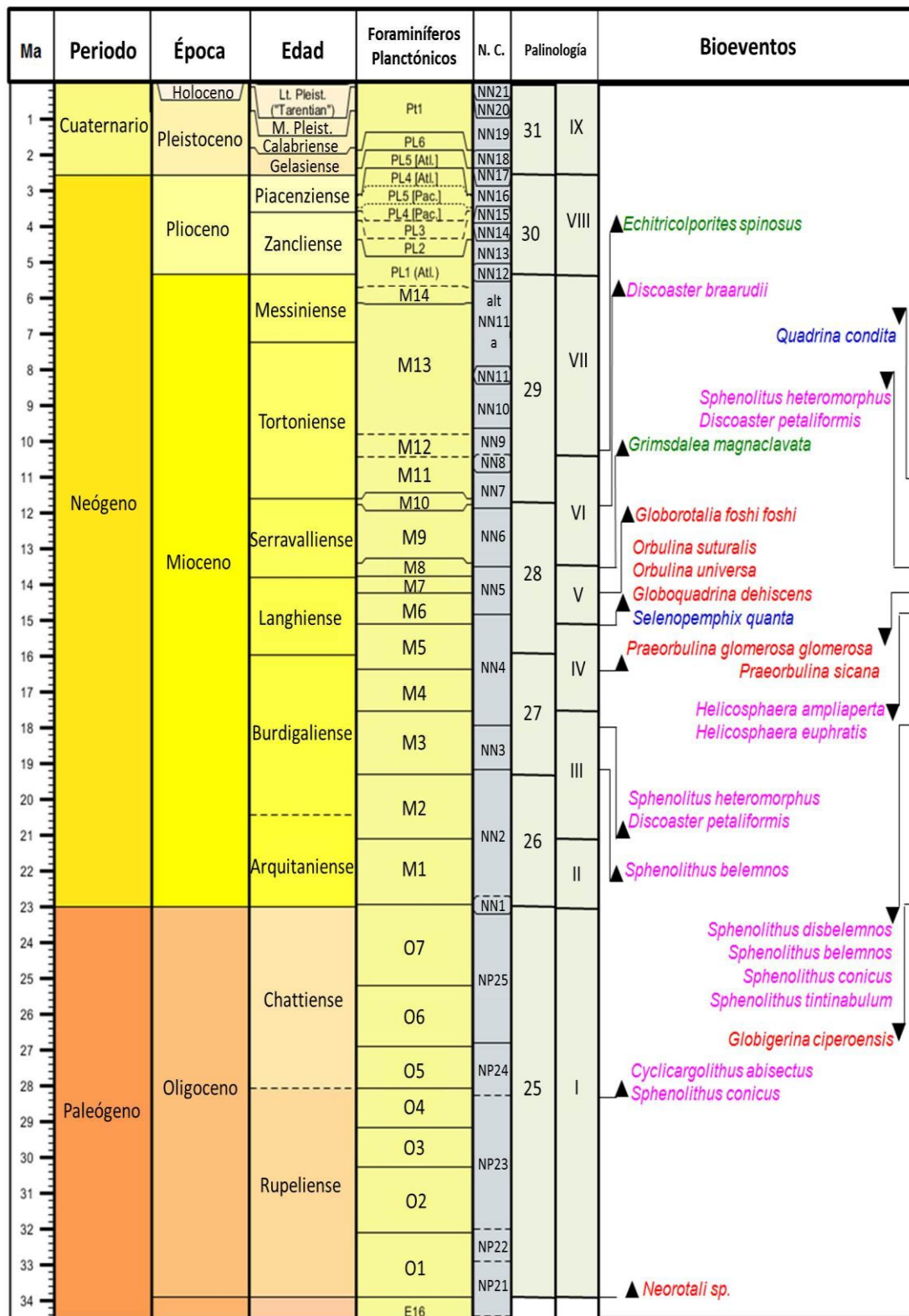


Figura N° 22. Carta de bioeventos para la Cuenca de Agua Salada.

Zona de Nanoplancton Calcáreo NP25 y profundidad final de los pozos.

El tope de este intervalo está caracterizado por la última aparición del foraminífero *Globigerina ciperoensis* (O7). Marca la parte tardía del Oligoceno, específicamente el piso Chattiense y por la aparición del nanoplancton calcáreo *Cyclicargolithus abisectus* (NP25). Esta zona solo se determinó en el área sur de la Cuenca de Agua Salada, en los pozos T-1.

Edad: Oligoceno tardío, Chattiense.

Zona de Nanoplancton Calcáreo NN3 y Zona NN1.

El tope de este intervalo está definido por la última aparición de los nanofósiles *Sphenolithus belemnus* (NN3), *Sphenolithus disbelemnus* (NN3), *Sphenolithus tintinabulum* (NN3), *Sphenolithus conicus* (NN3), además este intervalo está caracterizado por las especies *Globigerinoides altiapertura*, *Helicosphaera scissura* y *Polyodiaceoisporites pseudopsilatus* (foraminífero, nanofósil calcáreo y esporomorfo respectivamente) que tienen su primera aparición en el Mioceno temprano.

Edad: Mioceno temprano-Burdigaliense.

Zona de nanoplancton calcáreo NN4 y Zona NN3.

El tope de este intervalo está definido por la última aparición del nanofósil *Helicosphaera ampliapertura* (NN4) y por la primera aparición de los nanofósiles *Discoaster petaliformis* (NN4) y *Sphenolithus heteromorphus* (NN4). Además, este intervalo está caracterizado por la presencia del dinoflagelado *Selenophenphix quanta*, el cual tiene su primera aparición en el Mioceno medio, la última aparición del foraminífero *Praeorbulina sicana* (M6) y primera aparición del foraminífero *Orbulina suturalis* (M6).

Edad: Mioceno Medio parte temprana-Langhiense.

Zona de Nanoplancton Calcáreo NN5 y Zona NN4.

El tope de este intervalo está definido por la última aparición de *Sphenolithus heteromorphus* (NN5) y *Discoaster petaliformis* (NN5), *Praeorbulina glomerosa glomerosa* (M6), además este intervalo está caracterizado por la ocurrencia de los foraminíferos, *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina sicana* y *Globorotalia foshi foshi*.

Edad: Mioceno Medio parte tardía- Serravalliense.

Zonas de Nanoplancton Calcáreo NN6 y Zona NN5.

El tope de este intervalo está definido por la zona de abundancia del bioevento *Cyclicargolithus floridanus* (NN6) y la última aparición del foraminífero *Globorotalia foshi praefoshi* (M9), Adicionalmente en este intervalo está presente el foraminífero *Orbulina universa*, *Orbulina suturalis* y los esporomorfos *Crassoretitriletes vanraadshooveni* y *Grimsdalea magnaclavata*, que tienen su primera aparición en el Mioceno medio.

Edad: Mioceno Medio parte tardía- Serravalliense.

Por encima de la Zona de Nanoplancton Calcáreo NN6.

La edad de Mioceno tardío es interpretada en el tope de la secuencia sedimentaria, específicamente por encima de la Zona NN6, debido a la presencia de la primera aparición del nanofósil *Discoaster braarudii* (NN7), el foraminífero *Neogloboquadrina acostaensis acostaensis* (M13) y del esporomorfo *Echitricolporites spinosus* que tiene su primera aparición en el Mioceno tardío, también está presente el palinomorfo *Quadrina condita* (acritarco) que tiene su última aparición en el Mioceno tardío.

Edad: Mioceno tardío.

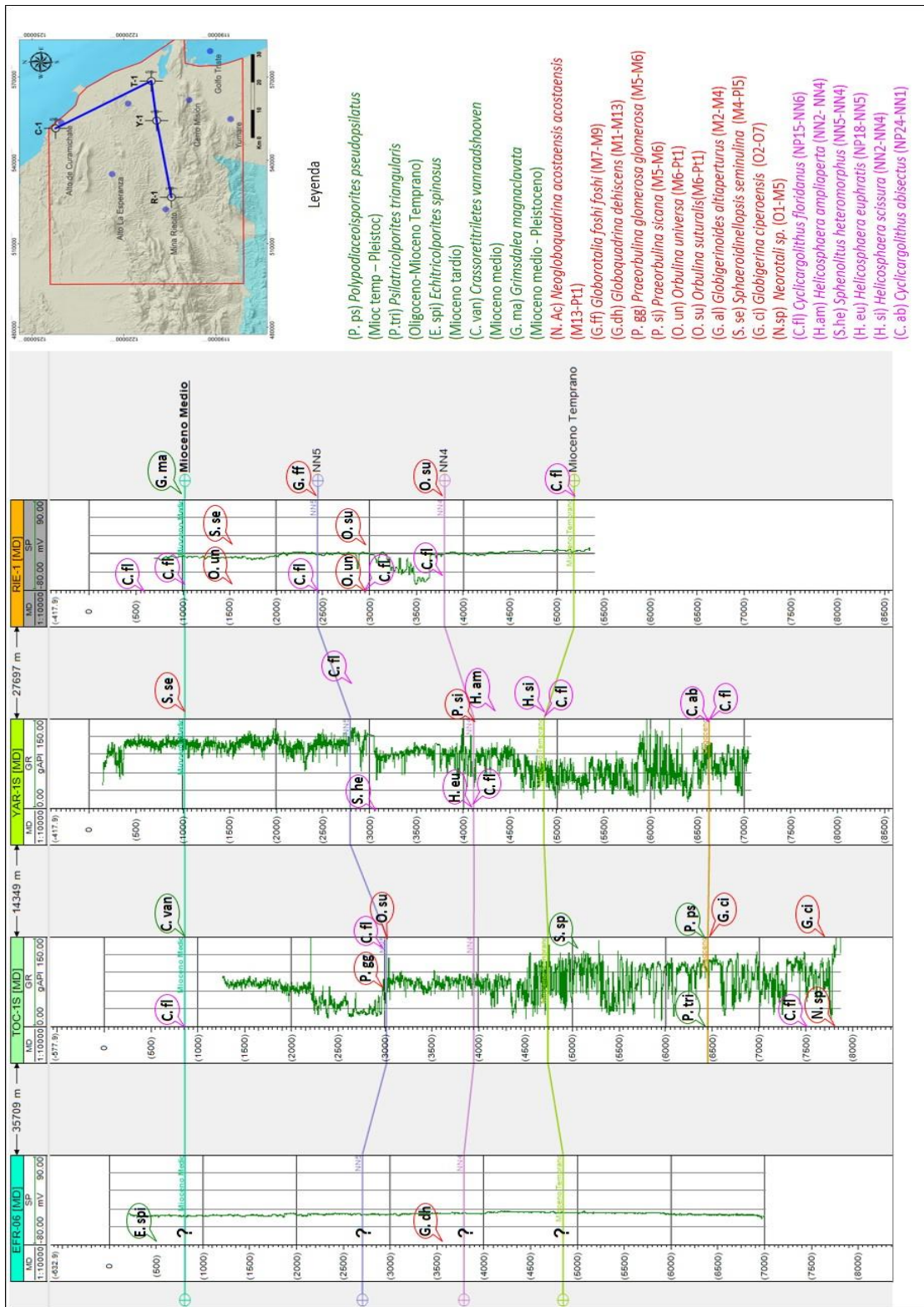


Figura N° 23. Correlación cronoestratigráfica en sentido noroeste – suroeste, con los marcadores Mioceno medio, Mioceno temprano y Oligoceno.

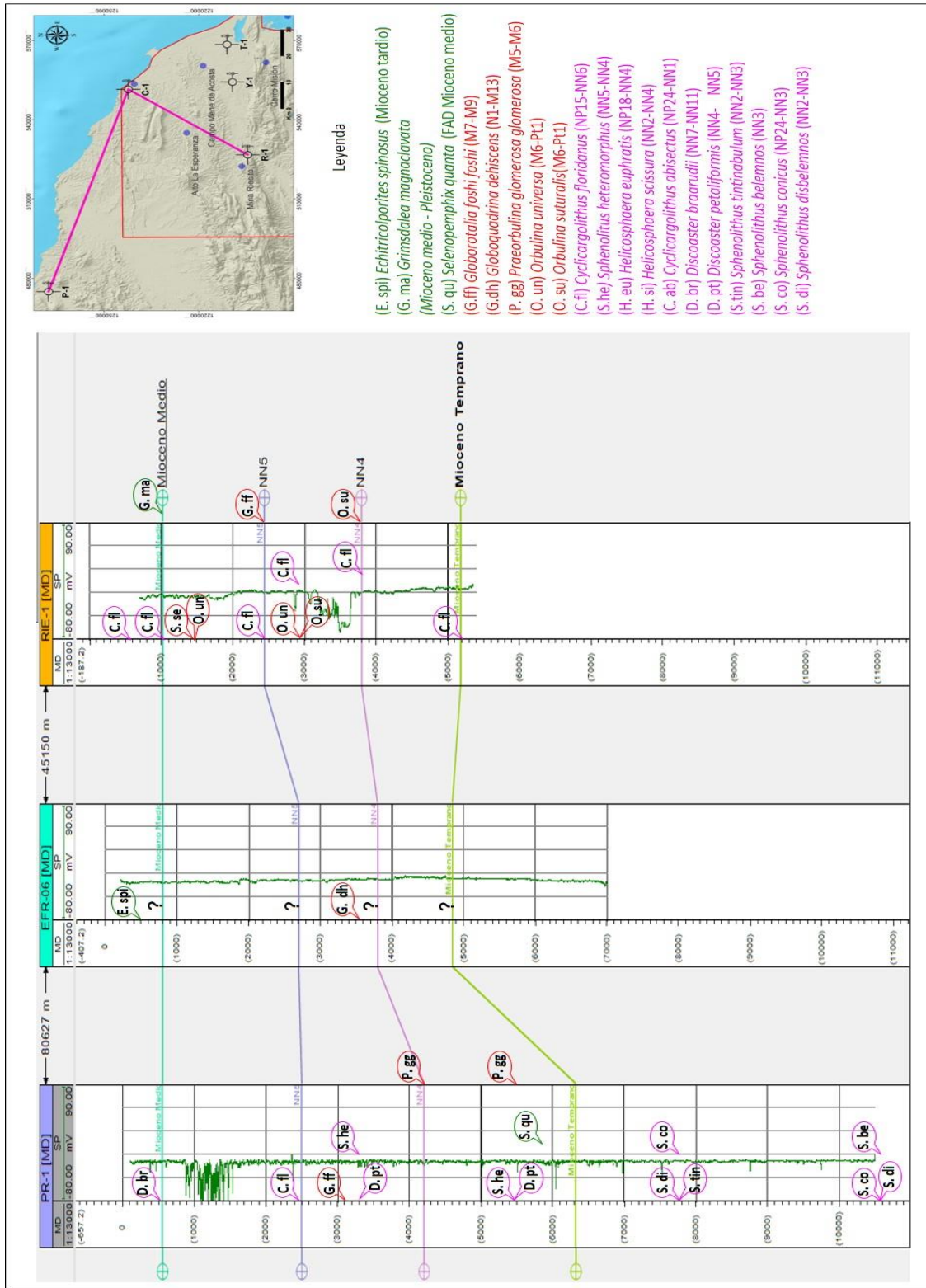


Figura N° 24. Correlación cronoestratigráfica en sentido noroeste – suroeste los marcadores Mioceno medio y Mioceno temprano.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS BIOESTRATIGRÁFICOS

Edades

En la columna sedimentaria de los pozos localizados en las áreas de Agua Salada y Cumarebo, hay palinomorfos, nanofósiles y foraminíferos, los cuales son característicos del Oligoceno, Mioceno temprano, Mioceno medio y Mioceno tardío. La edad Oligoceno solo se pudo interpretar al sur de la Cuenca de Agua Salada, aunque probablemente al norte, la secuencia Oligoceno aún no ha sido perforada. El pozo T-1 ubicado al sur de la Cuenca de Agua Salada es el único con datos para interpretar el tope del Oligoceno debido a la presencia de los palinomorfos *Psilatricolporites triangularis* y *Polypodiaceoisporites pseudopsilatus* y el foraminífero *Globigerina ciperoensis* mientras que hacia el área de Cumarebo en el pozo P-1 no se encontraron especies que permitieran interpretar un posible Oligoceno, probablemente debido a que el pozo no alcanzó a perforar esa secuencia sedimentaria.

Para comprobar la existencia de sedimentos del Eoceno en el pozo T-1, es necesario realizar nuevos estudios bioestratigráficos, ya que los datos que dan indicio de un posible Eoceno son muy pocos. Por ejemplo, fue identificado el nanofósil *Sphenolithus spiniger*, sin embargo, la presencia de dicha especie ha sido interpretada como retrabajo del Eoceno porque por debajo de esa profundidad se observan fósiles de edad Oligoceno como *Neorotalia* sp. (Oligoceno temprano-Mioceno Temprano). Sin embargo, es sabido por estudios previos que el Eoceno (Formación Cerro Misión) aflora en la cuenca.

Únicamente en el pozo Y-1 se interpreta la Zona de nanoplancton calcáreo NN1 mediante la última aparición del nanofósil *Cyclicargolithus abisectus* mientras que en el pozo T-1 la Zona NN1 está ausente, pero por correlación podría ser inferida basada en presencia de trazas fósiles de origen marino conocida como *Chondrites* isp, aunque la presencia de dicho icnofósil es indicativa de facies y no de edad.

La base del Mioceno tardío se interpretó en el pozo P-1 mediante la presencia del nanofósil *Discoaster braarudii*, mientras que en el pozo C-1 se encontró el esporomorfo *Echitricolporites spinosus*, ambos fósiles tienen su primera aparición en el Mioceno tardío. *Echitricolporites spinosus*, también está presente en la Faja Petrolífera del Orinoco, marcando la base del Mioceno tardío (Solórzano *et al.*, 2015; Solórzano y Farias, 2016; Solórzano, E., 2018).

Formaciones y sus relaciones con los bioeventos

El análisis integrado de nanoplancton calcáreo, foraminíferos planctónicos y palinología permitió interpretar que la columna sedimentaria del área de estudio está conformada por sedimentos de edad Oligoceno, Mioceno temprano, Mioceno medio y Mioceno tardío. En base a los fósiles encontrados en cada una de las formaciones sus edades podrían corresponder, de base a tope:

- Formaciones Guacharaca y Casupal, de edad Oligoceno.
- Formación San Lorenzo, de edad Mioceno temprano.
- Formación Pozón (Miembro Husito) y Formación Capadare de edad Mioceno medio.

Estudios previos de Renz (1948), Blow (1979), Díaz de Gamero (1985a), Lorente (1978), Macellari (1995) y LEV-III (1997) concluyen estas mismas edades para las Formaciones antes mencionadas.

CONCLUSIONES

Los pozos T-1 y Y-1 se seleccionaron para realizar el análisis sedimentológico y para el análisis estratigráfico de la Cuenca por presentar las secciones más completas disponibles. Esta decisión se tomó después de compilar y analizar toda la información existente procedente de 22 pozos ubicados en la Cuenca de Agua Salada y generar una base de datos robusta para la cuenca.

Tres pozos adicionales con secciones complementarias se incorporaron posteriormente los pozos C-1, R-1 (área de estudio) y el pozo P-1 (área de Cumarebo).

La hoja sedimentológica para este estudio se construyó a partir de la descripción detallada del núcleo del pozo T-1.

Los depósitos sedimentarios mixtos carbonatico-siliciclasticos estudiados en la Cuenca de Agua Salada contienen once (11) facies sedimentarias, las cuales sugieren un sistema depositacional dinámico caracterizado por la interacción de un número de ambientes sedimentarios y procesos.

Basado en el análisis de facies sedimentarias y trazas fósiles se reconstruyeron seis ambientes sedimentarios: abanico deltaico, llanuras de marea, canales de marea, próximo costero (shoreface), costa afuera y plataforma carbonatica.

La evolución de los ambientes sedimentarios en el tiempo se puede resumir así:

- Los intervalos Oligoceno y Mioceno temprano hacia el tope de están constituidos por llanuras de mareas con canales de marea y pantanos. Las llanuras de marea están caracterizadas por tener condiciones de agua salobre, caracterizada por la empobrecida y baja diversidad de trazas fósiles (Icnofacies *Skolithos* y *Cruziana*). La presencia de nódulos y

bandas de siderita son evidencias importantes para sugerir condiciones de agua salobre. La influencia de la actividad mareal fue reconocida por la presencia de superficies transgresivas de erosión (Icnofacies *Glossifungites*), tubular tidalites (*Thalassinoides* isp.), estratificación heterolítica inclinada y depósitos heterolíticos.

- En el Oligoceno y Mioceno temprano los depósitos sedimentarios próximo costeros (shoreface) está presente y consisten de areniscas bioturbadas depositadas en ambientes de alta energía y por encima del nivel base de las olas. La Icnofacies *Skolithos* es común en ambientes próximo costeros (shoreface). Los depósitos sedimentarios en la parte inferior del intervalo Mioceno temprano consisten en depósitos de costa afuera, los cuales se encuentran intercalados con abanicos deltaicos progradantes. La Icnofacies *Cruziana* arquetípica marina es común en ambiente de costa afuera. En la parte inferior del intervalo Oligoceno, los abanicos deltaicos están intercalados con llanuras de marea.
- La ausencia de núcleos no permitió identificar los paleoambientes sedimentarios prevalecientes durante el intervalo Mioceno medio.
- Los depósitos sedimentarios carbonáticos presentes en los intervalos Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio han sido interpretados como ambientes de plataforma mixta de carbonatos y siliciclásticos con parches de arrecifes e importante influencia de material terrígeno.

El análisis integrado de nanoplancton calcáreo, foraminíferos planctónicos y palinología permitió datar la columna sedimentaria de la Cuenca de Agua Salada. La sección completa estudiada comprende de base a tope rocas de edad Oligoceno (Piso Chattense), Mioceno temprano (piso Burdigaliense), Mioceno medio (pisos Langhiense y Serravalliense) y Mioceno tardío (Piso Tortoniense).

Por correlación regional y con base en los fósiles encontrados en cada parte de la sección estas edades se corresponden con las formaciones Guacharaca y Casupal, de edad Oligoceno, la Formación San Lorenzo, de edad Mioceno temprano y las Formaciones Pozón (Miembro Husito) y Capadare de edad Mioceno medio.

Cinco zonas de foraminíferos fueron establecidas: Zona 07, Zona M3, Zona M6, Zona M7 y Zona 13. y ellas permitieron interpretar las edades de Oligoceno, Mioceno temprano, Mioceno medio y Mioceno tardío.

- El Oligoceno incluye el piso Chattiense definido por la presencia de la Zona 07.
- El Mioceno temprano incluye el piso Burdigaliense reconocido por la presencia de la Zona M3.
- El Mioceno medio incluye el piso Langhiense, parte temprana del Mioceno medio, reconocido por la presencia de las zonas M6 y M7.
- El Mioceno tardío incluye el piso Tortoniense, parte temprana del Mioceno tardío, reconocido por la presencia de la Zona M13.

Cinco zonas de nanoplancton calcáreo fueron reconocidas: Zona NP25, NN3, NN4, NN5 y NN6, que permitieron interpretar las edades Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio.

- El intervalo Oligoceno incluye el piso Chattiense definido por la Zona NP25.
- El intervalo Mioceno temprano incluye el piso Burdigaliense definido por la Zona NN3.
- El intervalo Mioceno medio incluye los pisos Langhiense y Serravalliense.
 - El piso Langhiense, parte temprana del Mioceno medio, está definido por las zonas de nanoplancton calcáreo NN4 y NN5.
 - El piso Serravalliense, parte tardía del Mioceno medio, está definido por la Zona NN6, la cual indica el tope del Mioceno medio en el área de estudio.

Tres zonas de Palinología (Muller *et al.*, 1987) fueron reconocidas: Zona 27, Zona 28 y Zona 29, ellas permitieron interpretar las edades de Mioceno temprano (Zona 27), Mioceno medio (Zona 28) y Mioceno tardío (Zona 29).

Los rangos de ocurrencia de las especies de foraminíferos, palinomorfos terrestres, palinomorfos marinos y nanopláncton calcáreo, así como las primeras y últimas apariciones de algunas especies claves permitieron la interpretación de los principales bioeventos ocurridos en la Cuenca de Agua Salada entre el Oligoceno y el Mioceno tardío. Estos resultados se muestran en la Figura N°21.

La secuencia Eoceno (Formación Cerro Misión) aflora en el área de estudio, sin embargo, no se pudo probar la existencia del Eoceno en el pozo T-1.

Bibliografía

- Arnold, R. (1906). The Tertiary and Quaternary pectens of California: US Geol. Survey Prof. Paper, 47(264), 84-85.
- Audemard, F. (1993). Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla: Système de failles d'Oca-Ancón. Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc pour obtenir le diplôme de DOCTORAT, Francia, inédita, 354 p. + Anexos.
- Audemard, F. (1995). La Cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica. Memorias IX Congreso Latinoamericano de Geología.
- Audemard, F. (1997). Tectónica Activa de la Región Septentrional de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Occidental. VIII Congreso Geológico Venezolano. Soc. Venezolana de Geol, pp. 93-100.
- Audemard, F. & Giraldo, C. (1997). Desplazamiento dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela septentrional. VIII Congreso Geológico Venezolano, Porlamar, Venezuela. I, pp. 101-108.
- Audemard F.E. & Audemard F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345, pp. 299-327.
- Audemard F.A. (2009). Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean Plate boundary. En: K.H. James, M.A. Lorente, & J.L. Pindell (eds) *The origin and evolution of the Caribbean plate*, Geological Society, London, Special Publications, 328, pp. 569-586.
- Bao Z, Liu L, Li R, Zhang D, Liu R, Guan S, Kang Y, Wang Y, Qi X, Zhang X. (2005) Depositional system frameworks of the Jurassic in Junggar basin. *Acta Sedimentol Sin* 23, pp. 194–202.
- Baquero, M. J. Acosta, J. Rodríguez, E. Kassabji, J. Grobas, L. Melo, J. Zamora, Carrero, F., Bravo, A., Hernández, M. & Schneider, F. (2007). Proyecto de

- evaluación del sistema petrolífero Tupure-Carora. Informe final, No. 016707 (Inédito), PDVSA, Puerto La Cruz, 287 pp. + Anexos.
- Baquero, M., Acosta, J., Kassabji E., Zamora, J., Sousa, J.C., Rodríguez, J., Grobas, J., Melo L. & Schneider, F. (2009). Polyphase development of the Falcón basin in northwestern Venezuela: implications for oil generation. En: James, K.H., M.A. Lorente & J.L. Pindell (eds) *The origin and evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328, pp. 587-612.
- Baquero, M. (2015). *Evolución Geodinámica Del Noroccidente De Venezuela, Basado En Nuevos Datos De Geocronología, Geoquímica E Isotópicos*. Tomo I. Tesis de Grado, Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas- Venezuela. 381p.
- Barragán, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomino, I., Tolson, G. (2010). Código estratigráfico norteamericano, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117, 48 p.
- Barreda, V. (1997). Palinoestratigrafía de la Formación San Julian En El Area de Playa La Mina (Provincia de Santa Cruz), Oligoceno de la Cuenca Austral. *Asociación Paleontológica de Argentina*. 34(3), pp. 283-294.
- Basso, D. (2012). Carbonate production by calcareous red algae and global change. *Geodiversitas*, 34(1), pp. 13-34.
- Beynon, B. M., & Pemberton, S. G. (1992). Ichnological signature of a brackish water deposit: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake oil sands area, Alberta: in Pemberton, S.G., ed., *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a Core Workshop: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop 17*, pp. 199–221.
- Bezada, M.J., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F.A. & Izarra, C. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 45, pp. 191-200.

- Blow, W. H. (1959). Age, correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón Formations, eastern Falcon, Venezuela. *Bulletins of American Paleontology*, 39, pp. 67-251.
- Blow, W. (1969). "Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, en Broniman. P., and Renz. H.R., eds., *Proceeding of the First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)*: vol. 1 E.J. Brill, Leiden, pp. 199-422.
- Blow, W. H. (1979). Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in *The Cenozoic Globigerinida. Part I*, pp. 1-222.
- Boesi, T. & Goddard, D. (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela. En: BIDDLE K.T. (ed), *Active Margin Basins. AAPG, Memoir, 52*, pp. 303-319.
- Bolli, H. M., Beckmann, J-P., Saunders, J.B. (1994). *Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region*. New York. Cambridge University Press. pp. 277-290.
- Bolli, H. M., & Saunders, J. B. (1985). "Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera". En H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (editores) *Plankton Stratigraphy, Cambridge Earth Science Series (Great Britain)*, pp. 169-175.
- BouDagher-Fadel, M. (2013). *Diagnostic First and Last Occurrences of Mesozoic and Cenozoic Planktonic Foraminifera*. UCL Office of the Vice-Provost Research, Professional Papers Series, 1, pp. 1-4.
- Bown, P., & Young, J. (1998). Techniques. In: Bown, P.R., *Calcareous nannofossil biostratigraphy*, Ed. British Micropalaeontological Society Publication Series, pp. 16-28.
- Bridges, P. H., & Leeder, M. R. (1976). Sedimentary model for intertidal mudflat channels, with examples from the Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 23(4), pp. 533-552.
- Bromley, R.G. (1990). *Trace Fossils. Biology and Taphonomy. Special Topics in Palaeontology 3*. London: Unwin Hyman . pp 280.

- Bromley, R.G. (1996). Trace fossils. Biology, Taphonomy and Applications. Second edition. London. Chapman and Hall. 361 p.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Alissa, A., Carr, T.R. (2002). Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from a late Paleozoic marginal- to open-marine reservoir, Morrow Sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedimentary Geology* 152, pp. 99–132.
- Buatois, L.A., Santiago, N., Parra, K., Steel, R. (2008). Animal-substrate interactions in an Early Miocene wave-dominated tropical delta: delineating environmental stresses and depositional dynamics (Tacata Field, Eastern Venezuela). *J. Sed. Res.* 78, pp. 458–479.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G. (2011). *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. New York, Cambridge University Press, 358 p.
- Buatois, L.A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-Bjorklund, P., Steel, R., Espin, M., Parras, K. (2012). Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology* 59, pp. 1568-1612.
- Buatois, L.A., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., M. Mángano, M.G., Rodríguez-Tovar, F.J. (2016b). *Rosselia socialis* from the Ordovician of Asturias (Northern Spain) and the Early Evolution of Equilibrium Behavior in Polychaetes. *Ichnos* 23, pp. 147–155.
- Buatois, L.A., Carmona, N.B., Curran, A.H., Netto, R.G., Mángano, M.G., Wetzel, A. (2016c). The Mesozoic marine revolution. In: Mángano, M.G., Buatois, L.A. (Eds.), *The trace-fossil record of major evolutionary changes*, vol. 2: Mesozoic and Cenozoic. Springer, Berlin. *Topics in Geobiology* 40, pp. 19-177.
- Cañizares, M. y Betancourt, O. (2017). Integración Bioestratigráfica, Pozo Tocuyo-1S. Documento interno. Inédito. PDVSA-Intevep.
- Cañizares, M., Betancourt, O. y Contreras, C. (2017). Integración Bioestratigráfica, Pozo Yaracal-1S. Documento interno. Inédito. PDVSA-Intevep.

- Cardona-Molina A., Valencia, V G., Bayona, Duque J., Ducea M., Gerhels G., Jaramillo C., Montes, C., Ojeda G. & Ruiz, J. (2011a). Early subduction orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta massif and Rancheria Basin, northern Colombia. *Terranova*, 23, pp. 26-34.
- Cardona-Molina A., Valencia, V., Weber, M., Duque J., Montes C., Ojeda G., Reiners P., Domanik K., Nicolescu, S. & Villagómez D. (2011b). Transient Cenozoic tectonic stages in the southern margin of the Caribbean plate: U-Th/He thermochronological constraints from Eocene plutonic rocks in the Santa Marta massif and Serranía de Jarara, northern Colombia. *Geological Acta*, 9 (3-4), pp. 445-466.
- Cardona-Molina A., Weber, M., Valencia V., Bustamante, C., Montes, C., Cordani U. & Muñoz, C.M. (2014). Geochronology and geochemistry of the Parashi granitoid, NE Colombia: Tectonic implication of short-lived early Eocene plutonism along the SE Caribbean margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 50, pp. 75-92.
- Carmona, N.B. y Buatois, L.A. (2003). Estructuras de crustáceos en el Mioceno de la Cuenca del Golfo San Jorge: Implicancias Paleobiológicas y Evolutivas. In: Buatois, L.A., Mángano, M.G. (Eds.) *ICNOLOGÍA: Hacia una convergencia entre geología y biología*. Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina 9, pp. 97-108.
- Carmona, N.B., Buatois, L.A., Mángano, M.G. (2004). The trace fossil record of burrowing decapod crustaceans: evaluating evolutionary radiations and behavioural convergence. In: Webby, B.D., Mángano, M.G., Buatois, L.A. (Eds.), *Trace Fossils in Evolutionary Palaeoecology*. *Fossils and Strata* 51, pp. 141–153.
- Cattaneo, A., & Steel, R. J. (2003). Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4), pp. 187-228.
- Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier. 375 p.

- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44(3), pp. 173-245.
- Collinson, J. D. (1969). The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, (39), pp. 194–221.
- Contreras, J.; Puerta, A.; Jouval, J.; Guerrero, E.; Mata, L.; Superlano M., Jacmira, R. y Discepola, P. (2010). Informe Integrado Bioestratigráfico Y Sedimentológico P.G.O. Falcón Oriental Pozos: LVC-1, LVC-3; LVC-5; LVC-7; LVC-16; LVC-22; LVC-25; LVC-28X; LVC-29; RICOA-1; TAGUAQUI_1X; CURAMICHATE-1; RIECITO-1; EGT-2. Informe Interno. Inédito. PDVSA-Operaciones Exploratorias Occidente, Laboratorio Geológico Occidente. La Concepción. 123p.
- Dalrymple, R.W., Knigh, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V. (1990). Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37, pp. 577-612.
- Dalrymple, R.W. (1992). Tidal depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Model and Sea Level Changes: St. John's, Canada*. Geological Association of Canada pp. 195-218.
- Dashtgard, S. E., Pearson, N. J., Gingras, M. K. (2014). Sedimentology, ichnology, ecology and anthropogenic modification of muddy tidal flats in a cold-temperate environment: Chignecto Bay, Canada. In: Martini, I.P., Wanless, H.R. (Eds.), *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences*. Geological Society, London, Special Publications Vol. 388, pp. 229-245.
- Dias Da Silva, I., Jensen, S., González-Clavijo, E. (2014). Trace fossils from the Desejosa Formation (Schist and Greywacke Complex, Douro Group, NE Portugal): new Cambrian age constraints. *Geológica Acta* 12, pp. 109–120.

- Díaz de Gamero, L. (1977). Revisión de las unidades litoestratigráficas en Falcón central en base a su contenido de foraminíferos planctónicos. In V Congreso Geológico de Venezuela Memorias, Vol. 1, pp. 81-86.
- Díaz de Gamero, M. (1985a). Estratigrafía de Falcón Nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano. Soc. Venezolana de Geólogos, Tomo I, pp. 454-502.
- Díaz de Gamero, M. (1985b). Micropaleontología de la Formación Agua Salada, Falcón Nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano, pp. 384-453.
- Durugbo, E. U., Ogundipe, O. T., & Ulu, O. K. (2010). Palynological evidence of Pliocene-Pleistocene climatic variations from the Western Níger Delta, Nigeria. *International Journal of Botany*, 6, pp. 351-370.
- Dworschak, P.C. (2000). Global diversity in the thalassinidea (Decapoda). *Journal of Crustacean Biology* 20, pp. 238–245.
- Dworschak, P.C., Felder, D.L., Tudge, C.C. (2012). Infraorders Axiidea de Saint Laurent, 1979 and Gebiidea de Saint Laurent, 1979 (formely known collectively as thalassinidea). *The Crustacea* 9, pp. 109–219.
- Escandon, L. y Arevalo, F, (2009). Revisión de posibilidades de Oportunidades Exploratorias en el Campo Mene de Acosta. Informe Interno. Inédito, Petróleos de Venezuela, Gerencia de Proyectos de Operaciones Exploratorias Occidente, Maracaibo. 13p.
- Ezeh, S.C., Mode, W.A., Adejinmi, K., Ozumba, B.M. (2016). Ichnological characteristics and variability of Miocene deposits in the Cenozoic Niger Delta: Examples from cores in the Coastal Swamp and Offshore depobelts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 454, pp. 189–201.
- Fidias, A. (2006). El Proyecto de Investigación; Introducción a la Metodología Científica. 6ta ed. Caracas. 144p.
- Fillion, D., Pickerill, R.K. (1990). Ichnology of the Lower Ordovician Bell Island and Wabana Groups of eastern Newfoundlands. *Palaeontographica Canadiana* 7, pp. 1–119.

- Findlay, A. (1985). La Prospectividad de Falcón Oriental. Informe Interno. Inédito. Corpoven, Petroleos de Venezuela, Gerencia General de Geología, Gerencia de Exploración, Eepartamento de Geología. 84p+Anexos.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. second ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 984 p.
- Foster, M. S. (2001). Rhodoliths: between rocks and soft places. *Journal of phycology*, 37(5), pp. 659-667.
- Frey, R.W., Howard, J.D., Pryor, W.A. (1978). Ophiomorpha: Its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23, pp. 199–229.
- Frey, R.W. & Pemberton, S.G. (1984). Trace fossils facies models. In: R.G. Walker (Ed.), *Facies models*, Geoscience Canada Reprint Series, pp. 189-207
- Frey, R.W. & Pemberton, S.G. (1985). Biogenic structures in outcrops and cores; I, Approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33, pp. 72-115.
- Fu, S. (1991). Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebensspuren. *Courier Forschung-Institut Senckenberg* 135, pp. 1–79.
- Fürsich, F.T. (1974). Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Palaontologische Zeitschrift* 48, pp. 16–28.
- Fürsich, F. T., & Bromley, R. G. (1985). Behavioural interpretation of a rosetted spreite trace fossil: *Dactyloidites ottoi* (Geinitz). *Lethaia*, 18(3), pp. 199-207.
- Galloway, W.E. (1989). Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis, I. Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *American Association of Petroleum Geologists Bullen*, 73, pp. 125-142.
- Germeraad, J. H. (1968). “Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. *Palaeobotany & Palynology* (6), pp. 189-348.
- Ghosh, S., Pestman, P., Meléndez, L., Truskowski, I., & Zambrano, E. (1997). Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela Noroccidental. VIII Cong. Geol. Venezolano, Soc. Venezolana de Geólogos, Tomo I, pp. 317-329.

- Ghosh, S., Pestman P. & Truskowski, I. (1998). Paleofacies en la cuenca de Falcón y sus implicaciones sobre el sistema petrolifero. Informe Técnico. Inedito. Petroleos de Venezuela, Gerencia de Exploración, División de Exploración y Producción. 16p
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Saunders, T., Clifton, H.E. (1999). The ichnology of modern and Pleistocene brackish-water deposits at Willapa Bay, Washington; variability in estuarine settings. *Palaios* 14, pp. 352–374.
- Gingras, M. K., Pemberton, S. G., & Saunders, T. (2001). Bathymetry, sediment texture, and substrate cohesiveness; their impact on modern Glossifungites trace assemblages at Willapa Bay, Washington. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169(1-2), pp. 1-21.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E. (2012). The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology* 279, pp. 97-106.
- Gingras, M.K., & Zonneveld, J. (2015). Tubular tidalites: A biogenic sedimentary structure indicative of tidally influenced sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 85, pp. 845-854.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Ranger, M.J., Pemberton, G.S. (2016). The significance of trace fossils in the McMurray Formation, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 64, pp. 233–250.
- Gingras, M.K., Leckie, D.A. (2017). The argument for tidal and brackish water influence in the McMurray Formation reservoirs. *Reservoir* 2, pp. 21-24.
- González De Juana, C., J.M. Iturralde De Arozena & Picard-Cadillat X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones Foninves, Tomo I, Caracas, Venezuela, 1031 p.
- González-Guzmán, E. (1967). A Palynological Study, on the Upper Los Cuervos and Mirador Formations. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam, E.J. Brill, Leiden, 68 p.
- Hamilton, D. (1979). The high-energy, sand and mud regime of the Severn estuary, S.W. Britain. In: Severn, R.T., Dineley, D., Hawker, L.E. (Eds.), *Tidal Power*

- and Estuary Management: Albuquerque, Transatlantic Arts Incorporated. Colston Paper 30, pp. 162-172.
- Helenes, J. (2008). Curso de Dinoflagelados. Documento Inédito. PDVSA Oriente Laboratorio Geológico El Chaure.
- Hernandez Perez, E. (1997). Sedimentology of a mixed carbonate-siliciclastic succession: the Guasare Formation, Maracaibo Basin, Venezuela. Thesis of Master. University of Calgary. 279p.
- Hoorn, C. (1993). Marine incursion and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 105, pp. 267-309.
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Ranzi, A. (2008). Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. *Sedimentology* 55, pp. 499-530.
- Holmes, A. (1965). *Principles of Physical Geology*. 2nd ed., Tomas Nelson, London, 1288 p.
- Jaramillo, C. A., & Dilcher, D. L. (2001). Middle Paleogene palynology of Central Colombia, South America: A study of pollen and spores from tropical latitudes *Palaeontographica. Abteilung B Band*, 258 (4-6), pp. 87 – 213..
- Jaramillo, C., Rueda, M., & De la Parra, F. (2016). A morphological electronic data base of cretaceous – tertiary fossil pollen and spores from northern South America. Colombian Petroleum Institute & Smithsonian Tropical Research Institute: <http://biogeodb.stri.si.edu/jaramillosdb/web/morphological/>
- Kennett, J. & Srinivasan, S. (1983). *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania. 265 p.
- Knaust, D. (2013). The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Reviews* 126, pp. 1–47.

- Kugler H.G. (1949). Geological Conclusions From Results Of Well Pozon N°3 And Abundancia N°1. N.V.P. Geological Reports N°106. Informe Tecnico PDVSA Intevep EPL-01121.
- L. E. de Venezuela (1997). Léxico estratigráfico de Venezuela. PDVSA-Intevep. Tercera edición: Boletín Geológico, 12, pp. 1-828.
- Lambiase, J.J. (1980). Sediment dynamics in the macrotidal Avon River estuary, Bay of Fundy: Canadian Journal of Earth Science 17, pp. 1628-1641.
- Larsen, M.C., Wieczorek, G.F., Eaton, L.S., Morgan, B.A., Torres-Sierra, H. (2002), Peligros Naturales en los Abanicos Aluviales: El Desastre Ocasionado por Flujos Detríticos e Inundaciones Repentinias en Venezuela: U.S. Geological Survey Fact Sheet, FS 103-01s, 4 p.
- Lentin, J., & Williams, G. (1993). Fossil dinoflagellates: index to genera and species. Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib., 28, pp. 1-855.
- Lettley, C.D., SG Pemberton, S.G., MK Gingras, M.K., Ranger, M.J., Blakney, B.J. (2009). Integrating Sedimentology and Ichnology to Shed Light on the System Dynamics and Paleogeography of an Ancient Riverine Estuary. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), Applied Ichnology. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes Vol. 52, pp. 147-165.
- Lorente, M. A. (1978). La Caliza de Capadare y su Relaciones con la cuenca de Agua Salada, Edo. Falcón. Tesis de Grado, Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas- Venezuela. 161p.
- Lorente, M. (1986). Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam, Dissertaciones Botanicae, Vol. 99. J. Cramer/Borntraeger, Berlin, 222p
- Lugo, J. & Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. En: Tankard A.J., S.R. Suárez & H.J. Welsink (eds) Petroleum basins of South America. AAPG, Memoir, 62, pp. 699-725.
- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., & Raychaudhuri, I. (1991a). The substrate-controlled Glossifungites Ichnofacies and its application to the recognition of

- sequence stratigraphic surfaces: Subsurface examples from the Cretaceous of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. In NUNA Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy, Geological Association of Canada, Program, Proceedings and Guidebook: Geological Association of Canada, Calgary, Alberta, pp. 32-36.
- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Raychaudhuri, I., & Vossler, S. (1991b). Application of the Glossifungites ichnofacies to the recognition of sequence stratigraphic boundaries: examples from the Cretaceous of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists), Bulletin, 75, pp. 626.
- MacEachern, J.A. & Pemberton, S.G. (1992). Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of North America. In: Pemberton, S.G. (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop. Society for sedimentary Geology 17, pp. 57–84.
- MacEachern, J.A., Raychaudhuri, I. & Pemberton, S.G. (1992). Stratigraphic applications of the Glossifungites ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In: S.G. Pemberton (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop. Society for Sedimentary Geology Core Workshop, 17, pp. 169-198.
- MacEachern J.A. & Pemberton S.G. (1994). Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the western Canada Sedimentary basin, Alberta, Canada. In: R. Boyd, B.A. Zaitlin & R. Dalrymple (Eds), Incised valley systems: Origin and sedimentary sequences. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 51, pp. 129-157.
- MacEachern, J.A., Zaitlin, B.A. and Pemberton, S.G. (1999). A sharp based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69, pp. 876 –892.

- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J., Howell, C.D. (2005). Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. In: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), *River Deltas-Concepts, Models, and Examples*. Society for Sedimentary Geology Special Publications 83, pp. 49–85.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G. & Gingras, M.K. (2007). The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. In: J.A. MacEachern, K.L. Bann, M.K. Gingras & S.G. Pemberton (Eds), *Applied Ichnology*. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes, 52, pp. 27-64.
- Macellari, C., (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia, in A. Tankard, S. Suarez, and H. Welsink, eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 757– 780
- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. Proc. II Planktonic Conference, Roma, Tecnoscienza. 2. pp. 739-785.
- Martinius, A., Hegner, J., Kaas, I., Bejarano, C., Mathieu, X., Mjøs, R. (2012). Sedimentology and depositional model for the Early Miocene Oficina Formation in the Petrocedeno Field (Orinoco heavy-oil belt, Venezuela). *Mar. Pet. Geol.* 35, pp. 354–380.
- Mendoza, V. (2005). *Geología De Venezuela, Tomo I. Cretácico, Terciario Y Reciente Sedimentario De Venezuela*. Universidad De Oriente. 365 p.
- Mikrotax website. (s/f). (<http://www.mikrotax.org/pforams/>).
- Mowbray, T. (1983). The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 30(3), pp. 425-435.
- Muessig, K.W. (1978). The central Falcon igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geol. en Mijn.*, 57 (2), pp. 261-266.
- Muessig, K.W. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin and adjacent areas. *Geol. Soc. Am., Memoir*, 162, pp. 217-230.

- Muller, J.; E. Di Giacomo; A. Van Erve. (1985). A Palynological zonation for the cretaceous, tertiary and quaternary of northern South America. VI Cong. Geol. Venez., Caracas 1985, S.V.G., 2, pp.1041-1079.
- Muller, J., de Di Giacomo, E. and Van Erve, A.W., 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of northern South America. AASP Contribution Series 19, 7-76.
- Muñoz, N. y Buatois, L. (1998). Icnología- Estudio de Trazas Fósiles y Aplicaciones a la Industria Petrolera. Apuntes de curso preparado para el CIED. PDVSA-Intevep. 117 p.
- Nannotax3 website. (s.f.). (<http://ina.tmsoc.org/Nannotax3>).
- Nara, M. (1995). *Rosselia socialis*: a dwelling structure of a probable terebellid polychaete. *Lethaia* 28, pp. 171–178.
- Navarro Lozano, J. O. (2009). Geomorfología y procesos de sedimentación en los bancos deltaicos recientes en la Bahía de Loreto, BCS, México. Doctoral dissertation, Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas.
- Nemec, W., & Steel, R. J. (1988). What is a fan-delta and how do we recognize it? in Nemec, W., and Steel, R.J., eds., *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: London, Blackie, p. 11-17.
- Ogg, J., Ogg, G., & Gradstein F. (2016). *The Concise Geologic Time Scale*. Elsevier. 234 p.
- Ostos, M., H.G. Avé Lallemant & Sisson V.B. (2005). The alpine-type Tinaquillo peridotite complex, Venezuela: Fragment of a Jurassic rift zone? En: Avé Lallemant H.G. & Sisson V. B. (eds), *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America, Special Paper 394, pp. 207-222.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W. (1982). Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. *Journal of Paleontology* 56, pp. 843–881.
- Pemberton, S.G. & Frey, R.W. (1985). The Glossifungites ichnofacies: modern examples from the Georgia coast, U.S.A. In: H.A. Curran (Ed.), *Biogenic*

- Structures: Their use in interpreting depositional environments. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 35, pp. 237-259.
- Pemberton, S.G. & Wightman, D.M. (1992). Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S.G. (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop. Society for Sedimentary Geology Core Workshop 17, pp. 141–167.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M.J. and MacEachern, J.A. (1992a). The conceptual framework of ichnology. In Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop, ed. S.G. Pemberton, Society for Sedimentary Geology Core Workshop, 17, pp. 1–32.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Frey, R.W. (1992b). Trace fossils facies models; environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models and Sea Level Changes. Geological Association of Canada, pp. 47–72.
- Pemberton, S.G. & MacEachern, J.A. (1995). Ichnology Signal of Sea Level Dinamycs. In: The 1st SEPM Congress on Sedimentary Geology, Volume of Abstracts, p. 99.
- Pemberton, S. G. Ichnology Research Group (IRG). (1998). Ichnology Atlas. University of Alberta at Edmonton and University of Colorado at Boulder, electronic source.
- Pemberton, S. G., Spila, M., Pulham, A. J., Saunders, T., MacEachern, J. A., Robbins, D., and Sinclair, I. K. (2001). Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne d’Arc Basin. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 15, pp. 343.
- Perch-Nielsen, K. (1985). Cenozoic calcareous nannofossils. Plankton stratigraphy. Cambridge University Press. pp. 427-554.
- Plummer, P.S., Gostin, V.A. (1981). Shrinkage cracks: desiccation or syneresis. Journal of Sedimentary Research 51, pp. 1147–1156.

- Porras, L. R. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. Mem. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas. pp. 279-292.
- Postma, D. (1982). Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. *American Journal of Science*, 282, (8), pp. 1151–1183.
- Postma, G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In *Coarse-grained deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication. 10, pp. 13-27.
- Raine, J.I., Mildenhall, D.C. and Kennedy, E.M. (2011). New Zealand fossil spores and pollen: an illustrated catalogue. 4th edition. GNS Science miscellaneous series no. 4. <http://data.gns.cri.nz/sporepollen/index.htm>
- Ravn, R. L., & Witzke, B. J. (1995). The palynostratigraphy of the Dakota Formation (late Albian-Cenomanian) in its type area, northwestern Iowa and northeastern Nebraska. *Palaeontographica Abteilung B*, 234, (3-6), 93 p.
- Regali, M.; Uesugui, N y Da Silva, A. (1974) Palinología Dos sedimentos Mesozoicos do Brasil. B. téc. PETROBRAS, 17, (3), pp. 177-191.
- Reineck, H. E. (1958). Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von sedimentumlagerungen. *Senckenbergiana lethaea*, 39, (1-2), pp. 1-14.
- Reineck, H. E., & Wunderlich, F. (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, (1-2), pp. 99-104.
- Reineck, H.E., & Singh, I.B. (1986). *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. Second edition. 551p.
- Renz, H. (1948). Stratigraphy And Fauna Of The Agua Salada Group, State Falcón, Venezuela. *The Geological Society of America, Memoir* 32, 219 p.
- Rodríguez, W.J. (2015). Sedimentology, ichnology, and sequence stratigraphy of the Miocene Oficina Formation, Orinoco oil belt, eastern Venezuela Basin. M.Sc. Thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon 86 p.
- Rodríguez, W.J., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Solórzano, E.J. (2018). Sedimentology, ichnology, and sequence stratigraphy of the Miocene Oficina

- Formation, Junín and Boyacá areas, Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela Basin. *Marine and Petroleum Geology*. 92, pp. 213-233.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Buatois, L.A., Piñuela, L., Mángano, M.G., García-Ramos, J.C. (2012). Palaeoenvironmental and functional interpretation of *Rhizocorallium jenense spinosus* (ichnosubsp. nov.) from the lower Jurassic of Asturias, northern Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 339, pp. 114-120.
- Seilacher, A. (2007). *Trace fossil analysis*. New York, NY: Springer-Verlag, Heidelberg. 226p.
- Sisulak, C.F., Dashtgard, S.E. (2012). Seasonal controls on the development and character of inclined heterolithic stratification in a tide-influenced, fluvially dominated channel: Fraser River, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 82, pp. 244–257.
- Solórzano, E., Farías, A., Cabrera, D., Buatois, L.A. (2015). Chronostratigraphic framework for the Ayacucho and Carabobo areas in the Orinoco Oil Belt. SPE International, western Venezuela Petroleum Section, 3er South American Oil and Gas Congress, SPE WVS-614.
- Solórzano, E. J., Buatois, L. A., Rodríguez, W. J., & Mángano, M. G. (2017). From freshwater to fully marine: Exploring animal-substrate interactions along a salinity gradient (Miocene Oficina Formation of Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 482, pp. 30-47.
- Solorzano, E., & Farias, A. (2017). Modelo Cronoestratigráfico para las áreas de Ayacucho y Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco. PDVSA Intevep. Informe Técnico. Inédito. INT-15127,2016. Los Teques. 89 p.
- Solorzano, E. (2018). *Sedimentology, Ichnology, Biostratigraphy, And Sequence Stratigraphy Of The Middle Miocene Oficina Formation, Orinoco Oil Belt, Venezuela*. Ph.D thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada. 159 p.

- Sømme, T.O., Howell, J.A., Hampson, G.J., Storms, J.E. (2008). Genesis, Architecture, and numerical modeling of intra-parasequence discontinuity surfaces in wave-dominated deltaic deposits: Upper Cretaceous Sunnyside Member, Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, U.S.A. In *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*. Society for Sedimentary Geology 90, pp. 421–441.
- Tan, C., Yu, X., Li, S., Shan, X., & Chen, B. (2016). Sedimentology and stratigraphic evolution of the fan delta at the Badaowan formation (lower Jurassic), Southern Junggar Basin, Northwest China. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2), 115.
- Taylor, A. M., & Goldring, R. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), pp. 141-148.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (1948). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-3. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (1951). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-2. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (1953). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-5. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (1953). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-6. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (1953). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-7. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (s/f). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-4. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (s/f). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-8. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (s/f). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-11. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (s/f). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-13. Documento Interno. Inédito.

- The British Controlled Oilfields, LTD. (s/f). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-15. Documento Interno. Inédito.
- The British Controlled Oilfields, LTD. (s/f). Analisis y Pruebas, Pozo el Mene-17. Documento Interno. Inédito.
- Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverley-Range, E. A., & Koster, E. H. (1987). Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53(1-2), pp. 123-179.
- Toomey, D. F. (1985). Paleodepositional setting of rhodoliths from the Upper Pennsylvanian (Virgil) Salem School Limestone of Northcentral Texas. In *Paleoalgology*. Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 297-305
- TSCreator visualization of enhanced Geologic Time Scale 2004 database (Version 7.0; 2017), Jim Ogg and Felix Gradstein (database coordinator) and Abdullah Khan Zehady, Nag Varun Chundururu, Palem Gangi, Adam Lugowski and Aaron Ault. (software developer) <http://www.tscreator.org>.
- Uchman, A. (1995). Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria* 15, pp. 1–115.
- Uchman, A., & Pervesler, P. (2007). Palaeobiological and palaeoenvironmental significance of the Pliocene trace fossil *Dactyloidites peniculus*. *Acta Palaeontologica Polonica*, 52, (4), pp. 799-208
- Vanegas, J.; Soto, G.; Gómez, M.; Alfonso S. y Cabrera, D. (2017). Resumen Bioestratigrafico Preliminar Del Pozo TOC-1S. Informe Interno. Inédito. PDVSA-Intevep. EYEX.
- Vanegas, J.; Soto, G.; Farias, A. y Cabrera, D. (2017). Resumen Bioestratigrafico Preliminar Del Pozo Puente Ricoa. Documento Interno. Inédito. PDVSA-Intevep. EYEX.
- Villanueva, E. (2016). Facies y Secuencias depositacionales mixtas carbonatica siliciclasticos del Mioceno inferior de la Cuenca de Falcón (Noroeste de

- Venezuela) como modelo exploratorio en el caribe. Ph.D. tesis, Universidad de Barcelona, España, 418p.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., & Pälike, H. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), pp. 111-142.
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In *Facies Models: Response to Sea Level Change* (R. G. Walker and N. P. James, Eds.), Geological Association of Canada, pp. 1–14.
- Webb, N. D., Seyler, B., & Grube, J. P. (2015). Geologic reservoir characterization of Carboniferous fluvio-tidal deposits of the Illinois Basin, USA. In *Developments in Sedimentology Vol. 68*, pp. 395-443. Elsevier.
- Weber M.B.I., Cardona-Molina, A., Paniagua, F., Cordani, U.G., Sepúlveda, L. & Wilson, R. (2009). The Cabo de la Vela Mafic–Ultramafic Complex, Northeastern Colombian Caribbean region: a record of multistage evolution of a Late Cretaceous intra-oceanic arc. En: James K.H., M.A. Lorente & J.L. Pindell (eds) *The origin and evolution of the Caribbean plate*, Geological Society, London, Special Publications, 328, pp. 549-568.
- Weimer, R.J., Howard, J.D., Lindsay, D.R. (1981). Tidal flats and associated tidal channels. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.), *Sandstone Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologist Memoir Vol. 31, pp. 191-246.
- Wetzel, A., Carmona, N., Ponce, J. (2014). Tidal signature recorded in burrow fill. *Sedimentology* 61, pp. 1198-1210.
- Whipple, K. X., & Trayler, C. R. (1996). Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research*, 8(3), pp. 351-366.
- Wightman, D.M., Pemberton, S.G., Singh, C. (1987). Depositional modelling of the Upper Mannville (Lower Cretaceous), east central Alberta: Implications for the recognition of brackish water deposits. In: Tillman, R.W., Weber, K.J.

- (Eds.), Reservoir Sedimentology. Society for Sedimentary Geology Special Publication 40, pp. 189–220.
- Williams, G.L., and Bujak, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic Dinoflagellates. En: Bolli, H. M., et al. (ed.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, 847-964.
- Wilson, J. L. (1970). Depositional facies across carbonate shelf margins. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. Vol. 20, pp. 229-233.
- Wilson, J.L. & Jordan, C. (1983). Middle shelf. In: Carbonate Depositional Environments (Ed. by P. A. Scholle, D. G. Bebout & C. H. Moore). Mem. Am. Ass., Petrol. Geol., 33, pp297-344.
- Young, J.R. (1998). Neogeno. En: Bown, P. R. (Ed.). Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontological Society Publications Series. Chapman & Hall. pp. 225-265.

Anexos

Anexo 1. Hoja sedimentológica del pozo T-1.

Anexo 2 Calibración núcleo perfil de pozo T-1.

Anexo 3. Correlaciones sin registro de los pozos; T1, Y-1, C-1, R-1 y P-1.

Apéndices

Apéndice N°1. Catálogo de facies de la Cuenca Agua Salada