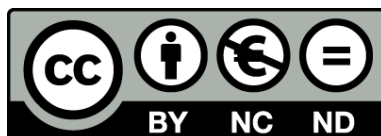




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

**Facies y secuencias deposicionales mixtas
carbonático-siliciclásticas del mioceno inferior
de la cuenca de Falcón (Noroeste de Venezuela)
como modelo exploratorio en el Caribe**

Eduard Albert Villanueva



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.

This doctoral thesis is licensed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 3.0. Spain License.



UNIVERSITAT DE
BARCELONA



Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica
Programa de Doctorat de Ciències de la Terra
Universitat de Barcelona

**FACIES Y SECUENCIAS DEPOSICIONALES MIXTAS CARBONÁTICO-
SILICICLÁSTICAS DEL MIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DE FALCÓN
(NOROESTE DE VENEZUELA) COMO MODELO EXPLORATORIO EN EL
CARIBE**

Eduard Albert Villanueva

Tesis doctoral dirigida por:

Dr. Ramon Salas Roig
Departament de Geoquímica,
Petrologia i Prospecció Geològica
Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona

Dr. Telm Bover Arnal
Departament de Geoquímica,
Petrologia i Prospecció Geològica
Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona

2016



UNIVERSITAT DE
BARCELONA



Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica
Programa de Doctorat de Ciències de la Terra
Universitat de Barcelona

**FACIES Y SECUENCIAS DEPOSICIONALES MIXTAS CARBONÁTICO-
SILICICLÁSTICAS DEL MIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DE FALCÓN
(NOROESTE DE VENEZUELA) COMO MODELO EXPLORATORIO EN EL
CARIBE**

Memoria de Tesis Doctoral presentada por Eduard Albert Villanueva para optar al Grado de Doctor en Geología. La Tesis se ha desarrollado en el marco del Programa de Doctorat de Ciències de la Terra, bajo la dirección del Dr. Ramon Salas y el Dr. Telm Bover

Eduard Albert Villanueva

Directores:

Dr. Ramon Salas Roig

Dr. Telm Bover Arnal

2016

A en Ramon Salas, el meu mestre

A l'Adriana Pinilla, el meu gran amor

Als meus pares

A la memòria del meu avi

VOLUMEN 1:

TEXTO

Prefacio

El presente trabajo forma parte de una iniciativa de investigación conjunta que ha involucrado la Universidad de Barcelona, la Universidad Central de Venezuela y Repsol Exploración S.A. dentro de un proyecto que pretende integrar el estudio de los sistemas carbonáticos cenozoicos con facies rodalgales del noroeste de Venezuela como análogos para la exploración de hidrocarburos en el Golfo de Venezuela. Este proyecto fue ideado y dirigido inicialmente por el Dr. Carlos Macellari y posteriormente por el Dr. Tomás Zapata, contando con el soporte económico de Repsol Exploración S.A.

ABSTRACT

The mixed carbonate-siliciclastic sedimentary successions of Early Miocene age outcropping in the northern and southern Falcón Basin (northwestern Venezuela) were analyzed by multidisciplinary and multiscale approaches involving geological mapping, stratigraphic section logging, sampling, facies analysis, sequence stratigraphy, biostratigraphy of larger foraminifera, structural geology, total subsidence curves and geochemistry. The basin analysis presented in this thesis compiles and revises previous published and unpublished geological data from the Falcón Basin, and provides novel results and interpretations such as a cartography and an Early Miocene palaeogeographic map of the basin, sequence- and chrono-stratigraphic frameworks for the successions studied, depositional and architectural models of the mixed carbonate-siliciclastic systems investigated, an evaluation of the evolution of accommodation (mainly controlled by subsidence, eustasy and tectonic uplift) in the basin during the Oligocene-Miocene, and stable C- and O-isotopic data. Lastly, the results are compared with the knowledge available from the Oligo-Miocene subsurface carbonate gas reservoir of Perla (Gulf of Venezuela) to establish analogies and differences between the onshore and offshore carbonate platforms. The results presented in this thesis indicate that in the Falcón Basin, the Oligocene Epoch was characterized by continental to deep-marine siliciclastic sedimentation into a west-east trending rift basin. Carbonate banks were developed during the Early Miocene on top of tilted fault blocks in the northern and southern margins of the basin (San Luis and Churuguara formations, respectively), while hemipelagic and pelagic sedimentation occurred in half-grabens and troughs. The limestones of the San Luis and Churuguara formations occur interdigitated and alternated with siliciclastic systems. Middle to lower ramp carbonates are mainly preserved in the southern Churuguara Formation. The San Luis Formation exhibits both distal facies and more proximal parts of the depositional system including deltaic to upper carbonate ramp transitions. Facies-diagnostic skeletal components constituting the platform carbonates investigated correspond to red algae, frequently forming rhodoliths, larger foraminifera, corals and echinoids. Carbonate production mainly occurred in the meso-oligophotic zone of distally-steepened ramps (middle ramp domain). Synrift subsidence was the most important mechanism in providing accommodation but it did not entirely overprint the eustatic signature. Six Aquitanian to Burdigalian third-order transgressive-regressive sequences were recognized in the northern and southern margins of the basin. These sequences are mainly comprehended within a higher-rank (second order) Early Miocene transgressive event. Shorter-term trends of relative sea level gave rise to ten

distinct types of parasequences. Coarse siliciclastics were mainly deposited during regressive pulses linked to such lower-rank higher-frequency cycles. The San Luis and Churuguara formations are dated as Early Miocene on account of the co-occurrence of *Lepidocyclina favosa/ondulosa*, *Lepidocyclina canellei*, *Heterostegina antillea*, *Operculinoides panamensis*, *Miosorites americanus* and *Annulosorites spiralis*. In the Falcón Basin, the boundary between the Aquitanian and the Burdigalian is marked by a change to more complex (larger number of lateral chambers) and larger-sized faunas of miogypsinids. The platform carbonates of San Luis were buried by coarse siliciclastic deposits in the late Burdigalian, whereas in the southern margin, the Churuguara limestones experienced two drowning events followed by hemipelagic to pelagic sedimentation around the boundary between the Aquitanian and Burdigalian and in the late Burdigalian. Similarly to the San Luis and Churuguara mixed carbonate-siliciclastic systems, the carbonate reservoir of Perla, in the offshore of Venezuela, exhibits a distally-steepened ramp depositional profile, was formed during an overall major transgressive context and is mainly constituted by red algal- and larger foraminifera-rich middle ramp carbonates. However, the spatial extension, thickness and architecture of the Perla reservoir are not comparable to those from the onshore case studies due to differences in the geotectonic settings and the antecedent topographies. Furthermore, the lower ramp-to-basin passage in San Luis is by escarpment with olistoliths occurring in basinal settings, whereas in Churuguara and Perla this transition seems to be more gradual with lower ramp carbonates fading out into shale deposits. Carbonate sedimentation in Perla and San Luis occurred uninterruptedly throughout most of the Early Miocene, whereas the Churuguara succession exhibits a lower carbonate bank of Aquitanian age and an upper bank of Burdigalian age separated by a shale interval. The Perla reservoir shows an overall retrograding stacking pattern. In contrast, the carbonates of Churuguara and San Luis are stacked in an aggrading pattern. Therefore, the San Luis and Churuguara carbonates are not regarded as suitable analogues for the Perla reservoir highlighting the fact that each depositional system and thus, each hydrocarbon reservoir, has its own singularities and is physically unique.

RESUMEN

Las sucesiones sedimentarias mixtas carbonático-siliciclásticas del Mioceno inferior que afloran en los márgenes norte y sur de la Cuenca de Falcón (noroeste de Venezuela) se analizaron mediante un enfoque multidisciplinario y multiescala que involucró una cartografía geológica, la realización de series estratigráficas, muestreo, análisis de facies, estratigrafía secuencial, bioestratigrafía de macroforaminíferos, geología estructural, curvas de subsidencia total y geoquímica. El análisis de cuenca presentado en esta tesis recopila y revisa datos geológicos previos publicados y no publicados de la Cuenca de Falcón, y proporciona nuevos resultados e interpretaciones que se han sintetizado en un mapa geológico, un mapa paleogeográfico del Mioceno Inferior de la cuenca, paneles de correlación secuencial y cronoestratigráfica de las sucesiones estudiadas, y en modelos deposicionales y arquitectónicos de los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos investigados. La evolución de la acomodación (controlada principalmente por la subsidencia, el eustatismo y el levantamiento tectónico) en la cuenca durante el Oligoceno-Mioceno, y datos de isotopía estable (C y O) también han sido evaluados. Por último, los resultados se comparan con el reservorio carbonático de gas Oligo-Mioceno de Perla (Golfo de Venezuela) para establecer analogías y diferencias entre las plataformas carbonatadas de antecosta y terrestres. Los resultados presentados en esta tesis indican que, en la Cuenca de Falcón, el Oligoceno se caracterizó por una sedimentación siliciclástica en ambientes que variaban de continentales a marinos profundos en una cuenca de rift con orientación este-oeste. Los bancos carbonatados se desarrollaron durante el Mioceno Inferior en la parte superior de bloques de falla basculados, en los márgenes norte y sur de la cuenca (formaciones San Luis y Churuguara, respectivamente), mientras que en contextos de fosas y surcos, la sedimentación fue hemipelágica y pelágica. Las calizas de las formaciones San Luis y Churuguara aparecen interdigitizadas y alternadas con sistemas siliciclásticos. La Formación Churuguara está principalmente constituida por carbonatos originados y depositados en la rampa media-inferior. En cambio, la Formación San Luis exhibe facies distales pero también partes más proximales del sistema deposicional, incluyendo la transición entre delta y rampa carbonática superior. Los principales componentes esqueléticos que constituyen los carbonatos de plataforma investigados corresponden a algas rojas, que frecuentemente forman rodolitos, macroforaminíferos, corales y equínidos. La producción de carbonato se produjo principalmente en la zona meso-oligofótica de rampas distalmente acentuadas (dominio de rampa media). La subsidencia *synrift* fue el mecanismo más importante en la creación de espacio

deposicional pero no se sobreimpuso totalmente a la señal eustática. Seis secuencias transgresivo-regresivas de tercer orden que abarcan el intervalo Aquitaniense-Burdigaliense fueron reconocidas en los márgenes norte y sur de la cuenca. Estas secuencias se incluyen mayoritariamente dentro de un evento transgresivo de rango superior (segundo orden) de edad Mioceno Inferior. Los ciclos de alta frecuencia y baja amplitud del nivel relativo del mar dieron lugar a diez tipos distintos de parasecuencias. Durante los pulsos regresivos se depositaron sedimentos siliciclásticos gruesos, vinculados principalmente a estos ciclos de alta frecuencia y de rango menor. Las formaciones San Luis y Churuguara han sido datadas como Mioceno Inferior por la co-ocurrencia de *Lepidocyclina favosa/ondulosa*, *Lepidocyclina canellei*, *Heterostegina antillea*, *Operculinoides panamensis*, *Miosorites americanus* y *Annulosorites spiralis*. En la Cuenca de Falcón, el límite entre el Aquitaniense y el Burdigaliense está marcado por un cambio en las faunas de miogypsínidos que aumentan su tamaño y se hacen más complejas (mayor número de cámaras laterales). Los carbonatos de plataforma de San Luis fueron enterrados por depósitos siliciclásticos gruesos a finales Burdigaliense, mientras que en el margen sur, las calizas de Churuguara fueron sometidas a dos episodios de ahogamiento, seguidos de una sedimentación hemipelágica y pelágica alrededor del límite Aquitaniense-Burdigaliense, y a finales del Burdigaliense. Al igual que en el caso de los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos de San Luis y Churuguara, el reservorio carbonático de Perla (costa afuera de Venezuela) presenta un perfil deposicional de rampa distalmente acentuada, se formó durante un contexto transgresivo general y está constituido principalmente por carbonatos de rampa media ricos en algas rojas y macroforaminíferos. Sin embargo, la extensión espacial, el grosor y la arquitectura del reservorio de Perla no son comparables con los ejemplos estudiados aquí, debido a las diferentes configuraciones geotectónicas y topografías antecedentes. Por otra parte, el paso de la rampa inferior a cuenca en San Luis es por escarpamiento, con la presencia de olistostromas en posición de cuenca, mientras que en Churuguara y Perla esta transición parece ser más gradual con carbonatos de rampa inferior que pasan a depósitos de lutitas de cuenca. La sedimentación de carbonatos en Perla y San Luis se produjo ininterrumpidamente a lo largo de la mayor parte del Mioceno Inferior, mientras que la sucesión de Churuguara exhibe un banco carbonático inferior de edad Aquitaniense y un banco superior de edad Burdigaliense separados por un intervalo lutítico. El depósito de Perla muestra un patrón general de apilamiento retrogradante. En contraste, los carbonatos de Churuguara y San Luis se apilan en un patrón agradante. Por todo esto, los carbonatos de San Luis y Churuguara no se consideran como análogos adecuados para el depósito Perla, y esto pone de manifiesto que cada

sistema deposicional y, por tanto, cada reservorio de hidrocarburo, tiene sus propias singularidades, y es físicamente único.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis no habría sido posible sin la financiación de Repsol Exploración S.A., por lo que en primer lugar quisiera agradecer a la compañía el soporte económico y particularmente al Dr. Mateu Esteban y al Dr. Carlos Macellari por su especial implicación en este proyecto. En segundo lugar, quisiera agradecerles a mis directores de tesis, el Dr. Ramon Salas y el Dr. Telm Bover-Arnal su inestimable ayuda y sabios consejos brindados durante todos estos años. En tercer lugar, debo agradecer el excelente y exhaustivo trabajo bioestratigráfico realizado por los Dres. Carles Ferràndez-Cañadell y José Fernández, sin el cual esta tesis perdería gran parte de su valor científico; y a los Dres. Jordi Tritlla y Miguel Ángel Caja por los análisis isotópicos realizados en la Universidad de Salamanca. Tampoco puede faltar en este capítulo mi “pana” y camarada Lenín Gozález (profesor de geología de la UCV) con quien viví innumerables experiencias y aventuras inolvidables en el transcurso de las 4 campañas de campo que realizamos en Falcón (NO de Venezuela), y quien en más de una ocasión me sacó de algún apuro. El Prof. Lenín asumió el papel organizativo y se ocupó de la logística de todas las campañas exploratorias, además de proporcionar el soporte científico necesario para los trabajos de campo. Fue allí, entre largas y amenas discusiones y debates científicos, donde nacieron y se fraguaron las ideas que llevaron a las interpretaciones y modelos presentados en este trabajo. En estas conversaciones participaron la Dra. Olga Rey, el Dr. Mateu Esteban, Bibiana Rubio, Albert Asensio, David Mendi y el Dr. Franck Audemard, con quienes compartimos algunos momentos en el campo. Gracias también al personal de la UCV y a los trabajadores y voluntarios de INPARQUES del estado de Falcón por su soporte logístico en numerosas jornadas de campo. Gracias al personal de PEQUIVEN, de la mina de fosfatos de Riecito, por proporcionarnos el acceso a sus instalaciones y libre disposición del material de sondeos e informes y por abrirnos el comedor junto a los trabajadores. Gracias también a la Sra. Josefina y al Sr. Tito, de la posada Bosquetito por su hospitalidad y el trato familiar que nos brindaron durante nuestras estancias en su casa. Quisiera también hacer una mención especial a la memoria del Sr. Tito, fallecido recientemente y a quien tanto le gustaba el buen cocuy, destilado artesanalmente en Pecaya y bien añejado, que tantas noches compartimos. También agradecer a los compañeros del departamento de Estratigrafía y Paleontología, Lluís Valero y Rubén Calvo, y del Grupo Geomodels, Marina Nebot, la Dra. Núria Carrera, Pablo Martínez y el Dr. Joan Guimerà por sus consejos y apoyo científico en numerosas ocasiones. Finalmente agradecer a todas las compañeras y compañeros

del departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica los momentos compartidos, que han sido muchos y diversos, así como la ayuda y el apoyo que me han proporcionado tantas veces. Y como siempre queda gente fuera de los agradecimientos, hacer mención también a todas las personas que hayan colaborado de algún modo en este trabajo.

 ÍNDICE

| | | |
|----------|--|----|
| 1. | INTRODUCCIÓN..... | 23 |
| 1.1. | Origen y evolución de las cuencas del sur del Caribe durante el Cenozoico | 23 |
| 1.2. | Los sistemas carbonáticos cenozoicos en las cuencas del margen sur del Caribe (Venezuela) | 25 |
| 1.2.1. | <i>Paleoceno</i> | 25 |
| 1.2.2. | <i>Eoceno</i> | 26 |
| 1.2.3. | <i>Oligoceno-Mioceno</i> | 27 |
| 1.2.4. | <i>Mioceno superior-Pleistoceno</i> | 28 |
| 1.3. | Reservorios de hidrocarburos en carbonatos cenozoicos del Caribe..... | 29 |
| 1.4. | Justificación del trabajo | 30 |
| 2. | OBJETIVOS | 35 |
| 3. | METODOLOGÍA..... | 39 |
| 3.1. | Trabajo de campo | 39 |
| 3.2. | Fase analítica..... | 41 |
| 3.3. | Interpretación de los resultados | 42 |
| 3.4. | Integración de los resultados en un contexto regional | 43 |
| 4. | LA CUENCA DE FALCÓN: MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO REGIONAL..... | 47 |
| 4.1. | Origen tectónico de la Cuenca de Falcón..... | 47 |
| 4.2. | Tectónica y sedimentación | 48 |
| 5. | RESULTADOS | 53 |
| 5.1. | Los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos del Mioceno inferior del margen Norte de la Cuenca de Falcón | 53 |
| 5.1.1. | <i>Asociaciones y distribución de facies</i> | 54 |
| 5.1.1.1. | <i>Asociación de Facies 1a: Floatstone-rudstone de lepidocyclinas</i> | 54 |
| 5.1.1.2. | <i>Asociación de Facies 1b: Floatstone-rudstone de algas rojas ramosas y macroforaminíferos</i> | 56 |
| 5.1.1.3. | <i>Asociación de Facies 1c: Floatstone-rudstone de heterosteginas</i> | 57 |
| 5.1.1.4. | <i>Asociación de Facies 2a: Rudstone de rodolitos</i> | 58 |
| 5.1.1.5. | <i>Asociación de Facies 2b: Floatstone de rodolitos</i> | 59 |
| 5.1.1.6. | <i>Asociación de Facies 3a: Packstone de foraminíferos planctónicos</i> | 59 |
| 5.1.1.7. | <i>Asociación de Facies 3b: Packstone de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados</i> | 60 |
| 5.1.1.8. | <i>Asociación de Facies 3c: Packstone-grainstone bioclástico</i> | 61 |
| 5.1.1.9. | <i>Asociación de Facies 4a: Floatstone-rudstone de fragmentos de corales</i> | 62 |

| | | |
|---------------|---|------------|
| 5.1.1.10. | <i>Asociación de Facies 4b: Boundstone de corales en ambientes deltaicos</i> | 63 |
| 5.1.1.11. | <i>Asociación de Facies 5a: Lutitas y areniscas de prodelta</i> | 64 |
| 5.1.1.12. | <i>Asociación de Facies 5b: Conglomerados y areniscas de frente deltaico influenciado por el oleaje</i> | 65 |
| 5.1.1.13. | <i>Asociación de Facies 5c: Conglomerados, areniscas y lutitas de llanura deltaica pantanosa</i> | 66 |
| 5.1.2. | Sucesiones de facies | 67 |
| 5.1.2.1. | <i>Parasecuencia A</i> | 67 |
| 5.1.2.2. | <i>Parasecuencia B</i> | 68 |
| 5.1.2.3. | <i>Parasecuencia C</i> | 69 |
| 5.1.2.4. | <i>Parasecuencia D</i> | 70 |
| 5.1.2.5. | <i>Parasecuencia E</i> | 70 |
| 5.1.3. | Modelo deposicional del sistema mixto carbonático-siliciclástico de San Luis. | 72 |
| 5.1.3.1. | <i>Rampa inferior</i> | 73 |
| 5.1.3.2. | <i>Rampa media</i> | 74 |
| 5.1.3.3. | <i>Rampa superior</i> | 74 |
| 5.1.3.4. | <i>Prodelta</i> | 75 |
| 5.1.3.5. | <i>Frente deltaico</i> | 76 |
| 5.1.3.6. | <i>Llanura deltaica</i> | 76 |
| 5.1.4. | Interpretación estratigráfico-secuencial | 76 |
| 5.1.4.1. | <i>Secuencia 1</i> | 78 |
| 5.1.4.2. | <i>Secuencia 2</i> | 79 |
| 5.1.4.3. | <i>Secuencia 3</i> | 81 |
| 5.1.4.4. | <i>Secuencia 4</i> | 86 |
| 5.1.4.5. | <i>Secuencia 5</i> | 90 |
| 5.1.4.6. | <i>Secuencia 6</i> | 94 |
| 5.1.5. | Bioestratigrafía de macroforaminíferos de la Fm. San Luis | 96 |
| 5.1.6. | Geoquímica de isótopos estables (O, C) | 97 |
| 5.1.6.1. | <i>Datos isotópicos de Carbono</i> | 98 |
| 5.1.6.2. | <i>Datos isotópicos de Oxígeno</i> | 98 |
| 5.2. | Los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos del Mioceno inferior del margen sur de la Cuenca de Falcón | 99 |
| 5.2.1. | Asociaciones y distribución de facies | 101 |
| 5.2.1.1. | <i>Asociación de facies 1: Floatstone-rudstone de lepidocyclinas</i> | 102 |
| 5.2.1.2. | <i>Asociación de facies 2: Floatstone-rudstone de heterosteginas</i> | 103 |
| 5.2.1.3. | <i>Asociación de facies 3: Floatstone-rudstone de rodolitos</i> | 104 |
| 5.2.1.4. | <i>Asociación de facies 4: Packstone-grainstone de algas rojas.</i> | 105 |

| | | |
|---------------|--|------------|
| 5.2.1.5. | <i>Asociación de facies 5: Biostromas y biohermos de corales</i> | 105 |
| 5.2.1.6. | <i>Asociación de facies 6: Calcarenita de equínidos</i> | 107 |
| 5.2.1.7. | <i>Asociación de facies 7a: Banco litoral de nummulítidos y moluscos</i> | 107 |
| 5.2.1.8. | <i>Asociación de facies 7b: Calcarenitas bioclásticas ricas en fragmentos de bivalvos</i> | 108 |
| 5.2.1.9. | <i>Asociación de facies 8: Facies siliciclásticas marinas profundas</i> | 109 |
| 5.2.1.10. | <i>Asociación de facies 9: Facies siliciclásticas litorales</i> | 110 |
| 5.2.2. | Sucesiones de facies | 111 |
| 5.2.2.1. | <i>Parasecuencia A</i> | 112 |
| 5.2.2.2. | <i>Parasecuencia B</i> | 112 |
| 5.2.2.3. | <i>Parasecuencia C</i> | 113 |
| 5.2.2.4. | <i>Parasecuencia D</i> | 115 |
| 5.2.2.5. | <i>Parasecuencia E</i> | 116 |
| 5.2.2.6. | <i>Parasecuencia F</i> | 116 |
| 5.2.3. | Modelos deposicionales de los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos de Churuguara | 117 |
| 5.2.3.1. | <i>Modelo deposicional de la rampa carbonática de equínidos del Aquitaniense de Churuguara</i> | 118 |
| | Rampa inferior | 119 |
| | Rampa media | 119 |
| | Rampa superior | 120 |
| | Barrera litoral | 121 |
| | Lagoon | 121 |
| 5.2.3.2. | <i>Modelo deposicional de las rampa carbonática rodalgal del Burdigaliense de Churuguara</i> | 122 |
| | Rampa inferior | 122 |
| | Rampa media | 123 |
| | Rampa superior | 124 |
| | Barrera litoral | 124 |
| | Lagoon | 124 |
| 5.2.3.3. | <i>Modelo deposicional de la plataforma siliciclástica de Churuguara</i> | 125 |
| 5.2.4. | Interpretación estratigráfico-secuencial | 127 |
| 5.2.4.1. | <i>Secuencia 1</i> | 128 |
| 5.2.4.2. | <i>Secuencia 2</i> | 130 |
| 5.2.4.3. | <i>Secuencia 3</i> | 134 |
| 5.2.4.4. | <i>Secuencia 4</i> | 136 |
| 5.2.4.5. | <i>Secuencia 5</i> | 138 |
| 5.2.4.6. | <i>Secuencia 6</i> | 139 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 5.2.4.7. | <i>Interpretación estratigráfico-secuencial de los depósitos glauconíticos</i> | 140 |
| 5.2.5. | Bioestratigrafía de macroforaminíferos de la Fm. Churuguara | 142 |
| 5.3. | Evolución de la Cuenca de Falcón durante el Oligoceno inferior-Mioceno inferior | 143 |
| 5.3.1. | Análisis de subsidencia total y acomodación | 144 |
| 5.3.2. | Reconstrucción paleogeográfica | 145 |
| 6. | DISCUSIÓN..... | 153 |
| 6.1. | Bioestratigrafía | 153 |
| 6.2. | Evolución de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno inferior | 155 |
| 6.2.1. | Cambios eustáticos | 156 |
| 6.2.2. | Evolución de la subsidencia total | 157 |
| 6.2.3. | Cambios ambientales y sucesiones de facies | 158 |
| 6.3. | Los sistemas carbonáticos de San Luis y Churuguara como posibles análogos del campo de gas de Perla | 160 |
| 7. | CONCLUSIONES..... | 165 |

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Origen y evolución de las cuencas del sur del Caribe durante el Cenozoico

El desplazamiento relativo hacia el sureste de la Placa del Caribe en relación con la Placa Suramericana y su interacción tectónica desde el Cretácico Superior hasta el Holoceno han controlado, de manera directa, la formación y la evolución de las cuencas cenozoicas del margen sur del Caribe (Muessig, 1984a; Pindell y Barrett, 1990; Macellari, 1995; Escalona y Mann, 2011). A partir de la integración de una base de datos de sísmica y pozos marinos y terrestres del margen norte de Suramérica, Gorney et al. (2007) y Escalona y Mann (2011) reconocen cuatro grandes fases tectónicas regionales a lo largo de la zona de colisión entre el arco del Caribe y el margen continental de Suramérica (**Fig. 1**):

- i) La primera fue una fase de subsidencia (S1), que se caracterizó por un periodo de convergencia oblicua entre el margen pasivo de Suramérica y el arco del Caribe, con la generación de una zona de subducción entre dos cortezas oceánicas. Bajo este régimen compresivo se desarrollaron dos grandes sistemas de cuencas paralelas al límite de placas. Por un lado, el emplazamiento desde el noreste de los terrenos de acreción de la Placa del Caribe causó la flexión litosférica del margen pasivo suramericano y el desarrollo de una serie de cuencas de antepaís. Por otro lado, la flexión litosférica de la Placa Caribe, entre el arco insular y la zona de acreción, controló la formación de un sistema de cuencas de antearco. La primera fase de subsidencia en el antepaís suramericano se registró en la Cuenca de Maracaibo hace unos ~57 Ma (Paleoceno terminal) y fue propagándose hacia el este llegando hasta la Cuenca Oriental de Venezuela (Orinoco y Columbus) a los ~13 Ma (Mioceno medio). La primera fase de subsidencia sobre la Placa del Caribe se inició hacia los ~40 Ma (Eoceno superior) en el sector noroccidental, con los primeros estadios de sedimentación en la península de la Guajira y la Cuenca de Aruba. Hacia el este, la máxima extensión y sedimentación se produjo a los ~17 Ma (Mioceno inferior), incluyendo las cuencas de Granada y Tobago (**Figs. 1 y 2**).
- ii) La segunda fue una fase de inversión tectónica (I1), que estuvo marcada por la colisión de la corteza de antearco de la Placa del Caribe contra el margen pasivo de Suramérica y por la formación de una zona de cizalla a lo largo del

margen cabalgante de la Placa del Caribe, que avanzaba progresivamente hacia el este. Esta colisión provocó la delaminación de la corteza oceánica subducida perteneciente al margen pasivo de Suramérica y un rebote isostático que causó la inversión tectónica de las cuencas de antearco y de antepaís. Este periodo de inversión tectónica se inició hacia los ~37 Ma (Eoceno terminal) en la Península de la Guajira y la Cuenca de Falcón, hacia los ~17 Ma (Mioceno inferior) en el sector central del margen sur del Caribe (Antillas Holandesas) y hacia los ~12 Ma (Mioceno medio) en el este del margen sur-caribeño (cuencas de Granada y Tobago) (**Figs. 1 y 2**).

- iii) La tercera fue una fase de subsidencia (S2), que se inició con la rotura de la corteza oceánica situada por detrás del arco insular del Caribe, seguida de una retro-subducción hacia el sureste de la corteza oceánica caribeña por debajo del arco del Caribe, convertido en un terreno de acreción integrado en la Placa Suramericana. A consecuencia de este nuevo régimen tectónico se desarrollaron dos sistemas de cuencas diferentes. Por una parte, a causa del flujo de calor generado por la nueva lámina de subducción, se generaron una serie de cuencas de trasarco paralelas al límite de placas, que se desarrollaron diacrónicamente de oeste a este. Por otra parte, el movimiento relativo hacia el este de la Placa del Caribe con respecto a la Placa Suramericana controló la formación de un sistema de cuencas transtensionales ortogonales a las primeras que segmentaron el arco insular en pilares y fosas tectónicas. Estas cuencas se propagaban a su vez hacia el este, superponiéndose y compartimentando parcialmente las cuencas de trasarco. La segunda fase de subsidencia se inició hace unos ~30 Ma (Oligoceno) en la Península de la Guajira y la Cuenca de Falcón, hacia los ~11 Ma (Mioceno superior) en el sector central del margen sur del Caribe (Antillas Holandesas) y a partir de los ~5 Ma (Plioceno inferior) en la parte oriental del margen sur-caribeño (cuencas de Granada y Tobago) (**Figs. 1 y 2**).
- iv) La cuarta fase de deformación se caracterizó por un periodo de inversión tectónica (I2) que afectó en mayor medida a la Cuenca de Falcón (NO de Venezuela) a causa de movimientos transpresivos a lo largo del sistema de fallas direccionales que se desarrolló en la zona de sutura entre los terrenos alóctonos de la Placa del Caribe y la Placa Suramericana, situada al sur de la Cuenca de Falcón (Macellari, 1995). Simultáneamente, en el antepaís del frente de deformación norfalconiano (en la costa norte y oriental de Falcón) se

produjo un episodio de subsidencia por flexión litosférica (S3) a causa del emplazamiento desde el sur de una serie de láminas cabalgantes. Esta fase de deformación, asociada a la compresión andina, sucedió entre los ~16 Ma (finales del Mioceno inferior) y los ~0.01 Ma (Holoceno). (**Figs. 1 y 2**).

1.2. Los sistemas carbonáticos cenozoicos en las cuencas del margen sur del Caribe (Venezuela)

1.2.1. Paleoceno

Durante el Cretácico superior-Paleoceno, el norte de Suramérica formaba parte de un margen pasivo con relativa estabilidad tectónica, mientras que los Andes se estaban estructurando por el margen Pacífico de Suramérica (Mann et al., 2006). En el Cretácico superior se formó una cuenca de retroarco situada al este del arco volcánico de los Andes (actual Cordillera Central de Colombia), de dirección norte sur, que se conectaba con el mar del Caribe a través de la Cuenca de Maracaibo (Villamil, 1999). Los primeros estadios de inversión tectónica de la Cordillera Central de Colombia durante el Paleoceno causaron una regresión marina que se caracterizó por el desarrollo de extensos sistemas carbonáticos sobre la plataforma continental de Maracaibo (Escalona y Mann, 2011) (**Fig. 1**). Garner (1926) los describió por primera vez dentro de la Formación Guasare, representada por una sucesión alternante de lutitas, areniscas y calizas fosilíferas ricas en glauconita de entre 120 y 390 metros de espesor (**Fig. 3a**). El límite inferior es concordante por encima de una sucesión de lutitas pelágicas del Campaniense-Maastrichtiense, que constituyen un sello regional para los reservorios Cretácicos de la Cuenca de Maracaibo (Goddard y Talukdar, 2002) y el límite superior es una paraconformidad que pasa a disconformidad hacia el ESE de la Cuenca de Maracaibo (discordancia Paleocena) (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011). Hernandez (1997) propuso un modelo de sedimentación mixto carbonático-siliciclástico en un ambiente deltaico. Según Hernández (1997), la producción de carbonato ocurrió en aguas poco profundas, en la zona afectada por el oleaje y estaba representada por organismos mayoritariamente fotoindependientes. El resultado son bancos carbonáticos de espesor métrico a decamétrico integrados por *rudstones* y *floatstones* de pelecípodos y *wackestones-packstones* ricos en fragmentos de pelcípodos, gasterópodos, equinodermos, macroforaminíferos, ostrácodos, algas rojas y corales. El perfil deposicional resultante fue una rampa homoclinal producto del retrabajamiento, dispersión y resedimentación de las facies proximales hacia zonas

más distales. Hernández (1997) propone un modelo autocíclico para explicar las alternancias entre las unidades carbonáticas y las unidades terrígenas. Según Hernández (1997), estas alternancias se deben a variaciones del aporte de sedimentos y de la posición relativa de la línea de costa causadas principalmente por procesos de la propia dinámica del sistema deltaico (p. ej. avulsión, abandono y migración de lóbulos deltaicos).

1.2.2 Eoceno

Desde el Eoceno medio hasta el Pleistoceno la acumulación más significativa de carbonatos se produjo en las cuencas asociadas a la Placa del Caribe (cuencas de antearco, cuencas de trasarco y cuencas transtensivas) (**Figs. 3a-4 y 3b**), mientras que las cuencas asociadas a la Placa Suramericana (cuencas de antepaís) registraron una sedimentación mayoritariamente siliciclástica (**Fig. 3a**) (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011). Esto se debe principalmente a factores tectónicos y paleogeográficos que controlaron el drenaje de las grandes cuencas fluviales de Suramérica durante este periodo (Orinoco y Amazonas) (Díaz de Gamero, 1996).

El Eoceno se caracterizó a nivel global por ser un periodo cálido, de relativa estabilidad climática, en el que la producción de carbonato estuvo dominada por los macroforaminíferos (Hallock y Pomar, 2008). Durante este periodo, en el Caribe, encontramos sistemas de rampas carbonáticas asociadas principalmente a cuencas de antearco (Escalona y Mann, 2011). Los sistemas carbonáticos más representativos del Eoceno los encontramos en la parte alta de la Formación Jarillal (Eoceno superior del NO de Venezuela) y en la parte alta de la Formación Caratas: miembros Tinajitas y Peñas Blancas (Eoceno Terminal-Oligoceno Basal del NE de Venezuela) (**Fig. 3a**) (Salvador, 1964; Guevara, 1967; Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011). Las calizas de la Fm. Jarillal fueron descritas originalmente por Senn (1935) en la localidad tipo que aflora al norte del Anticlinal de Buena Vista (límite entre los estados de Falcón y Lara, NO de Venezuela) y están representadas por bancos de *Nummulites* de espesor métrico a decamétrico, intercalados con terrígenos, principalmente lutitas oscuras con niveles de litarenitas y cuarzoarenitas. (Díaz de Gamero, 1976; Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011). Las facies van desde ambientes litorales hasta facies de plataforma o rampa carbonática abierta. Los carbonatos de la Formación Caratas fueron definidos por Salvador (1964) en la localidad tipo que aflora en el Río Querecual (Estado Anzoátegui, centro norte de Venezuela). Posteriormente, Sageman

y Speed (2003) realizaron un estudio sedimentológico, estratigráfico secuencial y de la arquitectura sedimentaria de estas unidades carbonáticas, que están representadas por calizas bioclásticas (*rudstones* y *packstones*) ricas en macroforaminíferos (lepidocyclínidos), rodolitos y fragmentos de algas rojas. Los fragmentos esqueléticos muestran distintos grados de abrasión, indicando que se trata de facies parautóctonas. No se observa una distribución clara de facies, más bien presentan un carácter bastante homogéneo. Se interpretan como bancos carbonáticos de espesor decamétrico, elongados y estrechos, depositados por debajo del nivel del oleaje. No hay evidencias de exposición subaérea. Los bancos carbonáticos están limitados a base y a techo por niveles ricos en glauconita, indicando que se depositaron durante un pulso regresivo. El límite superior se interpreta como una discordancia por ahogamiento de los bancos. Por otro lado, el carácter aislado de los bancos carbonáticos rodeados por unidades lutíticas de aguas profundas sugiere que se formaron sobre un paleorelieve estructural.

1.2.3. Oligoceno-Mioceno

El periodo Oligoceno-Mioceno se presenta como uno de los episodios más interesantes del Cenozoico puesto que se produjo un cambio en la dinámica climática global con el inicio de una serie de periodos glaciales e interglaciales que afectaron las tendencias evolutivas de los organismos productores de carbonato (Zachos et al., 2001; Ogg et al., 2008; Pomar y Hallock, 2008). El Oligoceno inferior se caracterizó por un enfriamiento escalonado de los océanos y un periodo de enorme diversificación de los corales y de las algas rojas (Frost, 1977; Manker y Carter, 1987; Buxton y Pedley, 1989; Bosellini y Russo, 1992; Aguirre et al., 2000; Budd, 2000; Mutti et al., 2010). Posteriormente, durante el calentamiento del Oligoceno superior se produjo un importante declive de las poblaciones de corales, que concluyó con la extinción de numerosos géneros en el límite Oligoceno-Mioceno (Budd, 2000; Zachos et al., 2001; Mutti et al., 2010). Durante este periodo interglacial, los macroforaminíferos dominaron la producción de carbonato en mares tropicales y subtropicales, aunque no llegaron a ser tan prolíficos como en el Eoceno (Chapronière, 1984; Betzler, 1997; Hallock et al., 2006; Bassi et al., 2007; Brandano et al., 2009a, 2009b, 2012, 2015; Bassi y Nebelsick, 2010). La expansión y diversificación de las algas rojas continuó paralelamente hasta el Mioceno medio, pasando a ser los principales productores de carbonato. La expansión de las algas rojas del Mioceno medio coincidió con la extinción de diversos grupos de foraminíferos planctónicos, radiolarios, corales y

macroforaminíferos (Budd, 2000; Halfar y Mutti, 2005). Esta transición evolutiva ha quedado registrada en las sucesiones carbonáticas oligoceno-miocenas depositadas en las cuencas de trasarco y cuencas transtensivas asociadas a la Placa del Caribe (**Fig. 3**). Como exponentes más representativos encontramos las formaciones San Luis y Churuguara, en la Cuenca de Falcón (**Figs. 3a y 4**), que fueron definidas como unidades litoestratigráficas por Senn (1935). La unidad carbonática más extensa y potente está representada por la Formación San Luis, con un espesor máximo superior a 800 metros y una extensión de unos 500 km² en afloramiento continuo a lo largo de la Sierra de San Luis (NO de Venezuela) (**Fig. 4**). Wheeler (1963) le atribuye una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior mediante bioestratigrafía de macroforaminíferos y corales. Wheeler (1963) define la Formación San Luis como un sistema arrecifal formado por una sucesión vertical de biohermos que localmente se interdigitan con sistemas siliciclásticos, considerando que los aportes siliciclásticos fueron de carácter intermitente. Por otra parte, la Formación Churuguara (**Fig. 4a**) también fue descrita por Wheeler (1963) en la sección tipo que aflora en el Anticlinal de Buena Vista (límite entre los Estados de Falcón y Lara, NO de Venezuela) como una alternancia de calizas arrecifales masivas, lutitas negras y areniscas cuarzosas con glauconita. En este caso las unidades carbonáticas se describen como unidades biostromales aisladas con espesores máximos de 30 metros y abundantes macroforaminíferos. Esta unidad fue datada por Wheeler (1963) y Díaz de Gamero (1977) como perteneciente al periodo Oligoceno inferior-Mioceno inferior mediante bioestratigrafía de macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos. Actualmente se sabe que durante el Oligoceno y gran parte del Mioceno los sistemas coralininos no formaban bioconstrucciones o biohermos sino que más bien se desarrollaban por debajo del nivel base del oleaje, en ambientes similares a las actuales praderas de fanerógamas marinas (Frost, 1977; Pomar et al., 2014). Esto plantea un cambio de paradigma que hace necesaria una reinterpretación de este tipo de depósitos.

1.2.4. Mioceno superior-Pleistoceno

A partir del Mioceno superior-Plioceno muchas especies de corales a nivel mundial empezaron a colonizar la zona de aguas someras afectadas por el oleaje de buen tiempo, desarrollando estructuras en armazón, muy resistentes y con relieve topográfico positivo como las que conocemos hoy en día (Johnson, 2001; Pomar y Hallock, 2007). Es a partir de este momento que el coral pasa a ser el principal productor de carbonato (Pomar y Hallock, 2008) y empiezan a desarrollarse las

plataformas de coral bordeadas características de los mares tropicales actuales (Pomar, 2001; Pomar y Kendall, 2008). Encontramos multitud de ejemplos de unidades arrecifales en afloramientos del margen norte de Suramérica e islas del Caribe dentro de las facies plio-pleistocenas, como la Formación Cumana en la Península de Araya (NE de Venezuela), la Formación Coral Rock de Barbados, la Formación Seroe Domi (**Fig. 3b**) y las terrazas coralinas pleistocenas de Aruba, Curaçao y Bonaire (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011; Curet, 1992; Hippolyte y Mann, 2011). Estas unidades se depositaron en los márgenes de las actuales cuencas surcaribeñas, principalmente cuencas trastensivas y cuencas de intra-arco (Escalona y Mann, 2011).

1.3. Reservorios de hidrocarburos en carbonatos cenozoicos del Caribe

El margen norte de Suramérica es una de las zonas petrolíferas más productivas del mundo, con reservas de crudo comparables a las de Oriente Medio. El norte de Suramérica contiene 38 campos gigantes de petróleo con una producción de más de 3.7 millones de barriles diarios (producción media diaria de petróleo de Colombia y Venezuela durante el 2013, basado en datos de la Opec, 2014) (Griffin y Fatini, 2014). La mayor parte de los campos gigantes de petróleo están localizados en el antepaís del arco del Caribe (**Fig. 3a**), principalmente en la Cuenca de Maracaibo, Cuenca Oriental de Venezuela y Cuenca de Trinidad (Escalona y Mann, 2011). En contrapartida, las cuencas pertenecientes a la Placa del Caribe (cuencas marítimas de Venezuela y Cuenca de Falcón) contienen un número mucho menor de campos de hidrocarburos (Escalona y Mann, 2011). La razón de esta enorme diferencia es un aspecto que todavía no se ha resuelto y que plantea importantes incógnitas. La más evidente es si esta enorme diferencia se debe a que en las cuencas marítimas de Venezuela hay un número de reservas realmente inferior a las terrestres o simplemente responde a que éstas están prácticamente inexploradas y no se conocen las reservas reales.

Tradicionalmente, los principales reservorios de hidrocarburos de las cuencas marinas de Venezuela (Golfo de Venezuela, Cariaco, Carupano y Tobago) se han encontrado en sistemas clásticos de edad neógena. Esto ha generado un paradigma en la exploración de hidrocarburos de esta región, que ha considerado únicamente los sistemas clásticos como posibles reservorios de hidrocarburos (Pinto et al., 2011).

A finales del 2009, el consorcio Eni-Repsol descubrió una importante acumulación de gas en un sistema carbonático del Chatiense-Aquitaniense, conocido como el campo Perla (Golfo de Venezuela) (**Fig. 3b**), con reservas probadas de unos $4.8 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$ (Bianco et al., 2011). Este hallazgo ha abierto todo un marco de nuevas oportunidades para la industria petrolera. Estos carbonatos presentan unas texturas que van de *floatstone* a *rudstone* y están caracterizados por organismos oligofóticos, principalmente algas rojas que formaron rodolitos. La matriz bioclástica está compuesta por fragmentos de algas rojas, macroforaminíferos, moluscos, algas verdes y fragmentos de corales (Borromeo et al., 2011; Pinto et al., 2011). Pinto et al. (2011) considera que forman parte de un banco carbonático aislado, representado por un sistema de rampas retrogradantes, desarrollado sobre un alto estructural dentro de un sistema de cuencas de antearco del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Hacia el oeste del sistema carbonático de Perla se encontraba un depocentro de dirección NNW SSE, conocido como Surco de Urumaco (**Figs. 1 y 3b**), donde se produjo una sedimentación marina siliciclástica con cantidades variables de materia orgánica y con un potencial generador demostrado (Boesi and Goddard, 1991; Macellari, 1995; Borromeo et al., 2011; Pinto et al. 2011). El sello lo conforman una unidad lutítica transgresiva del Burdigalense (Formación Agua Clara; **Fig. 3b**) situada por encima de una discordancia por ahogamiento que marca el techo del banco carbonático de Perla, y los equivalentes laterales lutíticos (Pinto et al., 2011). A partir del Plioceno, un sistema de fallas extensivas compartimentó la cuenca en una serie de fosas y pilares tectónicos (Malavé y Contreras, 2013). La combinación entre el dispositivo sedimentario y la geometría en bloques levantados y hundidos constituye un sistema de trampas mixto.

1.4. Justificación del trabajo

Los medios carbonatados han sido tradicionalmente entornos favorables para el desarrollo y la proliferación de numerosos organismos bioconstructores. El caso de las acumulaciones rodalgales es muy particular, pero ofrece unas características muy apropiadas para convertirse en un reservorio de hidrocarburos debido a la elevada porosidad primaria que presentan estas facies. El conocimiento de los procesos de formación y desarrollo de estas bio-facies y su vínculo con la dinámica sedimentaria y paleoambiental de la cuenca permite crear modelos conceptuales que aumentan la fiabilidad predictiva de las cualidades petrofísicas y su distribución espacial en reservorios del subsuelo. La aplicación de estos análogos a ejemplos del subsuelo que

presenten características similares se considera de gran valor para la correcta caracterización del reservorio. En este sentido, los sistemas carbonáticos oligoceno-miocenos que afloran en el la Cuenca de Falcón (NO de Venezuela) podrían ser análogos directos para los reservorios de hidrocarburos de las cuencas marítimas de esta región (p. ej. Campo de Perla), así como para reservorios carbonáticos del Cenozoico de otras cuencas.

La investigación geológica en Venezuela se desarrolló de manera muy activa entre los años 20 y 70 por parte del sector petrolero nacional e internacional y, a partir de los años 50, por el Ministerio de Minas e Hidrocarburos y la Universidad Central de Venezuela, en colaboración con universidades europeas y estadounidenses. Todo este conocimiento científico fue integrado y publicado en el año 1956 por la compañía Petróleos de Venezuela S.A. (PDVSA) en el *Léxico Estratigráfico de Venezuela*, que fue actualizándose periódicamente hasta la última edición de 2011. Esta información es de acceso libre y está disponible en internet (ver *Léxico Estratigráfico de Venezuela*, 2011).

La crisis del petróleo de 1973, causada por el corte de suministros de la Organización de Países Árabes Exportadores de Petróleo, causó una inflación sin precedentes del precio del crudo. En esta coyuntura económica, en 1976 se produjo la nacionalización de la industria petrolera Venezolana bajo la empresa estatal PDVSA. Con la retirada de las empresas concesionarias, que recibieron enormes indemnizaciones económicas del gobierno, la actividad exploratoria fue desapareciendo y muchos geólogos se trasladaron a empresas o universidades de fuera del país. PDVSA tuvo el monopolio de explotación hasta la apertura petrolera de 1994, con la adjudicación limitada de ciertas áreas de exploración y explotación compartida a terceros. Durante este periodo, el sector de I+D fue absorbido por el Instituto de Tecnología Venezolana para el Petróleo (Intevep), perteneciente a PDVSA, que se nutrió del sector universitario para dotarse de los mejores profesionales sin preocuparse por el bienestar de la base institucional académica. Aunque impulsó el desarrollo técnico puertas adentro, no logró una política de colaboración con el sector universitario nacional. Fue solamente a partir de los años 90 que el gobierno venezolano mostró una clara intención de trasladar parte de las competencias de I+D al sector universitario (Vessuri, 2005).

Esta coyuntura geopolítica ha hecho que el conocimiento geológico de Venezuela y de sus cuencas petroleras sea limitado y esté anticuado. En este sentido,

la Cuenca de Falcón es un escenario muy interesante por su particularidad con respecto al resto de cuencas terrestres de Venezuela, puesto que es una de las pocas cuencas pertenecientes a los terrenos de la Placa del Caribe que aflora dentro del Continente Suramericano. Esta particular situación es producto de un proceso de inversión tectónica muy reciente, que se inició aproximadamente en el Mioceno medio (Macellari, 1995) y que solo ha afectado a las cuencas occidentales de la Placa Caribe.

Los sistemas carbonáticos cenozoicos de Venezuela en particular, y del Caribe, en general, se han estudiado poco y están interpretados con criterios antiguos. No obstante, en la última década han empezado a suscitar el interés económico y científico, en una parte por su potencial como reservorios de hidrocarburos y en otra parte por el mejor conocimiento de los sistemas carbonáticos cenozoicos a nivel mundial. Estas razones expuestas justifican plenamente el estudio de los sistemas carbonáticos del Paleógeno-Neógeno en afloramientos del Caribe.

CAPÍTULO 2

OBJETIVOS

2. OBJETIVOS

Este trabajo se centra en el estudio integral de los sistemas carbonatados del Mioceno inferior que afloran en la Cuenca de Falcón (noroeste de Venezuela) desde el punto de vista de su aplicación para la caracterización de reservorios sedimentarios. En este sentido, la investigación se ha centrado en un análisis de cuenca que incluye datos sedimentológicos, diagenéticos, bioestratigráficos, paleoecológicos, estratigráfico-secuenciales y de subsidencia total. Como centro neurálgico de la tesis, se ha considerado prioritario el estudio de las facies rodalgales y su relación espacio-temporal con las facies dominadas por corales, puesto que la sucesión sedimentaria de edad Mioceno inferior de Falcón es rica en este tipo de facies carbonatadas y además, constituyen un reservorio real de gas en el Golfo de Venezuela (p. ej. el Campo de Perla). Otro aspecto importante ha sido el estudio de las interacciones entre los sistemas carbonáticos y los sistemas siliciclásticos marginales. Esto nos ha permitido construir modelos deposicionales teóricos de los distintos sistemas carbonáticos que podrán ser utilizados como análogos para otros sistemas deposicionales equivalentes. Por otro lado, la integración de la estratigrafía, la tectónica y la arquitectura de la Cuenca de Falcón ha puesto de manifiesto los controles estructurales en el desarrollo de los sistemas carbonáticos.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3. METODOLOGÍA

Una gran parte del trabajo realizado en esta tesis doctoral se ha desarrollado en el campo, esencialmente en los márgenes norte y sur de la Cuenca de Falcón (NO de Venezuela). El trabajo de campo se ha completado con análisis de microfacies y geoquímicos sobre una serie de muestras de roca recolectadas. Estos análisis se han realizado en la Universidad Central de Venezuela y en la Universidad de Barcelona. Posteriormente se ha llevado a cabo un trabajo de interpretación de datos en la Universidad de Barcelona, que ha incluido la realización de modelos de subsidencia total, estratigráfico-secuenciales y deposicionales.

3.1. Trabajo de campo

Se han realizado un total de cuatro campañas de trabajo de campo en la Cuenca de Falcón organizadas de la siguiente manera:

- i. La primera campaña de campo se realizó en marzo de 2011 y los principales objetivos fueron la aproximación al contexto geológico de la zona para determinar los problemas de investigación, la identificación de las mejores áreas de estudio y muestreo en función de la calidad de los afloramientos y la facilidad de acceso, y la planificación logística para las siguientes campañas de campo. Para ello se llevó a cabo el reconocimiento y la revisión de las unidades litoestratigráficas del Cenozoico que forman parte de los depósitos de relleno de la Cuenca de Falcón. Se prestó especial atención a las asociaciones de facies depositadas en rampas o plataformas carbonatadas del Mioceno inferior junto con sus depósitos marginales asociados. Se recorrieron 2.533 km y se recogieron 31 muestras puntuales representativas para su posterior estudio y definición de facies. Con esta campaña se diseñó el armazón sobre el que se sustentó el trabajo posterior.
- ii. Las tres siguientes campañas de campo se realizaron durante los años 2012, 2013 y 2014 y se focalizaron en el estudio en detalle de los principales sistemas carbonáticos del Mioceno inferior que afloran en la Cuenca de Falcón. El equipo de trabajo estuvo integrado por el Profesor Lenin González de la Universidad Central de Venezuela (UCV) y por el autor de esta tesis. También se contó con la participación de equipos de soporte logístico del Instituto de

Parques de Venezuela (Inparques) y del Grupo de Espeleología de la Universidad Central de Venezuela (CEIC-UCV). Estas campañas de campo han incluido la realización de 1 mapa geológico a escala 1:80000, el levantamiento de 70 secciones estratigráficas, la recolección de 391 muestras seriadas y el análisis sedimentológico, estratigráfico-secuencial y estructural de los diferentes afloramientos. Para la definición de las texturas carbonáticas en afloramiento se ha seguido las clasificaciones de Dunham (1962), de Embry y Klován (1971) y de Insalaco (1998). La terminología usada en el análisis estratigráfico secuencial se ha tomado de los trabajos de Johnson y Murphy (1984), Embry y Johannessen (1992) y Catuneanu et al. (2009). La metodología de trabajo aplicada ha consistido en la integración de estos datos geológicos *in-situ* dentro de un sistema de información geográfica (SIG) mediante un colector de datos geográficos *Trimble Nomad 900G* (dispositivo móvil que integra un GPS de alto rendimiento, con una precisión de 1 a 3 metros, un procesador de 128 MB de RAM y una pantalla táctil) a través de la aplicación *ArcPad*. Esta base de datos digital contiene un conjunto de atributos lineales que representan distintos tipos de contactos geológicos (estratigráficos y mecánicos) y trazas axiales de pliegues y un conjunto de atributos puntuales con información geológica diversa, incluyendo descripción litológica, datos de rumbo y buzamiento, paleocorrientes, orientación de fracturas y situación de muestras, fotos, columnas estratigráficas, esquemas geológicos, cortes geológicos y descripción de afloramientos (consultar anexo).

La fase de adquisición de datos y muestreo representó un reto y resultó una ardua tarea debido a las condiciones geográficas particulares del estado de Falcón. Las zonas elevadas están colonizadas por bosques nubosos tropicales que limitan la presencia de los afloramientos a los acantilados, cortes de carretera y cavidades kársticas (p. ej. endokarst). En las zonas desprovistas de caminos y carreteras, el acercamiento a los afloramientos se realizó siguiendo cursos fluviales y torrentes y abriendo pasos a través de la vegetación mediante el uso de machetes. Las fases de levantamiento estratigráfico y muestreo requirieron, en muchos casos, ascensiones de escalada libre, descensos en rappel y prácticas de espeleología, a veces con equipos muy limitados. Las tierras bajas del Estado de Falcón están pobladas por bosques xerófilos adaptados a un clima semiárido. En estos casos las fases de acercamiento a los afloramientos fueron complicadas y duras, con la necesidad de abrir caminos a través de una vegetación extremadamente resistente al corte, leñosa y espinosa, y con el riesgo añadido que supuso la invasión del hábitat natural de animales peligrosos,

especialmente serpientes venenosas (coral, cascabel, cuaima y mapanare) y colonias de abejas africanizadas, consideradas las más mortíferas del planeta. Esta situación peculiar hizo necesario un exhaustivo trabajo de planificación previo a cada campaña de campo y la aplicación de una serie de medidas de seguridad específicas, incluyendo planes de emergencia.

3.2. Fase analítica

En esta fase se ha realizado un estudio de microfacies sobre 408 láminas delgadas con la utilización de un microscopio óptico Zeiss AxioPhot con una cámara digital Sony DXC-S500 acoplada. Este estudio se ha subdividido en las siguientes partes:

- i. Un análisis petrográfico basado en determinaciones de abundancias relativas de componentes esqueléticos, contenido en terrígenos, características de la matriz, tipos de cementos, porosidad e identificación de microestructuras. Para la definición de las texturas de los carbonatos se ha seguido la clasificación de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971) y para la clasificación de las rocas detríticas se ha utilizado la nomenclatura de Pettijohn et al. (1973).
- ii. Un análisis tafonómico consistente en la identificación del grado de fragmentación, abrasión e interacciones bióticas de los componentes esqueléticos.
- iii. Un análisis bioestratigráfico sobre muestras de macroforaminíferos basado en las biozonas publicadas en los trabajos de Díaz de Gamero (1977, 1989), Bolli et al. (1994), BouDagher-Fadel (2008) y BouDagher-Fadel et al. (2010).

Se han realizado análisis isotópicos de carbono y oxígeno sobre 43 muestras seleccionadas. Los análisis isotópicos se han llevado a cabo en el Servicio de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Previamente se realizó una extracción de micrita sobre 60 muestras mediante un micro-taladro y una posterior molienda de todas las muestras a polvo analítico. La metodología analítica ha consistido en la obtención de CO₂ para la determinación de relaciones isotópicas de ¹³C/¹²C en carbonatos. En aquellas muestras con contenido en dolomita se ha realizado una extracción fraccionada para el análisis independiente de calcita y dolomita. En las muestras representadas solo por calcita se ha utilizado el sistema ISOCARB (reacción a 90°C, en un dispositivo conectado en línea con un

espectrómetro). La eliminación de materia orgánica se ha llevado a cabo mediante un *plasma asher*. La eliminación del azufre se ha realizado mediante un *plasma asher* y el posterior tratamiento del gas generado sobre un reactivo de Ag_3PO_4 . Por último se han realizado las determinaciones de las relaciones isotópicas mediante el método analítico de espectrometría de masas de fuente gaseosa en modo *Dual Inlet* con un espectrómetro SIRA-II.

3.3. Interpretación de los resultados

A partir del análisis de facies de las muestras recogidas en el campo y los datos de afloramiento se han creado modelos deposicionales representativos de los distintos sistemas carbonáticos. Para ello se han definido una serie de asociaciones de facies y se ha estudiado su distribución espacial y temporal.

Se han realizado modelos estratigráfico-secuenciales mediante la correlación de las columnas estratigráficas medidas en el campo, en base a criterios cartográficos, fotointerpretación e identificación de superficies estratigráficas. Los análisis estratigráfico-secuenciales se han llevado a cabo mediante la identificación de secuencias Transgresivas-Regresivas (T-R). La ventaja de la utilización de las secuencias T-R en frente de otros modelos estratigráfico-secuenciales (ver Catuneanu et al., 2009) es la gran expresión en afloramiento de las superficies estratigráficas limitantes. Estas superficies marcan cambios de gran escala en los patrones de apilamiento de los estratos (de somerización a profundización o viceversa) e incluyen discordancias subaereas, superficies de máxima regresión, superficies de retrabajamiento transgresivas y superficies de máxima inundación (ver Catuneanu et al., 2009). En este trabajo se ha utilizado el término secuencia para hacer referencia a una secuencia de depósito T-R, mientras que el término sucesión se utiliza para referirse a un conjunto de capas o estratos en un sentido más amplio (no implica necesariamente que estén genéticamente relacionadas/os). Posteriormente, a partir del estudio bioestratigráfico del conjunto de las secciones estratigráficas estudiadas, se han datado los términos transgresivos y regresivos de cada una de las secuencias deposicionales identificadas.

Para establecer los cambios de acomodación se han realizado análisis cuantitativos de subsidencia total sobre cuatro secciones estratigráficas representativas de cuatro sectores de la Cuenca (margen norte, centro y dos

subcuencas en el margen sur) mediante el programa PetroMod, que utiliza el método de *backstripping* (ver Watts y Ryan, 1976; Stekler y Watts, 1978; Sclater y Christie, 1980; Watts y Steckler, 1981; Bond y Kominz, 1984). Este programa también calcula la decompactación en función de la densidad de cada litología y la relación porosidad/profundidad (ver Sclater y Christie, 1980; Schmoker y Halley, 1982). Las variables que se han considerado en estos modelos son: la litología de cada unidad estratigráfica, su edad absoluta (basada en Gradstein et al., 2012), los periodos de erosión/no sedimentación, los espesores erosionados y los valores paleobatimétricos. La edad de cada unidad estratigráfica se ha determinado en base a los resultados bioestratigráficos presentados en este trabajo y a los publicados por Díaz de Gamero (1977 y 1989). Los periodos de erosión se han determinado en base a la edad de los grandes eventos tectónicos regionales del sur del Caribe, presentados en los trabajos de Macellari (1995), Gorney et al. (2007), Baquero et al. (2009), Escalona y Mann (2011). Los espesores erosionados se han calculado en promedio para cada una de los sectores estudiados en relación con una sección estratigráfica teóricamente completa (siendo aquella que registre la mínima erosión). Los valores paleobatimétricos se han estimado a partir de los análisis de facies y paleoambientales.

3.4. Integración de los resultados en un contexto regional

Con el estudio integrado de los espesores sedimentarios totales, la subsidencia, los modelos estratigráfico-secuenciales obtenidos y la distribución de facies se ha realizado un análisis de cuenca. Por un lado, relacionando el modelo de subsidencia con los modelos estratigráfico-secuenciales se han podido establecer las variaciones eustáticas representadas en el registro sedimentario. Por otro lado, con el estudio de los espesores sedimentarios relativos, la distribución lateral y vertical de facies, la localización de discordancias a nivel de cuenca y una restitución estructural se ha podido determinar la geometría original de la cuenca y los controles tectónicos en la sedimentación.

CAPÍTULO 4

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO REGIONAL

4. LA CUENCA DE FALCÓN: MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO REGIONAL

La Cuenca de Falcón (**Fig. 4**) se localiza al noroeste de Venezuela, en la zona de convergencia entre las placas del Caribe y Sur Americana. Está limitada al norte y al este por el Mar Caribe, al sur por el sistema de deformación de los Andes de Mérida y Lara (sistema de fallas de Boconó) y al oeste por el sistema de fallas de Valera (Sierra de Trujillo) (**Fig. 4a**). Actualmente, la Cuenca de Falcón constituye un *graben* invertido representado por un sistema contractivo de doble vergencia con el desarrollo de fallas inversas y pliegues que involucran rocas del basamento (Porrás, 2000; Baquero et al., 2009). Muchas de estas fallas inversas están representadas por antiguas fallas normales reactivadas durante la compresión andina (ver punto iv en el apartado de origen y evolución de las cuencas del sur del Caribe 1.1.) (Porrás, 2000). Este sistema contractivo, conocido con el nombre de Anticlinorio de Falcón, sigue una orientación regional aproximadamente ENE-OSO y la presencia de estructuras en flor (**Fig. 4a**) sugiere una compresión con una componente direccional, tal y como plantea Macellari (1995).

4.1. Origen tectónico de la Cuenca de Falcón

La Cuenca de Falcón se encuadra dentro del marco tectónico regional descrito en el apartado de origen y evolución de las cuencas del sur del Caribe 1.1. Por otro lado, su origen tectónico es un tema que actualmente está en discusión. En general, el grueso de los trabajos publicados plantean dos hipótesis diferentes (**Fig. 5**):

Muessig (1978, 1984a), Boesi y Goddard, 1991 y Macellari, (1995) proponen un modelo de *pull apart* dentro de un sistema de fallas transcurrentes dextróginas, de dirección este-oeste, paralelas al límite de placas. Estas fallas registraron un desplazamiento lateral acumulado de unos 200 km en el periodo Oligoceno-Mioceno, generando una cuenca transtensiva de un centenar de km de ancho entre dos sistemas transcurrentes: la falla de Occa y el Cinturón de deformación del Caribe Sur (zona de subducción lateral) (**Fig. 5A**).

El segundo modelo tectónico sostiene que la Cuenca de Falcón se originó entre el Eoceno terminal y el Mioceno inferior por colapsos extensionales internos en un contexto de tras-arco, dentro de un cinturón orogénico marginal, producto de la

colisión oblicua entre la placa del Caribe y la placa Suramericana (Audemard, 1993, 1995; Mann, 1999; Porras, 2000). En este caso hay que asumir que el campo regional de esfuerzos siguió una dirección extensiva norte-sur (**Fig. 5B**).

4.2. Tectónica y sedimentación

Los materiales de relleno de la Cuenca de Falcón se depositaron entre el Oligoceno inferior y el Mioceno inferior (Wheeler, 1963; Diaz de Gamero 1977), durante la segunda fase de subsidencia cenozoica (S2) que registraron las cuencas del margen sur del Caribe (ver el apartado de origen y evolución de las cuencas del sur del Caribe 1.1 y **Figs. 1 y 4a**). Esta sucesión sedimentaria se dispone de manera discordante por encima de los depósitos siliciclásticos marinos del Eoceno superior (Megasecuencia 1 o ciclo deposicional D de Macellari, 1987), depositados durante la primera fase de subsidencia cenozoica (S1) de las cuencas del margen sur del Caribe (ver el apartado de origen y evolución de las cuencas del sur del Caribe 1.1 y **Figs. 1 y 4a**). La Megasecuencia 1 fue interpretada por Escalona y Mann (2011) como una unidad sísmica, limitada por discordancias regionales, depositada dentro de una cuenca de ante-arco previamente a la formación de la Cuenca de Falcón.

Posteriormente, durante el periodo de inversión tectónica del Priaboniense (I1) se produjo el levantamiento y la erosión de la Megasecuencia 1 (**Fig. 4**). Este periodo de inversión tectónica fue sucedido por el periodo de subsidencia S2 del Rupeliense-Burdigaliense y la Cuenca de Falcón empezó a abrirse hacia el este, formando un golfo semicerrado al norte por la Plataforma de Dabajuro y el Alto de Paraguaná, y abierto al mar Caribe por el este (Audemard, 1993, 1995; Mann, 1999; Porras, 2000; Escalona and Mann, 2011) (**Figs. 4 y 5**). La sedimentación en la Cuenca de Falcón comenzó durante el Oligoceno inferior con la deposición de la Megasecuencia 2 (Ciclo Deposicional C2 de Macellari 1987) (**Fig. 4**). Esta megasecuencia está representada por una sucesión esencialmente siliciclástica del Rupeliense superior-Aquitaniense basal depositada durante un periodo de subsidencia lenta (**Fig. 2b**, pozo F). El límite superior de la Megasecuencia 2 está marcado por una importante regresión marina que causó la progradación de los sistemas siliciclásticos marginales hacia el centro de la cuenca y una erosión sobre los márgenes de la misma, registrando una discordancia en el sector occidental de la cuenca (**Fig. 4b**). En el periodo Aquitaniense-Burdigaliense se produjo la sedimentación de la Megasecuencia 3 (Ciclo Deposicional C1 de Macellari 1987) durante un episodio transgresivo-regresivo de

segundo orden (*sensu* Vail et al., 1991) durante un episodio de subsidencia rápida (**Fig. 2b**, pozo F). Durante este periodo, en las zonas marginales de la cuenca se depositaron sedimentos terrígenos costeros representados por las formaciones Patiecitos, Guarabal, Castillo y Casupal, mientras que en los márgenes norte y sur se desarrollaron dos importantes sistemas carbonáticos representados por las formaciones San Luis y Churuguara (**Fig. 4**), que se estudiarán en detalle en los siguientes apartados. En el centro de la cuenca se depositaron sedimentos siliciclásticos marinos en condiciones anóxicas, representados por las formaciones Pecaya y Agua Clara (**Fig. 4**), que se caracterizan por un elevado potencial generador de hidrocarburos (Boesi and Goddard, 1991; Martínez et al., 2008; Montero-Serrano et al., 2010).

A partir del Burdigaliense terminal-Langhiense, se produjo la inversión tectónica de la Cuenca de Falcón (I2) y la migración progresiva de los depocentros hacia el norte y hacia el este de la cuenca (S3) (**Figs. 1 y 4a**). Este evento tectónico provocó el levantamiento y la erosión de los depósitos de las megasecuencias 2 y 3, y la sedimentación de la Megasecuencia 4 del Mioceno medio-superior (Ciclo Deposicional B de Macellari, 1987), que quedó restringida hacia el norte de Falcón, en una cuenca de antepaís representada por las unidades terrígenas sintectónicas de las formaciones Querales, Socorro, Caujarao y La Vela (**Figs. 3 y 4**) y hacia el este de Falcón con la sedimentación de una sucesión carbonatática epicontinental (formación Capadare), pasando lateralmente a facies marinas profundas (formaciones Pozón y Agua Salada) hacia la Cuenca de Bonaire (**Fig. 4b**). Las calizas de la Formación Capadare (**Fig. 4b**) son generalmente bioclásticas (*packstones* a *grainstones*) con abundantes foraminíferos bentónicos y fragmentos de algas rojas. Hacia el oeste se interdigitan con unidades siliciclásticas transicionales.

Al mismo tiempo que se producía la inversión tectónica de la Cuenca de Falcón por un proceso transpresivo, hacia el oeste del alto de Paraguaná, se generó una fosa tectónica transtensiva (Surco de Urumaco) de dirección NO-SE, que experimentó una rápida subsidencia durante el intervalo Burdigaliense terminal-Mesiniense (S3), dando como resultado la sedimentación de unos 4.000 metros de depósitos siliciclásticos y carbonáticos (Fms. Socorro, Urumaco y Codore, dentro de la Megasecuencia 4) en un ambiente marino somero (Macellari, 1995) (**Fig. 4b**). La formación de estas estructuras tectónicas (estructuras positivas y cuencas de *pull* apart) está relacionada con el desplazamiento lateral diestro de las fallas transcurrentes de Oca, Cuiza y los Monjes, que hacia el NO de Venezuela cambian bruscamente de ángulo (**Figs. 1 y 4a**).

Dentro de la Formación Capadare (Mioceno medio) se desarrollaron dos importantes mineralizaciones de fosfato de carácter local que fueron descritas por Ponte (1951), Santeliz (1972) y Rodríguez et al. (1976) sin llegar a establecer su origen ni su edad. Estos depósitos se encuentran en la parte superior de la Fm. Capadare, en los cerros Riecito y Lizardo (en la costa occidental de Falcón) y están confinados por dos niveles de areniscas cuarzo-micáceas litorales, bien seleccionadas y parcialmente fosfatizadas. Estos depósitos fosfáticos presentan morfologías lenticulares y una elevada porosidad de tipo vacuolar, con un contenido variable de cuarzo detrítico (**Fig. 6A, C**). Estos fosfatos son el producto de reemplazamiento de una unidad carbonática que originalmente estaba integrada por calcarenitas y calciruditas depositadas en aguas someras, ricas en moluscos, algas rojas y rodolitos. Los fosfatos de Capadare presentan ciertas similitudes con las rocas fosfáticas descritas en la isla de Curaçao por Stienstra (1991). Al igual que los fosfatos presentes en la Fm. Capadare, los de Curaçao están representados por depósitos locales con morfología lenticular dentro de una sucesión carbonática de edad Mioceno medio-Plioceno inferior (Formación Seroe-Domi). Los fosfatos de Curaçao se formaron durante el Pleistoceno superior a partir de la diagénesis de los carbonatos de la Fm. Seroe-Domi, incluyendo disolución, dolomitización y precipitación de Apatita en forma cemento. Estos procesos también se observan en los depósitos fosfáticos de Capadare. Es muy habitual la presencia de cementos laminares tanto en las rocas fosfáticas de Curaçao como en las de Capadare (**Fig. 6B, C**). Según Stienstra (1991) los depósitos fosfáticos de Curaçao se originaron por la interacción de aguas freáticas marinas con aguas meteóricas contaminadas con guano dentro de la Fm. Seroe-Domi, que presenta una elevada porosidad primaria. La similitud morfológica y de facies entre los depósitos fosfáticos de Curaçao y Capadare, así como la característica peculiar de que los fosfatos de Capadare están confinados entre dos niveles arenosos con una buena porosidad y permeabilidad que podría haber facilitado la infiltración de aguas meteóricas potencialmente enriquecidas en fósforo proveniente de depósitos de guano, sugieren un origen similar, aunque para realizar cualquier tipo de afirmación en este sentido se requiere un estudio geoquímico de estas facies.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5. RESULTADOS

5.1. Los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos del Mioceno inferior del margen Norte de la Cuenca de Falcón

En el sector septentrional de la Cuenca de Falcón aflora una sucesión mixta siliciclástica-carbonática con un espesor máximo medido en el campo de unos 811 metros, que se encuentra intensamente deformada por una serie de pliegues y fallas contractivas de dirección ENE-OSO, con vergencia general hacia el norte y que conforman un sistema de cabalgamientos y retro-cabalgamientos entroncados en una falla sub-vertical de zócalo que se localiza al sur de estas estructuras (**Figs. 7 y 8**). En consecuencia, las fallas inversas aumentan progresivamente de ángulo hacia el sur (**Fig. 8**). Estas estructuras están afectadas por un sistema posterior de fallas direccionales conjugadas y sub-verticales con direcciones NN0-SSE y S0-NE, formando ángulos relativos aproximados de 45° y 135° (**Fig. 7**). Esta unidad estructural está representada por una sierra montañosa con elevaciones máximas de 1.500 metros, paralela a la costa norte del estado Falcón (NO de Venezuela), conocida con el nombre de Sierra de San Luis (**Fig. 7**). La Sierra de San Luis está limitada por el Río Mitare hacia el SO y por la llanura del Río Hueque hacia el NE. Su límite norte es la llanura litoral de Coro y su límite sur la depresión central de Falcón. Su longitud es de aproximadamente 60 km y su anchura ronda los 13 km.

Senn (1935) describió por primera vez los depósitos cenozoicos que afloran en la Sierra de San Luis, definiendo cuatro unidades litoestratigráficas que fueron posteriormente cartografiadas por Rohr et al. (1962) y descritas en detalle por Wheeler (1963). En el flanco norte de la Sierra de San Luis predominan las unidades siliciclásticas de origen deltaico de las formaciones Patiecitos y Guarabal (**Figs. 7 y 8**). Este dispositivo sedimentario marginal está representado por un sistema deltaico de escala quilométrica que prograda desde el margen norte de la Cuenca de Falcón hacia el SE y que se interdigita y pasa lateralmente a los sistemas carbonáticos de la Fm. San Luis hacia cuenca (situada hacia el Sur y hacia el Este). En el flanco sur de la Sierra de San Luis, los carbonatos de la Fm. San Luis se encuentran en el bloque superior de un retrocabalgamiento, vergente hacia el sur, que pone en contacto estas unidades con las turbiditas de la Formación Pedregoso (**Figs. 7 y 8**), que están formadas por sucesiones de tipo *flysch* con alternancias de calizas bioclásticas,

localmente brechosas y lutitas negras de cuenca. Localmente presentan intercalaciones con niveles detríticos de areniscas cuarzosas. La transición lateral de plataforma a cuenca se ha podido observar en un único afloramiento en el Cerro de los Ahumados (**Fig. 9**), en el sector occidental de la Sierra de San Luis, mostrando una geometría deposicional de rampa distalmente acentuada que desaparece dentro de las turbiditas de la Fm. Pedregoso, que se encuentran situadas en posición de cuenca hacia el sur.

Los sistemas mixtos carbonáticos-siliciclásticos que afloran actualmente en la Sierra de San Luis se depositaron sobre un alto estructural conocido como alto de Coro, que se prolonga hacia el norte y conecta con el macizo ígneo-metamórfico de Paraguaná. La cobertera sedimentaria cenozoica se adelgaza y desaparece hacia el alto de Paraguaná, donde se puede observar una unidad sedimentaria transgresiva del Mioceno inferior en disposición de *onlap* sobre los materiales ígneos del basamento (**Figs. 10A, B**). Esta unidad transgresiva pertenece a la Fm. Cantaure y está representada por calcarenitas bioclásticas litorales con clastos de tamaño *cobble* procedentes del basamento ígneo y *bouquets* aislados de percebes (**Fig. 10C, D**).

5.1.1. Asociaciones y distribución de facies

Los depósitos mixtos carbonáticos-siliciclásticos estudiados en el margen norte de la Cuenca de Falcón se han agrupado en 12 asociaciones de facies y sub-facies en base a características litológicas, texturales, composicionales y sedimentológicas que reflejan diferentes condiciones batimétricas e hidrodinámicas en el momento de la sedimentación. El reconocimiento de estas heterogeneidades de facies así como de las geometrías deposicionales a lo largo de la sucesión de delta a rampa carbonática ha permitido asociar cada grupo de facies a un ambiente deposicional particular: llanura deltaica, frente deltaico, prodelta, rampa superior, rampa media o rampa inferior. Las descripciones e interpretaciones de las distintas litofacies se presentan de forma resumida en la Tabla 1, se ilustran en las **Figs. 11, 12 y 13**, y se justifican a continuación:

5.1.1.1. Asociación de Facies 1a: Floatstone-rudstone de lepidocyclinas

Descripción: Esta asociación de facies forma capas tabulares de orden decimétrico a métrico de calizas de color gris oscuro-casi negro, y está caracterizada

por una alternancia de texturas de tipo *floatstone* y *rudstone* dominadas por grandes lepidocyclínidos con morfología planar y *Amphistegina* sp. (**Fig. 11A**). Habitualmente presentan estratificación masiva, aunque ocasionalmente pueden presentar estratificación ondulada. Localmente las capas pueden presentar bioturbación por *burrows*. En los niveles integrados por *rudstones* las lepidocyclinas presentan cierto grado de orientación paralela a la estratificación. Los macroforaminíferos muestran distintos grados de abrasión, fragmentación y perforación por organismos litófagos. En algunos casos se encuentran incrustados por rodófitos. Los foraminíferos planctónicos son muy abundantes en estas litofacies. Otros constituyentes comunes son *Operculinoides* sp., *Heterostegina* sp. y fragmentos de algas rojas. También encontramos fragmentos de espículas y placas de equínidos, foraminíferos microbentónicos de tipo planiespiral y biseriados, foraminíferos incrustantes fragmentados, briozoos y glauconita. La matriz está representada por la Asociación de Facies (AF) 3a (*packstone* de foraminíferos planctónicos).

Interpretación: La presencia de niveles muy ricos en macroforaminíferos orientados con signos claros de abrasión intercalados con *floatstones* y una matriz muy rica en fango carbonatado sugiere un ambiente de rampa carbonática fangosa, de baja energía, con eventos esporádicos altamente energéticos. La mayor ocurrencia de lepidocyclinas se produce en la zona meso-oligofótica, entre los 40 y los 120 metros de profundidad (Hottinger, 1997). En este sentido, la presencia de acumulaciones importantes de lepidocyclínidos planares y de gran tamaño con signos de retrabajamiento (**Fig. 11A**) sugiere el transporte y resedimentación desde zonas relativamente profundas hacia posiciones más distales. Pomar et al. (2012) plantea la posibilidad de la removilización de sedimentos marinos profundos a causa de oscilaciones de la picnoclina, conocidas como olas marinas internas, en zonas donde se produzca una estratificación importante del agua del mar. No obstante, pueden existir muchos otros mecanismos que causen la removilización, resedimentación y dispersión de depósitos marinos profundos como por ejemplo corrientes marinas de fondo (incluyendo corrientes de contorno) o la formación de flujos gravitacionales (corrientes turbidíticas, *debris flows*, *grain flows* o *slumping*) (Cook y Mullins 1983; Cook et al. 1983; Enos y Moore 1983; Pickering et al. 1986; Stow 1985, 1986). Por otro lado, la abundancia de foraminíferos planctónicos bien preservados indica condiciones de mar abierto, pudiéndose situar en un ambiente de rampa media distal a rampa inferior (p. ej., Pomar et al. 2014).

5.1.1.2. *Asociación de Facies 1b: Floatstone-rudstone de algas rojas ramosas y macroforaminíferos*

Descripción: Juntamente con la AF 3b (*packstone* de algas rojas y macroforaminíferos), representa la litofacies volumétricamente más importante dentro de la Fm. San Luis. Se compone por sucesiones de capas tabulares de orden decimétrico a métrico (pudiendo superar los 5 m) compuestas por *floatstones* a *rudstones* de color gris claro a gris oscuro dominados por fragmentos de algas rojas ramosas de hasta 3 cm de longitud y macroforaminíferos que gradan dentro de la AF 3b (**Fig. 11B**). Normalmente presentan estratificación masiva, aunque ocasionalmente se observan superficies de capa con una morfología irregular e incluso ondulada. Habitualmente los fragmentos esqueléticos se encuentran fragmentados y bioerosionados. Los macroforaminíferos identificados son *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculinoides* sp., lepidocyclínidos y, en menor proporción, miosorítidos y *Archaias* sp. Una característica de estas litofacies es la relativa abundancia de fragmentos de equínidos. Otros componentes esqueléticos habituales son rodolitos dispersos de 1 a 3 cm de diámetro, briozoos, fragmentos de corales, foraminíferos incrustantes, foraminíferos microbentónicos con la presencia de miliólidos y otras formas de microforaminíferos uniseriados, biseriados y espirales, fragmentos de moluscos y foraminíferos planctónicos. La matriz es de tipo bioclástica, muy mal seleccionada y está representada por la AF 3b (*packstone* de algas rojas y macroforaminíferos)

Interpretación: La gran variedad de fragmentos esqueléticos con evidencias de abrasión, fragmentación, así como la presencia de una matriz bioclástica muy mal seleccionada indica cierto grado de retrabajamiento y de transporte de los componentes esqueléticos, pudiéndose considerar facies para autóctonas. La escasez de foraminíferos propios de aguas someras, bien iluminadas, (p. ej. miliólidos y miosorítidos) (Hottinger, 1997; Hallock y Pomar, 2008) y la gran abundancia de macroforaminíferos que proliferan mayormente en ambientes mesofóticos (p. ej. nummuítidos, lepidocyclínidos y miogypsínidos) (Hottinger, 1997; Pomar, 2001; Hallock y Pomar, 2008; Pomar et al., 2014) indica un ambiente deposicional relativamente profundo. Mientras que, la predominancia de una matriz rica en fango carbonatado indica condiciones hidrodinámicas de muy baja energía. Por otro lado, la ocurrencia de bioclastos de aguas más someras retrabajados y fragmentados indica eventos esporádicos de alta energía (como por ejemplo episodios tormentosos excepcionales, flujos turbidíticos desde la costa, desestabilización y caída por

gravidad por la propia dinámica progradacional del sistema carbonático o por terremotos), causando la removilización y el transporte de estos componentes esqueléticos desde posiciones de rampa superior hacia cuenca. Asimismo, la presencia ocasional de niveles con terrígenos indica la influencia del sistema siliciclástico marginal, probablemente por el desarrollo de abanicos submarinos distales durante episodios tormentosos.

5.1.1.3. Asociación de Facies 1c: *Floatstone-rudstone de heterosteginas*

Descripción: Esta asociación de facies aparece de manera muy esporádica y se encuentra interestratificada dentro de la AF 4a (*boundstone* de corales) y de la AF 4b (*floatstone-rudstone* de corales). Forma capas tabulares o lenticulares con espesores de orden decimétrico (de hasta 0.7 m) de calizas más o menos limolíticas y arenosas de color gris claro, beige o amarillo claro con texturas dominadas por *rudstones* de *Heterostegina* sp. que miden entre 0.5 y 3 cm de diámetro, presentando signos claros de abrasión y están parcialmente orientadas de forma paralela a la estratificación (**Fig. 11C**). Esta litofacies presenta estratificación masiva, ondulada o nodular y ocasionalmente bioturbación por *burrows*. Otros macroforaminíferos habituales en estas facies son *Operculinoides* sp., *Amphistegina* sp., miosorítidos y lepidocyclínidos. Como constituyentes esqueléticos secundarios mayores de 3 mm encontramos fragmentos de algas rojas, espículas de equínidos y fragmentos de moluscos (bivalvos y gasterópodos). La matriz es de tipo bioclástica y grada dentro de la AF 3c (*packstone-grainstone* bioclástico).

Interpretación: La presencia de niveles carbonatados ricos en macroforaminíferos (principalmente *Heterostegina* sp.), con una matriz bioclástica rica en granos detríticos (**Fig. 11C**), interestratificados con las facies ricas en corales, indica un ambiente deposicional asociado a los biohermos de corales en momentos de mayor entrada de terrígenos, que causaban la inhibición del crecimiento coralino y la proliferación de heterosteginas, *Operculinoides* y *amphisteginas*, probablemente más resistentes a condiciones de elevada turbidez del agua. Novak et al. (2013) describe unos depósitos similares en un montículo coralino del Burdigaliense del este de Borneo, en Indonesia.

5.1.1.4. Asociación de Facies 2a: Rudstone de rodolitos

Descripción: Interestratificadas dentro de la AF 2b encontramos capas tabulares de orden métrico (hasta 5 m) de *rudstones* de rodolitos concéntricos y columnares de 3 a 10 cm de diámetro (**Fig. 11D**) que incrustan fragmentos de coral. Comúnmente presentan estratificación nodular, aunque ocasionalmente pueden presentar estratificación ondulada o masiva. Estas facies presentan un elevado grado de bioturbación de tipo *burrow* y bioerosión de sus componentes esqueléticos. También encontramos colonias de corales masivas, enteras y tumbadas de tamaño decimétrico. Estas colonias se encuentran de manera aislada dentro de estas litofacies. La matriz está constituida por la AF 3b (*packstone* de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados).

Interpretación: Actualmente, las algas rojas y los rodolitos se forman en un rango muy amplio de profundidad, desde aguas muy someras hasta cerca del límite de penetración de la luz, pero en latitudes tropicales y sub-tropicales prosperan principalmente en ambientes meso-oligofóticos (Pomar, 2001). Existen numerosos estudios sobre este tipo de facies en depósitos recientes y antiguos. Por ejemplo, en Japón, Tsuji (1993) encuentra importantes acumulaciones de rodolitos, asociados con macroforaminíferos, a profundidades comprendidas entre los 60 y los 150 m. En el Mediterráneo, la zona de máxima proliferación de los rodolitos se sitúa entre los 40 y los 90 m de profundidad (Fornos y Ahr, 1993). Las rampas carbonatadas del Tortonense inferior del sur de Menorca contienen abundantes acumulaciones de rodolitos que, según Mateu-Vicens et al. (2008), se depositaron en la zona oligofótica. Otro ejemplo lo encontramos en los depósitos de edad Chatienses de la Península de Salento del sur de Italia, donde Pomar et al. (2014) interpreta que la mayor abundancia de rodolitos se produce en la zona oligofótica. La gran abundancia de rodolitos en la AF 2a incrustando principalmente fragmentos de corales, la presencia de fragmentos de corales no incrustados, así como de colonias tumbadas y dispersas indican un ambiente deposicional cercano a una zona de proliferación de corales (ver AF 4a y 4b), posiblemente en aguas relativamente más profundas. Por otro lado, el contenido de una abundante matriz micrítica indica condiciones hidrodinámicas de baja energía. Este cinturón de facies se sitúa en la zona de transición entre la rampa superior y la rampa media

5.1.1.5. Asociación de Facies 2b: *Floatstone de rodolitos*

Descripción: Esta litofacies grada dentro de la AF1b (*floatstone* de algas rojas y macroforaminíferos) y forma capas tabulares de orden decimétrico a métrico, no superiores a los 3 m de espesor. Puede presentar estratificación masiva, nodular, u ondulada. Contiene abundantes rodolitos concéntricos y columnares, de 3 a 5 cm de diámetro, dispersos en una matriz representada por la litofacies 3b (*packstone* de algas rojas y macroforaminíferos re TRABAJADOS) (**Fig. 11E**). Comúnmente los rodolitos incrustan fragmentos de coral (**Fig. 11F**). Estos depósitos pueden estar influenciados localmente por sistemas terrígenos, con la presencia de granos de cuarzo y chert de grano muy fino, angulosos o subangulosos.

Interpretación: El carácter gradacional de esta litofacies dentro de la AF 1b (*floatstone-rudstone* de algas rojas y macroforaminíferos) y la abundancia de rodolitos incrustando fragmentos de corales nos sugiere un ambiente deposicional de transición entre la rampa superior, caracterizada por la presencia de facies ricas en corales y rodolitos, y la rampa media, caracterizada por la abundancia de fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos. Por otro lado, la gran abundancia de nummulítidos, miogypsínidos y lepidocyclínidos, sugiere condiciones de cierta profundidad, posiblemente en un ambiente mesofótico (Hottinger, 1997; Hallock y Pomar, 2008). La presencia, en menor cantidad, de bioclastos re TRABAJADOS típicos de aguas someras (p. ej. miliólidos, miosorítidos y archaiasínidos) (Hottinger, 1997, 2001; Hallock y Pomar, 2008) se interpretan como transportados y resedimentados desde posiciones más proximales.

5.1.1.6. Asociación de Facies 3a: *Packstone de foraminíferos planctónicos*

Descripción: Integradas por capas tabulares de hasta 0.7 m de espesor, observamos unas calcarenitas de grano muy fino, de color gris-oscuro. Esta litofacies está constituida por *packstones* muy ricos en foraminíferos planctónicos (**Fig. 11G**) y otros componentes esqueléticos en menor abundancia como fragmentos de macroforaminíferos (principalmente lepidocyclínidos y *Amphistegina* sp.), foraminíferos microbentónicos y fragmentos de algas rojas. Localmente encontramos texturas de tipo *grainstone*, muchas veces asociadas a estructuras estilolíticas, donde se observan remanentes de una matriz micrítica original que ha sido total o parcialmente reemplazada por cemento de tipo microesparítico o esparítico. Para diferenciar estas texturas diagenéticas de una posible textura sedimentaria, utilizaremos el término

grainstone diagenético. Texturas diagenéticas similares han sido estudiadas y descritas por Beavington-Penney et al. (2008) en carbonatos eocenos de la Formación El Gaira, en Túnez. En la AF 3a también encontramos abundante cemento ferruginoso y pirita framboidal. Esta facies habitualmente presenta un importante componente detrítico de grano muy fino, principalmente granos de cuarzo, angulosos o subangulosos, en proporciones no superiores al 5%. Otra característica muy común en estas litofacies es la presencia de minerales autigénicos como glauconita granular.

Interpretación: La predominancia de foraminíferos planctónicos y la gran abundancia de sedimento micrítico nos indica un ambiente pelágico o hemipelágico. Por otro lado, la presencia de glauconita sugiere una tasa de sedimentación relativamente baja. Las características sedimentológicas y los componentes observados sugieren un ambiente de rampa inferior con influencia del sistema siliciclástico marginal.

5.1.1.7. Asociación de Facies 3b: *Packstone* de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados

Descripción: Esta asociación de facies es la mayor representada dentro de las unidades carbonáticas de la Fm. San Luis y forma capas tabulares de orden decimétrico o capas masivas u onduladas de orden métrico (hasta 6 m) con texturas de tipo *packstone* y localmente de tipo *grainstone* diagenético. Los componentes esqueléticos más abundantes son fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados (**Fig. 11H**), fragmentados y erosionados. Entre los macroforaminíferos encontramos *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp., lepidocyclínidos, *Operculinoides* sp. y, en menor proporción, *Archaias* sp., miosorítidos y *Sphaerogypsina* sp. Otros componentes bioclásticos comunes son fragmentos de corales, foraminíferos incrustantes, restos de equínidos, fragmentos de algas rojas, foraminíferos microbentónicos diversos, fragmentos de moluscos, serpúlidos, briozoos, foraminíferos planctónicos y otros fragmentos esqueléticos no identificados. La matriz contiene cantidades variables de cuarzo detrítico de grano muy fino a fino en proporciones que no llegan a superar el 2-3%. Tanto la porosidad primaria (intraparticular) como la porosidad diagenética (interparticular) está ocluida por cemento de tipo microesparítico o esparítico.

Interpretación: Esta litofacies muestra las mismas características composicionales que la AF 1b (*floatstone-rudstone* de algas rojas y

macroforaminíferos), con la única diferencia que presenta una textura de grano más fino y más homogénea, con un mayor grado de fragmentación de los componentes esqueléticos. Esto indica un grado de retrabajamiento y transporte relativamente mayor dentro del mismo ambiente deposicional. Otro posible mecanismo de fragmentación de los bioclastos (macroforaminíferos y algas rojas) podría ser la depredación por parte de peces o equínidos, tal como se describe en los trabajos de Debenay et al. (1999) y de Beavington-Penney (2004). Las características sedimentológicas, estratigráficas y composicionales de estas litofacies descritas, así como la escasez de fragmentos esqueléticos de cinturones de facies más proximales (p. ej. miliólidos y miosorítidos) sugieren un ambiente de rampa media con eventos energéticos episódicos que no afectaban a las zonas relativamente más someras y/o fragmentación bioclástica por predación.

5.1.1.8. Asociación de Facies 3c: *Packstone-grainstone bioclástico*

Descripción: Esta facies forma capas tabulares de orden decimétrico a métrico (hasta 1.5 m) de *packstones-grainstones* bioclásticos de color gris claro con estratificación masiva, ondulada, plano-paralela, cruzada y ocasionalmente bases erosivas. Predominan las texturas de tipo *packstone* con muy mala selección granulométrica y gran variedad de componentes esqueléticos fragmentados (**Fig. 12A**). Los bioclastos más abundantes son fragmentos de moluscos, fragmentos de corales, restos de *Halimeda* sp., fragmentos de algas rojas con morfologías de tipo gancho (ver Beavington-Penney et al. y Sola et al., 2013), restos de equínidos, macroforaminíferos con distintos grados de abrasión (principalmente miosorítidos, archaiasínidos, amphistegínidos y, en menor abundancia, rotálidos), foraminíferos microbentónicos (formas uniseriadas, biseriadas y miliólidos), foraminíferos incrustantes, ostrácodos y serpúlidos. Como componentes esqueléticos ocasionales se han identificado pequeños rodolitos dispersos (de 1 a 3 cm de diámetro) y foraminíferos planctónicos. La influencia de sedimentos terrígenos es muy habitual en estas facies, con la presencia de granos detríticos de cuarzo y de chert de grano fino a grueso.

Interpretación: Estas litofacies se encuentran interestratificadas dentro de las facies ricas en corales (AF 4b), dentro de las lutitas de prodelta (AF 5a) y dentro las lutitas y areniscas de frente deltaico (AF 5b). Por otro lado, la abundancia de algas rojas con morfología de tipo gancho, restos de *Halimeda* sp., miosorítidos, archaiasínidos y otros foraminíferos epifíticos nos indica que se depositaron en la zona

eufótica, en un ambiente de pradera de fanerógamas marinas (Hottinger, 1997, 2001; Sola et al., 2013; Reich et al., 2015) con influencia o por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo. Este cinturón de facies se localizaba entre la zona litoral y las praderas de corales (AF4a-b), en interacción con los sistemas siliciclásticos marginales. Se interpreta que en los momentos de disminución o interrupción de los aportes terrígenos, las praderas de fanerógamas marinas colonizaban la superficie de los lóbulos deltaicos. Por otro lado, el elevado grado de fragmentación de los bioclastos puede estar favorecido por la actividad de organismos depredadores (Hickmann y Lipps, 1983).

5.1.1.9. Asociación de Facies 4a: *Floatstone-rudstone* de fragmentos de corales

Descripción: Estas litofacies constituyen unidades carbonáticas con estratificación masiva o nodular, organizadas en capas tabulares, lenticulares e incluso canaliformes con espesores de orden decimétrico a métrico (hasta 7 m) que gradan dentro de la AF 4b (*boundstone* de corales en ambientes deltaicos). Ocasionalmente pueden presentar estratificación plano-paralela, ondulada, cruzada, así como bases erosivas. Están formadas por texturas de tipo *rudstone* a *floatstone* ricas en fragmentos de corales (**Fig. 12B**). Predominan los corales de morfología ramosa, aunque también encontramos colonias masivas, incrustantes, columnares y laminares tumbadas y/o transportadas. Los fragmentos de corales habitualmente se encuentran incrustados por algas rojas. Estas litofacies pueden presentar una matriz bioclástica con influencia de sedimentos siliciclásticos, representada por la AF 3c (*packstone-grainstone* bioclástico), por la AF 3b (*packstone* de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados) o por una matriz enteramente terrígena, integrada por limolita y cantidades variables de arenisca de grano muy fino a fino.

Interpretación: La predominancia de corales fragmentados, más o menos retrabajados e incrustados por algas rojas, juntamente con la presencia de colonias tumbadas y/o transportadas nos sugiere condiciones de alta energía posiblemente como resultado de eventos tormentosos episódicos. La ausencia de estructuras coralinas rígidas con relieves positivos, el carácter estratificado de estas facies y su ocurrencia dentro de las lutitas de prodelta nos sugiere un ambiente deposicional de pradera de corales dispersos con una importante influencia de sistemas terrígenos marginales. Este cinturón de facies se extiende desde la zona de prodelta hasta la rampa superior.

5.1.1.10. Asociación de Facies 4b: Boundstone de corales en ambientes deltaicos

Descripción: Esta asociación de facies está representada por *boundstones* de corales formando biostromas o biohermos (**Fig. 12C, D, E**) con espesores decimétricos a métricos (hasta 6 m de espesor) y pueden presentar estratificación masiva, nodular, plano-paralela, ondulada y/o sigmoidal (**Fig. 12C, E**). En base al estudio de 99 afloramientos dominados por estas litofacies, se han identificado un 42.4% de *pillarstones*, un 30.3% de *mixstones*, un 25.2% de *domestones* y un 2.1% de *platestones* (**Fig. 13**). Las colonias de corales se encuentran en posición de vida, tumbadas o fragmentadas y en algunos casos están incrustadas por algas rojas. La densidad de las colonias de corales en proporción a la superficie total de la sección de roca estudiada nos da información del grado de desarrollo de la fábrica de crecimiento del sistema coralino (Insalaco, 1998). De este modo, se han reconocido fábricas de crecimiento con un alto grado de desarrollo, integradas por colonias densamente empaquetadas, y fábricas de crecimiento con un bajo grado de desarrollo, integradas por corales dispersos en una matriz bioclástica o limolítica. Según la clasificación de Riding (1977), se reconocen fábricas que van desde tipo armazón a dispersas. En cuanto a la morfología de los corales identificados predominan las colonias ramosas (**Fig. 12D, E**), columnares y masivas, aunque también encontramos colonias foliáceas, laminares e incrustantes. Dentro de la Fm. San Luis, Johnson et al. (2009) identificó los géneros *Porites*, *Montastrea*, *Agathiphyllia*, *Antiguastrea*, *Alveopora*, *Astrocoenia*, *Stylophora*, *Siderastrea*, *Diploastrea* y *Trachyphyllia*. Estas facies se encuentran asociadas a depósitos terrígenos o a depósitos carbonáticos con influencia de sedimentos siliciclásticos. La matriz puede ser bioclástica, representada por la AF 3b (*packstone* de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados) o por la AF 3c (*packstone-grainstone* bioclástico) o, por lo contrario, pueden presentar una matriz terrígena de grano fino (lutitas, limolitas y areniscas de grano fino a muy fino). Los bioclastos más comunes son *Archaias* sp., miogypsínidos, *Amphistegina* sp. con morfología robusta y planar, *Heterostegina* sp., miosorítidos, foraminíferos microbentónicos, fragmentos de *Halimeda* sp. y rodófitos articulados, ramosos e incrustantes. En menor proporción encontramos *Lepidocyclina* sp., *Operculinoides* sp. y foraminíferos planctónicos.

Interpretación: El mayor desarrollo de los corales se producía en zonas relativamente más profundas que el cinturón de facies asociado a praderas de fanerógamas marinas (ver AF 3c) y, además, no formaban estructuras en armazón,

con relieves positivos y resistentes al oleaje. Contrariamente, encontramos acumulaciones de corales formando biostromas o biohermos de pequeñas dimensiones interestratificados dentro de las lutitas de prodelta. En este caso, los corales formaban pequeñas bioconstrucciones o montículos o bien crecían formando tapices sobre las lutitas de prodelta en momentos de pausa en el aporte siliciclástico. No obstante, las acumulaciones más importantes de corales aparecen en un contexto de rampa superior con muy poca influencia de aportes detríticos. En este caso, la ocurrencia de sucesiones estratificadas ricas en corales indica una acumulación vertical de depósitos típicos de pradera de corales. La presencia de una matriz de grano muy fino, ya sea de tipo micrítica o limolítica, en los espacios intersticiales dentro de los biostromas o biohermos indica condiciones de muy baja energía hidrodinámica, indicando que las colonias de corales se desarrollaban por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo. Por otro lado, la presencia de componentes esqueléticos típicos de aguas someras, bien iluminadas (eg. miosorítidos, archaiasínidos, miliódos y restos de *Halimeda* sp.) (Hottinger, 2001; Hallock y Pomar, 2008; Reich et al., 2015), juntamente con abundantes bioclastos propios de ambientes mesofóticos (p. ej. miogypsínidos, *Heterostegina* sp., *Operculinoides* sp. y *Lepidocyclina* sp.) pueden indicar la entrada de fragmentos esqueléticos resedimentados desde posiciones más proximales, en un ambiente mesofótico o, por lo contrario, que nos encontramos en un ambiente de transición entre la zona eufótica y mesofótica, afectada por episodios de mayor o menor turbidez de las aguas. Otra posibilidad sería la resedimentación de las facies de la rampa media, depositadas en momentos del nivel del mar alto, durante periodos de caída del nivel del mar y/o periodos de nivel del mar bajo, en un contexto de rampa superior.

5.1.1.11. Asociación de Facies 5a: Lutitas y areniscas de prodelta

Descripción: Esta asociación de facies se agrupa en paquetes de orden métrico a decamétrico de lutitas grises con estratificación planoparalela y abundante bioturbación, con pasadas centimétricas a decimétricas de areniscas cuarzosas de grano muy fino a fino, calizas arenosas y/o calizas limolíticas (**Fig. 12F**). Dentro de las unidades lutíticas aparecen ocasionalmente colonias aisladas de corales incrustantes, laminares, foliáceos o columnares en posición de vida. Las areniscas, las calizas arenosas y las calizas limolíticas presentan laminación paralela, laminación cruzada, *ripple marks* y bioturbación variable. En este caso, las estructuras sedimentarias pueden quedar parcial o totalmente destruidas por la bioturbación, dando como resultado la característica estratificación discontinua. Estas facies son ricas en

componentes esqueléticos, principalmente bivalvos (Wheeler, 1963 reconoce los géneros *Ostrea*, *Pecten*, *Anadara*, *Antigona*, *Lirophora*, *Cyclinella*, *Nucula*, *Trigonicardia* y *Venericardia*), gasterópodos (*Turritella* y *Ampullinopsis*) y otros granos esqueléticos, incluyendo fragmentos de corales, macroforaminíferos fragmentados (principalmente miosorítidos, archaiasínidos, rotálidos, amphistegínidos y, en menor proporción, nummulítidos), fragmentos de equínidos, ostrácodos y fragmentos de algas rojas (entre las que se han reconocido peyssoneliáceas recristalizadas). Interestratificados dentro de las unidades lutíticas encontramos montículos y tapices de corales representados por la AF 4b (*boundstone* de corales en ambientes deltaicos).

Interpretación: La predominancia de lutitas de color gris, con laminación paralela y la presencia de niveles delgados de areniscas de grano muy fino con *ripples*, limolitas y calizas margosas muy ricas en bivalvos, gasterópodos, miosorítidos, archaiasínidos y restos de *Halimeda* sp. indican un ambiente marino poco profundo (Hottinger, 2001; Hallock y Pomar, 2008; Reich et al., 2015), de sedimentación siliciclástica, en condiciones de muy baja energía hidrodinámica, con eventos episódicos altamente energéticos. Estas litofacies se interpretan como depósitos de prodelta, situado por debajo del nivel de oleaje de buen tiempo, con incidencia ocasional de oleaje por tormentas.

5.1.1.12. Asociación de Facies 5b: Conglomerados y areniscas de frente deltaico influenciado por el oleaje

Descripción: Estas litofacies están representadas por capas tabulares, lenticulares o acanaladas de orden métrico a decamétrico de areniscas masivas, bien seleccionadas, formadas por canales deltaicos y barras litorales amalgamadas (**Fig. 12G**). Estas unidades se presentan en sucesiones granocrecientes y estratocrecientes. Las capas de arenisca presentan estratificación cruzada planar y en surco, y laminación planoparalela, ondulada o cruzada (*ripples* de corriente y *herringbones*). Las areniscas son ricas en fragmentos esqueléticos resedimentados entre los que se pueden identificar fragmentos de bivalvos, gasterópodos, fragmentos de corales, restos de equínidos, macroforaminíferos (principalmente archaiasínidos y miosorítidos), foraminíferos micro-bentónicos, algas rojas y otros fragmentos esqueléticos.

Interpretación: La presencia de sucesiones estrato- y granocrecientes de areniscas con estratificación cruzada planar (depósitos de playa) cortada por cuerpos lenticulares con estratificación cruzada en surco bipolar (canales mareales) (**Fig. 12G**), estructuras sedimentarias de tipo *herringbone* y la ocurrencia de fauna marina, principalmente moluscos, entra dentro de la definición clásica de delta dominado por las mareas (Reading, 1996; Coleman, 1981). En este sentido, las características sedimentológicas observadas en estas litofacies indican un ambiente de frente deltaico influenciado por las mareas, con el desarrollo de canales de marea y barras de desembocadura.

5.1.1.13. *Asociación de Facies 5c: Conglomerados, areniscas y lutitas de llanura deltaica pantanosa*

Descripción: Esta asociación de facies está representada por una alternancia de lutitas, niveles ricos en carbón, areniscas cuarzosas con chert y conglomerados oligomícticos en sucesiones estrato- y granodecrecientes. Los niveles lutíticos están representados por capas de orden decimétrico a métrico de arcillas y limos de color gris, verde y rojo, siendo habitual la presencia de lutitas abigarradas y moteadas. Las areniscas están representadas por capas centimétricas a decimétricas, con geometrías tabulares y lenticulares, compuestas por cuarzo y chert de grano muy fino a grueso, con pasadas de microconglomerados. También contienen pequeños bivalvos y abundantes restos vegetales. Habitualmente presentan bases erosivas, laminación paralela, ondulada o cruzada (*ripples* de corriente). Es común la presencia de barras de areniscas con microconglomerados y restos vegetales relleno canales amalgamados de escala métrica (**Fig. 12H**) y de cuerpos lenticulares o laminares de areniscas asociados a depósitos de desbordamiento de canal. También es habitual la ocurrencia de niveles de paleosuelos tropicales, representados por costras ferruginosas, lateritas y *pseudogleys*. Los niveles ricos en carbón presentan espesores de orden centimétrico a decimétrico y contienen cantidades variables de arenisca y abundantes restos vegetales.

Interpretación: La presencia de niveles ricos en carbón, abundantes restos vegetales y suelos hidromórficos así como la presencia de sistemas de canales deltaicos amalgamados indican un ambiente continental pantanoso, con abundante vegetación costera, alimentado por ríos arenosos trenzados. Por otro lado, las areniscas presentan un grado de madurez de moderado a alto, con predominancia de granos de cuarzo, chert, indicando cierta distancia del área fuente.

5.1.2. Sucesiones de facies

A escala de afloramiento, las litofacies descritas anteriormente se agrupan en sucesiones de profundización y somerización alternadas y limitadas por superficies estratigráficas abruptas, que se interpretan como superficies de máxima inundación o de máxima regresión. Estas sucesiones de escala métrica representan ciclos elementales causados por fluctuaciones relativas del nivel del mar de alta frecuencia y de baja amplitud, y corresponden a parasecuencias (*sensu* Spence y Tucker, 2007). Se han reconocido cinco tipos de parasecuencias a lo largo de la sucesión mixta carbonático-siliciclástica que aflora en el paleomargen norte de la Cuenca de Falcón (Figs. 14 y 15).

5.1.2.1. Parasecuencia A

Esta parasecuencia puede tener un espesor de entre 2 y 10 metros y está limitada por cambios abruptos en la textura y en los componentes esqueléticos de las unidades carbonáticas que la integran. Se caracterizan por una unidad basal biocástica de grano grueso y una unidad superior integrada por calcarenitas de grano muy fino, ambas muy mal seleccionadas (Fig. 14-3).

La unidad inferior está integrada por *floatstones-rudstones* de lepidocyclinas con cierto grado de abrasión (AF 1a). Ocasionalmente presentan bases erosivas y gradación inversa, con la mayor acumulación de lepidocyclinas hacia el techo de las capas, dispuestas en niveles de orden centimétrico a decimétrico y con una cierta orientación paralela a la estratificación. Esta unidad se interpreta que es el resultado de *debris flows* como consecuencia de tormentas excepcionales u olas internas que causan la removilización y sedimentación de los componentes esqueléticos desde la rampa media hasta una posición de rampa inferior (ver el apartado de asociaciones y distribución de facies 5.1.1.1.). La gradación granulométrica inversa es muy atípica en los depósitos relacionados con flujos gravitacionales subacuáticos, normalmente granodecrecientes. Esto se puede explicar considerando que, en los flujos gravitacionales subacuáticos, la selección granulométrica depende esencialmente de la densidad de los clastos, no necesariamente de su tamaño, y el caso de las lepidocyclinas es un caso peculiar de grandes bioclastos con una densidad relativamente pequeña debido a su porosidad interna. Esto fue demostrado en el trabajo publicado por Jorry et al. (2006), en el que se hace un estudio hidrodinámico sobre muestras de *Nummulites* recolectados en diversas cuencas eocenas del sur de

Europa y del norte de África, relacionando la porosidad intraesquelética y la densidad aparente de estos macroforaminíferos. Uno de los resultados de este trabajo es que la porosidad interna de los *Nummulites* y la naturaleza del fluido en el interior de sus cámaras son los principales factores de control de su densidad, de modo que los bioclastos con una elevada porosidad intraesquelética presentarán densidades bajas y serán transportados a mayor distancia, puesto que pueden ser removilizados con una energía hidrodinámica relativamente baja.

La unidad superior está representada por *wackestones-packstones* ricos en organismos pelágicos, principalmente foraminíferos planctónicos (AF 3a). La presencia de glauconita indica una baja tasa de sedimentación mientras que la gran abundancia de foraminíferos planctónicos y una matriz rica en fango carbonatado sugieren un ambiente de sedimentación pelágica, relativamente profunda, que interpretamos como un ambiente de rampa inferior con muy baja energía hidrodinámica.

5.1.2.2. *Parasecuencia B*

El espesor de esta parasecuencia, limitada por superficies transgresivas abruptas e irregulares, varía entre los 6 y los 14 metros (**Fig. 14-3**). Esta parasecuencia es característica de ambientes de rampa media y se interpreta como el resultado de dos pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión y regresión.

Los depósitos transgresivos están representados por *packstones* y *rudstones* de algas rojas y macroforaminíferos (AF 1b y AF 3b) depositados en la rampa media. Los componentes esqueléticos presentan grados variables de abrasión, fragmentación y bioerosión, presentando un mayor grado de retrabajamiento inmediatamente por encima de la superficie transgresiva. Estos depósitos basales, constituidos por *packstones* retrabajados, indican un mayor grado de energía del medio, pudiéndose tratar de depósitos inducidos por tormentas en los primeros estadios del pulso transgresivo. Estos primeros depósitos transgresivos podrían situarse en la zona de influencia de las tormentas, hacia la rampa superior.

Los depósitos regresivos están constituidos por *floatstones* y localmente *rudstones* de rodolitos (AF 2a y AF 2b) y están asociados a las facies ricas en corales (AF 4a y AF 4b), aunque son relativamente más profundos, situándose en un contexto de transición entre la rampa superior y la rampa media. Por otro lado, el desarrollo de

rodolitos ramosos de gran tamaño y con un elevado grado de esfericidad requiere cierta energía, pudiéndose situar en la zona de influencia de las tormentas.

5.1.2.3. Parasecuencia C

El grosor de esta secuencia elemental, limitada por superficies transgresivas abruptas, oscila entre 4 y 19 metros (**Fig. 14-3**). Esta parasecuencia se localiza en la zona de transición entre la rampa superior y la rampa media y se interpreta como resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

Los depósitos transgresivos se caracterizan por una unidad basal o *lag* transgresivo constituido por *floatstones* y localmente *rudstones* de corales fragmentados e incrustados por algas rojas (AF 4a). La matriz es de tipo bioclástica con la presencia de fragmentos esqueléticos con un elevado grado de abrasión y fragmentación. Estas facies normalmente presentan estratificación nodular y espesores de orden decimétrico, y se interpretan como depósitos de ambiente relativamente energético, probablemente situados en la zona del oleaje de buen tiempo o, como mínimo, en la zona de influencia de las tormentas. Por encima de esta unidad basal encontramos depósitos transgresivos más profundos depositados en un contexto de rampa media en condiciones de muy baja energía hidrodinámica (AF 1b y AF 3b).

El pulso regresivo inicial registra un episodio de desarrollo de praderas de corales (AF 4b) y depósitos asociados dominados por *floatstones* y *rudstones* de rodolitos (AF 2a y AF 2b) en un contexto de rampa superior. Estos depósitos se desarrollan en condiciones hidrodinámicas de baja energía, por debajo del nivel del oleaje, con eventos esporádicos altamente energéticos en periodos de tormenta, propiciando la fragmentación del coral y el transporte de estos fragmentos a zonas más distales donde se desarrollan los cinturones de facies dominadas por rodolitos (AF2a y AF 2b).

El pulso de caída relativa del nivel del mar da como resultado la progradación hacia cuenca de los cinturones de facies proximales, integrados por *packstones-grainstones* bioclásticos con terrígenos (AF 3c) depositados en la zona eufótica, en un ambiente dominado por praderas de fanerógamas marinas (ver el apartado de

asociaciones y distribución de facies 5.1.1.8.). Estos depósitos se localizan en zonas más proximales que las unidades ricas en corales (AF 4a y AF 4b).

5.1.2.4. Parasecuencia D

Esta parasecuencia presenta un espesor de 8 a 15 metros, está limitada por superficies transgresivas abruptas y es característica de los ambientes de rampa superior (**Fig. 14-3**). Al igual que la Parasecuencia C se interpreta que es el resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

Los depósitos transgresivos están integrados por *floatstones* y *rudstones* de rodolitos (AF 2a y AF 2b) interpretados como depósitos de retrabajamiento de las facies ricas en corales en un ambiente de rampa media-superior en condiciones hidrodinámicas de muy baja energía. Ocasionalmente, al igual que en la Parasecuencia C encontramos depósitos basales representados por *rudstones* de coral que se interpretan como *lags* transgresivos.

El primer estadio regresivo se caracteriza por el desarrollo de praderas de corales (AF 4b) con la presencia de abundantes corales ramosos delicados y colonias aisladas de corales columnares y masivos. La matriz es bioclástica, muy mal seleccionada y rica en sedimentos de grano muy fino. Estas facies se desarrollan en un contexto de rampa superior, con muy baja energía hidrodinámica y con episodios esporádicos de alta energía por tormentas.

Al igual que en la Parasecuencia C, el estadio regresivo final se caracteriza por una caída relativa del nivel de base y la progradación de la AF 3c hacia cuenca. Estos depósitos están integrados por calcarenitas ricas en bivalvos, gasterópodos, miosorítidos, archaiasínidos, *Halimeda* sp. y miliólidos, que se asocian a un ambiente de pradera de fanerógamas marinas, en ambientes relativamente someros (Hottinger, 1997, 2001; Reich et al., 2015).

5.1.2.5. Parasecuencia E

Este tipo de parasecuencia tiene un espesor comprendido entre 5 y 30 metros y está limitada por superficies abruptas que incluyen superficies de exposición subaérea, superficies transgresivas o superficies compuestas por superficies de

exposición subaérea más superficies transgresivas (**Fig. 15-3**). Las superficies transgresivas, a su vez, pueden estar integradas por superficies de retrabajamiento transgresivo o por superficies abruptas sin signos claros de erosión. Las superficies de exposición subaérea pueden estar representadas por superficies erosivas, paleo-karst, paleosuelos (lateritas y/o pseudogleys) y niveles bauxíticos. Esta parasecuencia mixta carbonático-siliciclástica es característica de un ambiente marginal dominado por un delta de escala quilométrica (hasta 8 km de radio) y es el resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

Los depósitos transgresivos están integrados por facies ricas en corales (AF 4a y AF 4b) que se interdigitan dentro de las lutitas de prodelta hacia el flanco Norte de la Sierra de San Luis (ver Fms. Patiecitos y Guarabal en la **Figs. 7 y 8**). Están representados por biostromas y biohermos de escala métrica o decamétrica (de 1 a 15 metros) desarrollados por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo, en un ambiente deposicional dominado por una sedimentación arcilloso-lutítica. La matriz está constituida por abundantes fragmentos esqueléticos retrabajados, representados principalmente por *Amphistegina* sp., *Archaias* sp., miosorítidos, miogipsínidos y, en menor medida, fragmentos de *Halimeda* sp. y algas rojas articuladas, posiblemente indicando condiciones eufóticas (Hottinger, 1997, 2001; Reich et al., 2015) o, como mínimo, la influencia de estos depósitos hacia zonas relativamente más profundas. Estas facies se depositaban durante pulsos transgresivos que causaban la retrogradación de los sistemas siliciclásticos marginales y el desarrollo de facies típicas de la rampa superior. Ocasionalmente encontramos *rudstones* de heterosteginas (AF1c) con signos de abrasión y una matriz con una componente detrítica interestratificados dentro las unidades ricas en corales. Estos depósitos se interpretan como pulsos de entrada de terrígenos que causaban la inhibición del crecimiento coralino y un desarrollo preferencial de los macroforaminíferos. Estos ciclos de entrada de terrígenos pueden deberse a pulsos regresivos de alta frecuencia que causaban la invasión de los sistemas detríticos marginales hacia las zonas ricas en corales, a eventos tormentosos excepcionales o a procesos autocíclicos del sistema siliciclástico.

El estadio regresivo inicial está dominado por la progradación de los sistemas deltaicos por encima de los depósitos de la rampa superior. En este caso encontramos la sucesión característica de un sistema deltaico progradante con una unidad basal típicamente de prodelta dominada por facies arcilloso lutíticas intercaladas con

carbonatos bioclásticos (AF 3c) depositados en momentos de interrupción de los aportes siliciclásticos, en aguas relativamente poco profundas (ver el apartado de asociaciones y distribución de facies 5.1.1.8.). Las unidades de prodelta pasan verticalmente a unidades de frente deltaico dominado por las mareas. Estas dos unidades conforman una sucesión predominantemente detrítica, estrato- y granocreciente.

El estadio regresivo final se caracteriza por un pulso de caída relativa del nivel de base y la progradación de las facies continentales, lacustres y palustres hacia cuenca, situándose por encima de las areniscas de frente deltaico, con el desarrollo de superficies de exposición subaérea y paleosuelos.

5.1.3. Modelo deposicional del sistema mixto carbonático-siliciclástico de San Luis.

A pesar de las limitaciones debidas a la escasa continuidad lateral de la mayoría de los afloramientos (**Figs. 16, 17, 18 y 19**), el elevado grado de compartimentación de la zona por efectos tectónicos y la gran extensión de la cobertera vegetal, se ha realizado un modelo deposicional para el sistema mixto carbonático-siliciclástico de San Luis, que se formó en el paleo-margen norte de la Cuenca de Falcón, concretamente sobre la plataforma continental de Coro, en el periodo Aquitaniense-Burdigaliense. Este modelo, representado en las **Figs. 20 y 21**, se basa en la integración de la posición relativa de los distintos cinturones de facies entre ellos y con respecto al sustrato paleogeográfico y paleotopográfico, los patrones de estratificación y la geometría de los cuerpos sedimentarios. Este sistema mixto carbonático-siliciclástico se caracterizaba por un sistema deltaico marginal de escala quilométrica (hasta 8 km de longitud) en interacción con un sistema carbonático distal, alejado de la línea de costa, que recibía la influencia de los aportes detríticos marginales. Considerando que la distancia vertical entre la parte superior de las facies de frente deltaico (*topset*) y la base de las facies de prodelta (*bottomset*) es equivalente a la profundidad de la lámina de agua (acomodación) para cada una de las parasecuencias deltaicas (Parasecuencia E, **Fig. 15-3**), se ha determinado que la profundidad promedio del talud deltaico (parte sumergida del delta) era de unos 27 metros, pudiéndose clasificar como un delta de aguas someras. Por otro lado, la limitada extensión lateral de los cuerpos sedimentarios a ambos lados de los canales de desembocadura y la desconexión lateral de los lóbulos deltaicos en una

sección paralela a la línea de costa (apartado de estratigrafía secuencial 5.1.4), nos indica que se trataba de un delta dominado por los procesos fluviales (tipo Mississippi) (*sensu* Reading, 1996). Desde la zona de prodelta hacia cuenca, con la disminución significativa del aporte detrítico, se producía una sedimentación esencialmente carbonática, caracterizada por el desarrollo de una extensa rampa carbonática distalmente acentuada, tal y como se puede ver en el afloramiento del Cerro de los Ahumados, en el flanco suroccidental de la Sierra de San Luis (**Fig. 9**). En el Cerro de los Ahumados se observa una continuidad lateral de los cuerpos sedimentarios, que conservan su espesor, una ausencia de protuberancias y la presencia de un escalón o talud distal. Los diferentes componentes esqueléticos de la rampa carbonática de San Luis muestran una amplia distribución y un elevado grado de retrabajamiento (**Fig. 11**), indicando la ausencia de barreras paleotopográficas a lo largo del perfil deposicional y condiciones de mar abierto. Teniendo en cuenta los aspectos texturales de las facies sedimentarias, y las características tafonómicas y composicionales de los componentes esqueléticos, se han identificado seis ambientes sedimentarios dentro del sistema de delta a rampa carbonática distalmente acentuada de San Luis, que se describen a continuación desde la zona distal hasta la zona proximal:

5.1.3.1. *Rampa inferior*

La sedimentación en la rampa inferior estuvo caracterizada por la acumulación de organismos pelágicos, esencialmente foraminíferos planctónicos, en un ambiente sedimentario de muy baja energía hidrodinámica, y con tasas de sedimentación relativamente bajas. Estos depósitos están integrados por *packstones* de grano muy fino ricos en foraminíferos planctónicos, glauconita y cantidades variables de microgranos de cuarzo (**Fig. 11G**, y AF 3a en la Tabla 1). Esta zona estaba afectada por eventos episódicos de alta energía, que causaban la removilización de los sedimentos de la rampa media hasta la rampa inferior, dando como resultado la acumulación de debritas integradas por texturas de tipo *floatstone* a *rudstone* de macroforaminíferos retrabajados (principalmente lepidocyclinas) y con una matriz bioclástica rica en fragmentos de algas rojas y foraminíferos planctónicos (**Fig. 11A**, y AF 1a en la Tabla 1). Por otro lado, la presencia de microgranos de cuarzo sugiere la influencia de los sistemas siliciclásticos marginales.

5.1.3.2. *Rampa media*

Los principales organismos productores de carbonato de la rampa media son algas rojas, lepidocyclinas, amphisteginas, heterosteginas y *Operculinoides*, cuya asociación indica condiciones de cierta profundidad, dentro de la zona mesofótica (Hottinger, 1997; Beavington-Penney y Racey, 2004). El elevado grado de fragmentación y signos de retrabajamiento de los componentes esqueléticos de la rampa media, así como la casi ausencia de bioclastos propios de los cinturones de facies más proximales, indican la ocurrencia episódica de eventos energéticos profundos que, aparentemente, no afectaban a los depósitos de ambientes relativamente más someros (rampa superior, prodelta y frente deltaico).

5.1.3.3. *Rampa superior*

Al pie de las unidades de prodelta, a una profundidad media de entre 20 y 30 metros (tal y como se ha determinado anteriormente por el espesor medio de las parasecuencias deltaicas) se localiza la zona de máximo desarrollo de corales. Estos formaban tapices que cubrían grandes extensiones y que actuaban como pantallas para las partículas de fango carbonatado. De manera dispersa, se desarrollaban montículos de corales, que formaban estructuras positivas discretas de escala decimétrica a métrica (**Figs. 16C y 19**). Asociados a los corales encontramos foraminíferos epifíticos, restos de *Halimeda* sp., fragmentos de rodófitos articulados, ramosos e incrustantes, macroforaminíferos y fragmentos de moluscos que forman una matriz bioclástica. Estos bioclastos muestran distintos grados de abrasión y retrabajamiento, pudiendo representar una acumulación mixta de organismos producidos *in situ* y organismos transportados y resedimentados desde zonas menos profundas (zona de prodelta). Un posible mecanismo de fragmentación de los componentes esqueléticos podría ser la actividad de organismos depredadores (Debenay et al., 1999; Beavington-Penney, 2004) Por otro lado, la ocurrencia de foraminíferos propios de aguas someras, bien iluminadas, (p. ej. miliólidos, archaiasínidos y miosorítidos) (Hottinger, 1997; Hallock y Pomar, 2008) juntamente con foraminíferos que proliferan en mayor abundancia en ambientes mesofóticos (p. ej. nummuítidos, lepidocyclínidos y miogypsínidos) (Hottinger, 1997; Pomar, 2001; Hallock y Pomar, 2008; Pomar et al., 2014) podría indicar condiciones mesofóticas con la influencia de fragmentos esqueléticos producidos en aguas más someras (en un ambiente de prodelta, por ejemplo) o podría tratarse de una zona con variaciones de luminosidad debido a cambios de turbidez del agua, situada probablemente en la

transición entre la zona eufótica y la zona mesofótica. Por otro lado, no se han encontrado evidencias de fábricas de crecimiento resistentes al embate del oleaje, sino más bien forman grandes extensiones de *bafflestones* (**Fig. 13**) de corales ramosos y delicados característicos de ambientes poco energéticos. Este gran desarrollo de organismos sésiles fotosintéticos y filtradores, situados por debajo del nivel del oleaje, podría estar condicionado por la posición de una nutriclina o zona de gran acumulación de nutrientes posiblemente relacionado con la formación de una picnoclina (Pomar et al., 2015) en momentos de mayor entrada de agua dulce y nutrientes a través del sistema fluvio-deltaico marginal.

5.1.3.4. Prodelta

En la zona de prodelta se sucedían episodios de sedimentación siliciclástica y episodios de sedimentación carbonática. Los periodos de entrada de detríticos se caracterizaban por la sedimentación de partículas de tamaño limo/arcilla en un ambiente de muy baja energía hidrodinámica y eventos episódicos de alta energía caracterizados por descargas arenosas de fondo impulsadas por flujos turbidíticos. En los periodos de pausa en el aporte detrítico, prosperaba una comunidad de organismos productores de carbonato integrada por *Halimeda* sp. (**Fig. 12A**, y AF 3c en la Tabla 1), algas coralinas geniculadas e incrustantes con morfología de gancho, que típicamente se aferran a los tallos de las fanerógamas marinas, moluscos (principalmente gasterópodos y bivalvos), macroforaminíferos epifíticos (miosorítidos y archaiasínidos), foraminíferos microbentónicos epifíticos (miliólidos, y otros foraminíferos aporcelanados) y colonias de corales ramosos dispersas. Actualmente, este tipo de sedimentos se producen en ambientes de praderas de fanerógamas marinas de latitudes tropicales, en la zona eufótica. En el margen norte de la Cuenca de Falcón, el desarrollo de extensas praderas de fanerógamas marinas ocurrió en momentos óptimos de transparencia de las aguas, sobre los depósitos de prodelta. Por otro lado, dentro de las lutitas de prodelta también encontramos, de manera aislada, colonias de corales ramosos y/o laminares (**Fig. 13**, *platestone*) dispersos dentro de una matriz lutítica y con un desarrollo muy limitado debido al delicado equilibrio entre la tasa de sedimentación y la velocidad de crecimiento de los corales. De este modo, observamos dos tipos de comunidades productoras de carbonato dentro de las facies de prodelta, controladas principalmente por la cantidad del aporte siliciclástico en el medio, y que son: (1) facies bioclásticas asociadas a pradera de fanerógamas marinas en momentos de pausa en el aporte detrítico, puesto que presentan una matriz principalmente micrítica y un bajo contenido en granos

siliciclásticos, y (2) colonias de corales aisladas dentro de una matriz lutítica, desarrollados en momentos de aumento en el aporte detrítico.

5.1.3.5. *Frente deltaico*

En el frente deltaico se producía una sedimentación siliciclástica caracterizada por la interacción entre procesos fluviales y procesos litorales, particularmente el retrabajamiento y dispersión de los sedimentos descargados por el sistema fluvial por efecto del oleaje y de las mareas. Esto incluye la formación de barras arenosas de desembocadura y su extensión distal por encima del talud progradante, cordones y/o lenguas de arena litorales, canales mareales (**Fig. 18C, D**) y facies deltaicas de flujo y de reflujos por acción de las mareas (**Fig. 12G**). Dentro de estas unidades arenosas prosperaban y se alimentaban numerosos géneros de bivalvos (Wheeler, 1963 reconoce los géneros *Anadara*, *Lirophora*, *Aequipecten* y *Pitar* en estas facies).

5.1.3.6. *Llanura deltaica*

En la llanura deltaica se producía una sedimentación siliciclástica marcada por la deposición de lutitas y la formación de lignitos (**Fig.16B**) en un ambiente esencialmente pantanoso dominado por una abundante vegetación tropical ribereña-costera. Sobre esta llanura de inundación discurrían canales fluviales (**Fig. 17C**) meandriformes que podían estar afectados por las mareas y que se rellenaban de arena en los episodios de disminución del flujo hidráulico. Estos canales alimentaban el sistema lagunar-pantanoso y generaban depósitos de desbordamiento. En los momentos de disminución en el aporte hidráulico, posiblemente ligado a periodos de sequía, el nivel del agua descendía y se generaban paleosuelos y/o niveles lateríticos-bauxíticos (**Fig.16B**).

5.1.4. *Interpretación estratigráfico-secuencial*

En la zona de transición entre los sistemas siliciclásticos marginales y las rampas carbonáticas que afloran en la Sierra de San Luis (sector norte-central de Falcón), se reconocen tres unidades litoestratigráficas diferenciadas que se depositaron sobre la plataforma continental de Coro (**Fig. 4b**), durante la segunda fase de subsidencia cenozoica (S2, Rupeliense superior-Burdigaliense) que registraron las cuencas asociadas con el margen sur de la Placa del Caribe (Macellari, 1995) (**Figs. 1**

y 4a). Esta sucesión mixta carbonático-siliciclástica está limitada, a base, por una superficie de máxima regresión, que la separa de una unidad regresiva inferior (Megasecuencia 2) que marca una progradación general de las facies detríticas marginales hacia el centro de la cuenca (p. ej. Fms. Castillo/San Juan de la Vega, Patiecitos y Casupal) (**Fig. 4**) y, a techo, por una discordancia regional a escala de cuenca, pudiéndose interpretar como una secuencia deposicional de alto rango (segundo orden *sensu* Vail et al., 1991) puesto que se depositó en un periodo de unos 7 Ma (**Fig. 4**). Esta secuencia de depósito se corresponde con la Megasecuencia 3 descrita por Macellari (1987, 1995) y está compuesta por las unidades deltaicas pertenecientes a las Fms. Patiecitos y Guarabal, que afloran en los flancos norte y occidental de la Sierra de San Luis y que se interdigitan y pasan lateralmente a los carbonatos de la Formación San Luis hacia los flancos sur y oriental de la sierra (**Figs. 7 y 8**). Los depósitos transgresivos de esta secuencia de segundo orden se componen de una unidad inferior detrítica, correspondiente con la Formación Patiecitos, que está integrada por una sucesión deltaica retrogradante con un patrón claro de profundización, y por una unidad superior, situada por encima de una superficie de inundación, integrada por la parte baja de los carbonatos de rampa distalmente acentuada de la Fm. San Luis, en disposición de *onlap* hacia el norte (hacia tierra) por encima de los depósitos deltaicos infrayacentes. El episodio regresivo está marcado por una agradación de las rampas carbonáticas pertenecientes a la parte alta de la Fm. San Luis seguido de una progradación de los depósitos deltaicos pertenecientes a la Fm. Guarabal por encima de las unidades carbonáticas, mostrando un patrón general de somerización (**Fig. 23**). Díaz de Gamero (1989) sitúa la parte más baja de esta sucesión mixta carbonática siliciclástica en la biozona de *Globigerinoides primordius* y el techo de la misma en la biozona de *Praeorbulina sicana*, representando un rango de edad Aquitaniense-Burdigaliense.

Para establecer la evolución sedimentaria y un entramado estratigráfico-secuencial de menor rango los sistemas mixtos carbonáticos-siliciclásticos del paleomargen norte de la Cuenca de Falcón, se han estudiado 29 afloramientos dentro del área geográfica de la Sierra de San Luis (**Fig. 22**) y se han definido seis grandes grupos de facies (**Fig. 24**) a partir de la integración de las 13 asociaciones de facies y subfacies elementales descritas en el apartado de asociaciones y distribución de facies 5.1.1., resumidas en la Tabla 1 e ilustradas en las **Figs. 11, 12 y 13**. Estos seis grandes grupos de facies se asocian a distintos ambientes deposicionales en base a las condiciones batimétricas e hidrodinámicas inferidas a partir de características litológicas, texturales y composicionales. En el conjunto de las secciones estudiadas

se han reconocido seis secuencias Transgresivas-Regresivas de tercer orden (0.5-3 Ma) que, en base a los resultados de bioestratigrafía de macroforaminíferos (ver el apartado de bioestratigrafía 5.1.5), se asocian al periodo Mioceno inferior (**Fig. 23**). Esta edad concuerda con la establecida por Díaz de Gamero (1989). En la **Fig. 24** se presentan 2 paneles de correlación estratigráfica-secuencial y de distribución de facies transversales al paleo-margen norte de la Cuenca de Falcón que integran 23 secciones estratigráficas sintéticas con espesores aproximados de entre 40 y 600 metros (ver la situación de las secciones estratigráficas sintéticas en la **Fig. 22** y las columnas estratigráficas detalladas en los anexos: A1-19 y B1-19). En la **Fig. 25** se presenta un tercer panel de correlación longitudinal al paleo-margen norte de la Cuenca de Falcón, con la integración de las 6 secciones restantes más 5 secciones que aparecen en la **Fig. 24** (ver situación en la **Fig. 22**). A continuación se describen las seis secuencias T-R de tercer orden identificadas en los flancos norte y sur de la Sierra de San Luis:

5.1.4.1. Secuencia 1

Los sedimentos depositados durante la Secuencia 1 constituyen la parte más baja que aflora de la Fm. Patiecitos y, debido a la escasez de fauna, su edad no ha sido determinada con total precisión. No obstante, esta secuencia podría situarse, de manera tentativa, o bien dentro de la biozona de *Globigerinoides primordius* (Aquitaniense inferior) o inmediatamente por debajo, puesto que la primera unidad transgresiva de los carbonatos de la Fm. San Luis, que aparecen inmediatamente por encima de la Secuencia 1, se asocian a esta biozona (Díaz de Gamero, 1977, 1989). La Secuencia 1 aflora únicamente en dos secciones en el flanco norte de la Sierra de San Luis, a lo largo de las quebradas de Guate y de Oluco, al cortar perpendicularmente el eje de un anticlinal de dirección ENE-OSO (ver situación en la **Fig. 22**) que referiremos en el texto como Anticlinal de Guate. El espesor mínimo de esta secuencia alcanza los 85 metros en la sección de la Quebrada de Guate (**Fig. 24**, columna 6).

Flanco Norte

El límite inferior de la Secuencia 1 (**Fig. 24-1**, columna 6) es una superficie de retrabajamiento transgresiva (SRT) que separa la unidad regresiva inferior de la unidad transgresiva perteneciente a la Secuencia 1. La unidad regresiva situada por debajo de la SRT está integrada por una parte inferior dominada por una alternancia

de areniscas cuarzosas ricas en bivalvos y lutitas grises en sucesiones estrato- y granocrecientes (**Fig.16A**) depositadas en un ambiente de frente deltaico, y una parte superior dominada por una alternancia de areniscas de grano fino a muy fino con restos vegetales, lutitas grises y niveles ricos en carbón en sucesiones claramente estrato- y granodecrecientes (**Fig.16B**) depositadas en un ambiente de llanura deltaica, probablemente con abundante vegetación (Parasecuencia E, **Fig. 15-3**). Esta unidad regresiva infrayacente tiene un espesor aproximado de 50 metros.

En el flanco norte de la Sierra de San Luis (**Fig. 24-1**), los primeros estadios de la fase transgresiva de la Secuencia 1 están representados por una cuña sedimentaria de alta energía consistente en una sucesión estrato- y granocreciente de areniscas cuarzosas tableadas, bien seleccionadas y con la presencia de *ripples* de oleaje. El carácter marino de la base de la unidad transgresiva es evidente por la presencia de bivalvos (principalmente pelecípodos), gasterópodos (*Turritella* y *Ampullinopsis*) y escafópodos, y representa una retrogradación de la franja litoral por encima de los depósitos supralitorales. Por encima viene una sucesión de baja energía, predominantemente lutítica con delgadas pasadas de areniscas de grano fino, que fue depositada en un ambiente de prodelta durante la fase transgresiva tardía.

La transición entre la unidad transgresiva y la regresiva de la Secuencia 1 está marcada por un cambio en el patrón de apilamiento. La sucesión transgresiva, dominada por areniscas tableadas de frente deltaico en la base pasando a lutitas grises de prodelta con delgadas intercalaciones de areniscas, presenta una sucesión estrato- y granodecreciente. Los depósitos regresivos, integrados por una alternancia de lutitas grises de prodelta y areniscas tableadas de frente deltaico, forman sucesiones estrato- y granocrecientes. La proporción de areniscas aumenta progresivamente hacia el techo de los depósitos regresivos, representando una progradación del sistema deltaico hacia cuenca.

5.1.4.2. Secuencia 2

En la Secuencia 2, predominantemente lutítica, encontramos la primera barra carbonática de la Fm. San Luis, que se interdigita dentro de la parte inferior de la Fm. Patiecitos, y que Díaz de Gamero (1977, 1989) sitúa entre la parte alta de la biozona de *Globigerinoides primordius* y la parte inferior de la biozona *Catapsydrax dissimilis* (**Fig. 23**). Por otro lado, las determinaciones de macroforaminíferos obtenidos en los niveles carbonáticos, que incluyen las especies *Miogypsina* aff. *mexicana* y

Miogypsina aff. *gunteri*, sitúan esta unidad dentro del Aquitaniense (BouDaguer-Fadel y Price, 2010). La Secuencia 2 aflora en los flancos norte y sur del Anticlinal de Guate y está representada por la parte alta de la sección de la Quebrada de Guate (**Fig. 24**, columnas 6 y 7) y la parte baja de la sección del Mamón (**Fig. 24** columna 12). Aunque su espesor no se ha podido medir directamente en el campo debido a la limitada continuidad lateral y vertical de los afloramientos, teniendo en cuenta los límites cartográficos de esta secuencia, las estructuras geológicas y el buzamiento de las capas, se ha calculado que la Secuencia 2, en el flanco norte de la Sierra de San Luis, alcanza un espesor mínimo estimado de entre 100 y 150 metros.

Flanco Norte

En la sección de la Quebrada de Guate, el límite entre las secuencias 1 y 2 está marcado por una superficie transgresiva, expresada con un cambio abrupto de facies entre la parte superior de la unidad regresiva de la Secuencia 1, integrada por una sucesión estrato- y granocreciente de unos 3 metros de espesor de areniscas cuarzosas tableadas, de moderadamente a bien seleccionadas, con estratificación cruzada y paralela depositadas en un ambiente de prodelta, y los depósitos basales de la unidad sedimentaria transgresiva de la Secuencia 2. Estos depósitos transgresivos están representados por una sucesión lutítica de unos 25 metros de espesor, con laminación paralela y niveles intensamente bioturbados, depositada en un ambiente de prodelta.

El estadio transgresivo inicial supuso la retrogradación del sistema deltaico y la sedimentación de una potente sucesión lutítica por encima de las de areniscas de frente deltaico, debido a un aumento de la acomodación y a una disminución de la energía hidrodinámica. La etapa transgresiva tardana se caracterizó por una disminución del influjo detrítico y el desarrollo sistemas coralinos retrogradantes por encima de las unidades lutíticas de prodelta (**Fig.16C**). Estas construcciones coralinas, con un espesor de 35 metros en el flanco sur del Anticlinal de Guate (**Fig. 24**, columna 7) y 10 metros en su flanco norte (**Fig. 24**, columnas 6), están integradas por pequeños montículos dominados por corales masivos y laminares gruesos con una matriz bioclástica rica en macroforaminíferos y fragmentos de algas rojas, que se alternan con niveles ricos en corales ramosos (*Porites* sp.) y/o laminares finos con una matriz predominantemente lutítica (**Fig.16D**). Estos sistemas coralinos registran ciclos de entrada de sedimentos terrígenos, que se interpretan como pulsos regresivos de alta frecuencia o variaciones autocíclicas del sistema deltaico, y se caracterizan por

una mayor proliferación de corales ramosos y laminares finos en detrimento de las poblaciones de corales nodulares y laminares gruesos. También encontramos fábricas de tipo rudstone dominadas por *Heterostegina* sp. asociadas a estos depósitos (**Figs. 11C y 16E**).

El primer estadio regresivo vino marcado por un aumento en el aporte detrítico, que causó el enterramiento de los sistemas coralinos. Este estadio, impulsado por la disminución progresiva de la acomodación, se tradujo en la progradación del sistema deltaico hacia cuenca y la sedimentación de las facies de prodelta por encima de las unidades ricas en corales. Estos depósitos, que se superponen y pasan lateralmente hacia el sur a las unidades carbonáticas ricas en corales, forman la parte inferior de la unidad regresiva y están constituidos por una sucesión predominantemente lutítica con intercalaciones de capas decimétricas a métricas de calcisiltitas bioclásticas ricas en fragmentos de *Halimeda* sp., moluscos, macroforaminíferos (miosorítidos y archaiasínidos) y algas rojas con morfología de gancho. Estos niveles bioclásticos indican un ambiente marino somero, bien iluminado, asociado a zonas de proliferación de fanerógamas marinas (Hottinger, 1997, 2001; Sola et al., 2013; Reich et al., 2015). Estos carbonatos marcan eventos de disminución del aporte detrítico en zonas de prodelta. La parte superior de este último estadio regresivo vino marcado por una caída relativa del nivel del mar y la progradación del cinturón de facies litoral hacia cuenca con la sedimentación de una sucesión estrato- y granocreciente, de 10 metros de espesor (**Fig. 24**, columna 12), integrada por capas tabulares de areniscas cuarzosas bien seleccionadas, con estructuras sedimentarias tractivas, depositadas en la zona de oleaje de buen tiempo.

5.1.4.3. Secuencia 3

Dentro de la Secuencia 3 se preserva un cambio lateral de facies entre la Fm. San Luis, en el flanco sur, que se interdentaba hacia el norte dentro de la Fm. Patiecitos. Según Díaz de Gamero (1989), la mitad inferior de la Fm. San Luis registra la parte terminal de la biozona de *Globigerinoides primordius* y la biozona de *Catapsydrax dissimilis*. Teniendo esto en cuenta, y considerando que la Secuencia 1 probablemente contiene el límite entre ambas biozonas, es razonable pensar que se depositó dentro de la biozona de *Catapsydrax dissimilis* (**Fig. 23**). Por otro lado, los resultados bioestratigráficos de macroforaminíferos muestran un cambio en las especies de miogypsínidos entre la unidad transgresiva y la unidad regresiva que marca el límite Aquitaniense-Burdigaliense (ver el apartado de bioestratigrafía 5.1.5.). Esta secuencia

se representa en las **Figs. 24 y 25**, y está comprendida dentro de las columnas 5, 8, 9, 10 y 12 en el flanco norte y en las columnas 15, 22, 23, 24, 26 y 27 en el flanco sur de la Sierra de San Luis. El espesor mínimo de la Secuencia 3 es de 117 metros en el la sección del Cerro la Tunita (**Fig. 24**, columna 15) y su espesor máximo alcanza los 202 metros en la sección del Mamón (**Fig. 24**, columna 12).

A lo largo del flanco sur de la Sierra de San Luis, desde el Carrizalito hasta Uria, las secuencias 3, 4 y 5 forman parte del bloque superior de un cabalgamiento vergente hacia el norte que se superpone a la Secuencia 6, produciéndose una repetición de la serie (**Figs. 22 y 24-2**).

Flanco Norte

El límite entre las secuencias 2 y 3 aflora en la parte inferior de la sección del Mamón (**Fig. 24**, columna 12) y está representado por un intervalo estratigráfico que contiene diversas superficies erosivas o superficies compuestas de alto rango que se atribuyen a superficies de exposición subaérea. Las superficies compuestas incluyen una superficie transgresiva que se superpone a una superficie de exposición subaérea. De este modo, al no poder identificar una única superficie estratigráfica limitante, se considera una zona o intervalo estratigráfico como límite de secuencia (*sequence boundary zone*) tal y como se define en el trabajo de Bover-Arnal y Strasser (2013), en la plataforma carbonática del Kimmeridgiense-Berriasiense de Mount Salève (E de Francia). Estas discordancias limitan una serie de unidades siliciclásticas perimareales de alto rango, con una tendencia vertical de somerización, que pasan a conformidades correlativas hacia cuenca, en el flanco sur de la Sierra de San Luis.

En el flanco norte de la Sierra de San Luis, la parte inferior de la unidad transgresiva registra una serie de ciclos perimareales de alta frecuencia que se traducen en sucesiones de somerización limitadas a techo por superficies compuestas por discordancias subaéreas y superficies de inundación. Esta unidad se caracteriza por una repetición de los términos regresivos de la Parasecuencia E (**Fig. 15-3**) y consiste en una alternancia de unidades lutíticas de prodelta y areniscas litorales de frente deltaico. La parte media de la unidad transgresiva registra una serie de ciclos perimareales distales caracterizados por pequeñas sucesiones de profundización y somerización de alta frecuencia que se traducen por una repetición de la Parasecuencia E (**Fig. 15-3**). Esta sucesión constituye una alternancia de unidades transgresivas de carbonatos ricos en corales, depositados en un ambiente de rampa

superior (**Fig. 12C, E**, y AF 4a y 4b en la Tabla 1) y unidades regresivas de lutitas de prodelta y carbonatos someros que a veces presentan un término regresivo superior de areniscas de frente deltaico. Estas parasecuencias están limitadas por superficies de inundación y, en algún caso, por superficies compuestas por discordancias subaéreas y superficies de inundación (**Fig. 12E**). Los términos transgresivos aumentan progresivamente de espesor hacia el techo de la unidad transgresiva, mientras que los términos regresivos van perdiendo potencia y entidad indicando una disminución de la acomodación. La parte superior de los depósitos transgresivos está representada por una unidad carbonática de unos 7 metros de espesor con una textura de tipo *packstone* con abundantes fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 11H**, y AF 3b en la Tabla 1) depositada en un contexto de rampa carbonática media y que marca el estadio de máxima transgresión dentro de la Secuencia 3. Esta etapa transgresiva final provocó una retrogradación del sistema siliciclástico sobre el margen norte de la cuenca y la instalación de un sistema carbonático rodalgal por encima de las unidades de prodelta.

Los depósitos regresivos del nivel del mar alto se caracterizan por una progradación de las facies de prodelta hacia cuenca, superponiéndose y pasando lateralmente hacia el sur a las facies de rampa carbonática. La parte inferior de este cortejo sedimentario registra una sucesión de parasecuencias de profundización y somerización (Parasecuencia E, en la **Fig. 15-3**) integradas por un término basal transgresivo, carbonático, representado por biostromas y biohermos de corales con espesores no superiores a los 5 metros, depositados en situación de prodelta distal a rampa superior, en un ambiente de baja energía hidrodinámica, y un término superior regresivo, siliciclástico, integrado por lutitas de prodelta con intercalaciones no superiores a 1.5 metros de espesor de calcisiltitas bioclásticas depositadas en un ambiente marino somero (**Fig. 12A**, y AF 3c en la Tabla 1). Estas unidades lutíticas de prodelta pueden presentar espesores de escala métrica a decamétrica. La parte superior de la unidad regresiva de nivel del mar alto se caracteriza por la progradación del cinturón de facies litoral hacia el sur, por encima de las unidades de prodelta y consiste en una repetición de sucesiones de somerización integradas por una unidad inferior lutítica y una unidad superior estrato- y granocreciente de areniscas tableadas, ricas en bioclastos y con estructuras sedimentarias tractivas. También es común la presencia de cuerpos canaliformes de areniscas bioclásticas con estructuras tractivas de oleaje que se interpretan como depósitos de relleno de canales mareales. En la sección del Cerro Socopó (**Fig. 24**, columna 9) situada en una posición más proximal, hacia el margen norte de la cuenca, la parte superior de la unidad regresiva de nivel

del mar alto está representada por una sucesión estrato- y granocreciente de unos 13 metros de espesor de areniscas de frente deltaico influenciado por las mareas, que se encuentra limitada a techo por una superficie erosiva interpretada como una superficie de exposición subaérea (**Fig. 12G**).

Flanco Sur

En el flanco sur de la Sierra de San Luis, la Secuencia 3 aflora a lo largo de una serie de acantilados y escarpes en rocas calizas con elevaciones promedio de unos 1000 metros. Aunque el límite inferior de esta secuencia no se ha podido observar en este sector, las secciones más completas se localizan en el Cerro de la Tunita (**Fig. 24**, columna 15) y el Hoyo de los Pájaros, cerca de Zazárida (**Fig. 25**, columna 23). El primer tramo de la unidad transgresiva está integrada por una alternancia de unidades carbonáticas con espesores no superiores a los 3 metros, con estratificación plano-paralela y ondulada, ricas en corales ramosos (**Fig. 12C, D**; y AF 4a y 4b en la Tabla 1), depositadas en un contexto de rampa superior, y capas tabulares con espesores inferiores a 2 metros de calizas de color gris azulado con estratificación ondulada en la base y masivas hacia el techo, con texturas de tipo *floatstone*, ricas en algas rojas, macroforaminíferos y rodolitos que incrustan fragmentos de coral (**Fig. 11E, F**; y AF 2b en la Tabla 1), depositadas en un contexto de transición entre rampa media y superior. Esta alternancia se interpreta como el resultado de una serie de ciclos transgresivos-regresivos de alta frecuencia en un contexto transgresivo de rango mayor (Parasecuencia D, en la **Fig. 14-3**). Esta sucesión equivale lateralmente a los depósitos de prodelta con niveles ricos en corales de la parte media de los depósitos transgresivos del flanco norte de la Sierra de San Luis. El tramo superior de la unidad transgresiva registra una sucesión carbonática, de unos 35 metros de espesor, organizada en capas tabulares de espesor métrico con alternancias de texturas de tipo *floatstone* de rodolitos (**Fig. 11E, F**; y AF 2b en la Tabla 1.) y *packstone* de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 11H**, y AF 3b en la Tabla 1). Estos depósitos se asocian a un ambiente de rampa media (Parasecuencia B, **Fig. 14-3**) y representan el último estadio transgresivo con la retrogradación de los sistemas carbonáticos por encima de las unidades deltaicas.

La unidad regresiva del nivel del mar alto está representada por una sucesión de unos 30 metros de espesor, esencialmente carbonática, integrada por facies de tipo *floatstone* de rodolitos con algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 11E, F**; y AF 2b en la Tabla 1). Estos carbonatos contienen pasadas de microconglomerados soportados por

una matriz calcarenítica (**Fig. 17A, B**), de tipo oligomíctico, con cantos de cuarzo y chert y granos de cuarzo en sucesiones granodecrecientes. El contenido en terrígenos varía entre un 10% y menos de un 1%. Las entradas de terrígenos implican un aumento de la energía del medio y se interpretan como abanicos submarinos distales que funcionaban durante descargas torrenciales repentinas o en episodios tormentosos que causaban el retrabajamiento y la resedimentación de los depósitos litorales hacia zonas más distales.

Por encima, y durante una caída del nivel del mar, se depositó una unidad sedimentaria representada por una sucesión de unos 5 metros de cuerpos lenticulares de areniscas cuarzosas de menos de un metro de espesor, con granoclasificación positiva y laminación planoparalela. Estas areniscas de regresión forzada se encuentran intercaladas dentro de una unidad lutítica de prodelta, y se interpretan como abanicos submarinos desarrollados al pie del sistema deltaico por la erosión de las unidades detríticas expuestas pertenecientes a los depósitos regresivos de nivel del mar alto.

Los depósitos regresivos de nivel del mar bajo están representados por una cuña sedimentaria progradante, depositada topográficamente por debajo de la unidad regresiva de nivel del mar alto e integrada por una sucesión estrato- y granocreciente de unos 10 metros de espesor de lutitas y areniscas de frente deltaico. Este último episodio de regresión normal estuvo marcado por una progradación de los sistemas deltaicos marginales por encima de las unidades carbonáticas de rampa media-superior y por la erosión parcial de las unidades regresivas de nivel del mar alto hacia el margen norte de la Cuenca (**Fig. 12G**). En el sector de la Caridad (**Fig. 25** columna 27) aflora una sección perpendicular de un brazo deltaico progradante de unos 20 metros de espesor y unos 4 km de ancho que penetra hacia el sur por encima de las facies ricas en corales de rampa superior indicando una importante regresión marina. Esta sección está representada por una sucesión continental formada por canales arenosos amalgamados (**Fig. 17C**) con marcas de raíces, restos de carbón y bioturbación, que se interpretan como facies de llanura deltaica y está limitada a techo por una superficie de retrabajamiento transgresiva (**Fig. 17D**).

5.1.4.4. Secuencia 4

En la Secuencia 4 se registró un pulso transgresivo que causó la retrogradación de la plataforma carbonática de San Luis hacia el margen norte de la Cuenca de Falcón (flanco norte de la Sierra de San Luis), onlapando por encima de los depósitos deltaicos de la Secuencia 3, seguido de un importante pulso regresivo que causó la progradación del sistema deltaico perteneciente a la parte alta de la Fm. Patiecitos hacia cuanca (flanco sur de la Sierra de San Luis). Este evento transgresivo-regresivo quedó registrado por una interdigitación de los depósitos carbonáticos de San Luis hacia el flanco norte, dentro de los depósitos siliciclásticos de la Fm. Patiecitos, y una entrada de sedimentos detríticos, formando una cuña sedimentaria, hacia el flanco sur de la Sierra de San Luis. Las especies de macroforaminíferos identificadas en este estudio en las muestras de la Secuencia 4 son *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina* sp., *Heterostegina antillea*, *Operculinoides panamensis*, *Lepidocyclina favosa/undosa*, *Lepidocyclina canellei* y *Miogypsina* aff. *antillea*. Esta asociación biótica indica una edad Mioceno inferior (ver el apartado de bioestratigrafía 5.1.5.). En este sentido se puede afirmar que la Secuencia 4 se sitúa dentro del Mioceno inferior, probablemente dentro de la biozona de foraminíferos planctónicos *Catapsydrax stainforthi* (Burdigaliense) que Díaz de Gamero (1989) atribuye a la parte media-superior de la Fm. San Luis. Esta secuencia se representa en las columnas 2, 3, 11 y 12, en el flanco norte de la Sierra de San Luis (**Fig. 24**), y en las en las columnas 13, 15, 16, 22, 23, 24, 25, 26, 27 y 28, en el flanco sur (**Figs. 24 y 25**). La Secuencia 4 alcanza un espesor mínimo de 44 metros en la sección del Haiton del Guarataro (**Fig. 25**, columna 22) y un máximo de 190 metros en el flanco norte del Anticlinal de Guate (**Fig. 24**, columnas 3 y 4).

Flanco Norte

El límite inferior de la Secuencia 4 es una superficie erosiva que se reconoce en la parte superior de la secciones del Cerro Socopó (**Fig. 12G**; y **Fig. 24**, columna 9) y del Mamón (**Fig. 24**, columna 12) y que se interpreta como una superficie compuesta por una discordancia subaérea más una superficie de inundación. Esta discordancia erosiva pasa a una conformidad correlativa hacia cuenca, en el flanco sur de la Sierra de San Luis (**Fig. 24**).

En el sector de la Quebrada de Guate (**Fig. 24-1**), los depósitos transgresivos de la Secuencia 4 están representados por una sucesión de menos de 20 metros de

espesor integrada por biostromas y biohermos de corales de escala métrica intercalados con niveles terrígenos con estructuras tractivas de oleaje. Los niveles de corales se desarrollaron durante pulsos transgresivos de alta frecuencia en un contexto de prodelta, en momentos de disminución del aporte siliciclástico, mientras que los niveles de areniscas representan pulsos regresivos de alta frecuencia que causaban la progradación del cinturón de facies litorales hacia cuenca, con un aumento del aporte detrítico y el consiguiente enterramiento de las colonias de corales. Los niveles detríticos disminuyen hacia el techo de la unidad transgresiva, dando lugar a una predominancia de las facies ricas en corales. Más hacia el sur, en el sector del Mamón (**Fig. 24-1**), los sedimentos transgresivos están dominados por una unidad basal de 4 metros de espesor dominada por carbonatos ricos en corales con fábrica de crecimiento tipo *mixstone* (**Fig. 13**, y AF 4b en la Tabla 1) y estratificación ondulada, depositados en un contexto de rampa superior, y una unidad superior de carbonatos foralgales (macroforaminíferos y algas rojas) depositados en un contexto de rampa media (**Fig. 11B, H**; y AF 1b y 3b en la Tabla 1), con una menor influencia del sistema siliciclástico marginal.

En la Quebrada de Guate, los depósitos regresivos de nivel del mar alto de la Secuencia 4 están integrados por una unidad deltaica progradante (**Fig. 24-1**). La parte inferior de esta unidad progradante está integrada por una potente sucesión lutítica, de 120 metros de espesor, intercalada con niveles métricos ricos en corales, depositados en un ambiente de prodelta. La parte superior de la unidad regresiva de nivel del mar alto está formada por una sucesión estrato- y granocreciente de areniscas de frente deltaico con estructuras sedimentarias mareales, depositadas en un ambiente litoral influenciado por las mareas, mostrando una tendencia general de somerización. Hacia la parte central de la Sierra de San Luis, en el sector del Mamón (**Fig. 24-1**), las facies lutíticas de prodelta pasan lateralmente a carbonatos biostromales ricos en corales depositados en un ambiente de rampa superior, y éstos a carbonatos foralgales depositados en un ambiente de rampa media siguiendo un perfil de profundización. Esta unidad carbonática constituye la parte inferior de la unidad regresiva de nivel del mar alto en el sector central, que en la sección de la Tabla (**Fig. 24-1**, columna 11) está representada por una potente unidad basal integrada por *floatstones* de rodolitos ricos en algas rojas y macroforaminíferos con estratificación ondulada intercalados con niveles métricos de *rudstones* de rodolitos (**Fig. 11E, F**; y AF 2a y 2b en la Tabla 1) depositados en un ambiente de transición entre la rampa superior y las rampa media, y una unidad superior integrada por una sucesión de 15 metros de carbonatos ricos en corales. La parte inferior de la sucesión

coralina está integrada por una serie de biohermos amalgamados con un espesor de 7 metros integrados por corales masivos y una matriz bioclástica de tipo foralgal. La parte superior del complejo coralino se caracteriza por una sucesión biostromal de corales ramosos caracterizados por una matriz lutítica. Por encima de esta unidad carbonática aparece una sucesión detrítica de unos 16 metros de espesor (**Fig. 18C, D**), depositada en un ambiente de prodelta, que representa la parte superior de la cuña sedimentaria regresiva de nivel del mar alto en esta zona. Hacia el techo de esta unidad regresiva de nivel del mar alto, los depósitos de frente deltaico se encuentran erosionados por una incisión de unos 3 metros de profundidad (**Fig. 18C, D**), indicando una rápida caída del nivel del mar y procesos de erosión subaérea. Esta superficie erosiva se corresponde con el límite entre las secuencias 4 y 5 y se correlaciona hacia cuenca con una conformidad correlativa (**Fig. 24-1**)

Flanco Sur

La unidad transgresiva de la Secuencia 4 se depositó encima de una superficie de inundación que coincide con el contacto entre las Fms. Patiecitos y San Luis (**Fig. 25**, columna 27). La parte inferior de esta unidad transgresiva se caracteriza por una sucesión de unos 20 metros de espesor de calizas arenosas tabulares de tipo foralgal con una predominancia de texturas de tipo *floatstone* de rodolitos que incrustan principalmente fragmentos de corales (**Fig. 11E, F**, y AF 2b en la Tabla 1). Alternadas dentro de estas facies, ocasionalmente aparecen bioconstrucciones dominadas por corales masivos en forma de pequeños montículos aislados. La parte superior de los depósitos transgresivos de la Secuencia 4 se caracteriza por una sucesión de unos 40 m de espesor, parcialmente cubierta e integrada por carbonatos oscuros pelágicos con textura de tipo *packstone* ricos en foraminíferos planctónicos (**Fig. 11G**, y AF 3a la Tabla 1) que se intercalan con niveles métricos de *floatstones-rudstones* dominados por lepidocyclínidos retrabajados (**Fig. 11A**, y AF 1a en la Tabla 1), con una matriz muy rica en foraminíferos planctónicos y glauconita, que se interpretan como depósitos de alta energía dentro de las unidades pelágicas de rampa inferior. Éstas son las facies más profundas que se han identificado en el sistema de rampas carbonáticas que afloran en el margen norte de la Cuenca de Falcón y representan el máximo transgresivo dentro de la Secuencia 4 con una retrogradación de los sistemas carbonáticos por encima del sistema siliciclástico marginal.

En el sector de la Caridad (**Fig. 25**, columna 27), los depósitos transgresivos de la Secuencia 4 se sitúan por encima de una superficie de retrabajamiento transgresiva

(**Fig. 17D**) y se caracterizan por una unidad basal detrítica, rica en bivalvos y fragmentos de equinodermos, con estructuras sedimentarias de tipo *herringbone*, por el retrabajamiento mareal de los depósitos de llanura deltaica del cortejo sedimentario regresivo de nivel del mar bajo de la Secuencia 3 durante el primer estadio transgresivo. Por encima viene una unidad carbonática integrada por montículos aislados de corales ramosos y nodulares, y una sucesión de carbonatos foralgales con rodolitos.

Hacia el flanco sur de la Sierra de San Luis, los depósitos regresivos de la Secuencia 4 están integrados por una rampa carbonática progradante desarrollada en una aguas relativamente más profundas que los depósitos deltaicos marginales (**Fig. 24-1**). La parte inferior de la unidad regresiva está constituida por una sucesión de 8 metros de espesor, de carbonatos foralgales retrabajados con texturas de tipo *packstone* formando capas de orden métrico, con estratificación cruzada y ocasionalmente capas sigmoidales y/o capas *slumpizadas* (**Fig. 18A, B**). Las estructuras sedimentarias observadas sugieren un aumento de la pendiente deposicional, pudiéndose tratar del talud distal entre la rampa media y la rampa inferior. La parte media de la unidad regresiva de nivel del mar alto registra una sucesión de somerización, estrato- y granocreciente, de carbonatos foralgales con estratificación planoparalela y/u ondulada, representada por una alternancia de texturas de tipo *packstone* (**Fig. 11H**, y AF 3b en la Tabla 1), asociadas a un ambiente de rampa media, y *floatstone-rudstone* de rodolitos (**Fig. 11E, F**; y AF 2a y 2b en la Tabla 1), típicas de la zona de transición entre la rampa superior y la rampa media. La parte superior del CSR de nivel del mar alto la constituye una sucesión de 17 metros de espesor representada por una alternancia de biostromas y biohermos de corales dominados por colonias ramosas y nodulares (**Fig. 12C, D**; y AF 4b en la Tabla 1) y capas tabulares de carbonatos foralgales con la presencia de colonias de corales nodulares aisladas, en posición de vida, que se desarrollaron en un ambiente de rampa superior. Estos sistemas coralinos se desarrollaron lejos de la influencia de los sistemas siliciclásticos, por debajo del nivel del oleaje.

Los depósitos sedimentarios de caída del nivel del mar de la Secuencia 4 están integrados, en este sector, por una sucesión estrato- y granodecreciente de unos 3 metros de espesor (**Fig. 24-1**, columna 15) formada por carbonatos foralgales microconglomeráticos (**Fig. 17A, B**) y arenosos depositados encima de la rampa carbonática progradante. Estos depósitos se interpretan como fan-deltas submarinos distales depositados durante el episodio de caída del nivel del mar por la erosión y

resedimentación de las unidades detríticas depositadas durante el estadio regresivo normal de nivel del mar alto.

Por encima de los abanicos submarinos de caída de nivel del mar y limitado en su base por una conformidad correlativa, se depositó una cuña deltaica con un espesor de unos 25 metros, caracterizada por una parte inferior progradante y una parte superior agradante (**Fig. 24-1**, columna 13). La unidad inferior progradante está representada por una alternancia de lutitas grises intercaladas con niveles delgados de carbonatos ricos en corales que pasan verticalmente a facies arenosas de frente deltaico, mostrando una tendencia vertical de somerización. Por otro lado, la unidad agradante se compone de una serie de parasecuencias transgresivas-regresivas de cuarto orden (*sensu* Vail et al., 1991) (Parasecuencia E, **Fig. 15-3**) formadas por un término transgresivo representado por biostromas de corales, principalmente ramosos, con espesores decimétricos y un término regresivo integrado por una sucesión de somerización con lutitas de prodelta en la base (**Fig. 12F**) y areniscas de frente deltaico hacia el techo (**Fig. 12G**). El término regresivo superior, integrado por areniscas bioclásticas con estructuras tractivas de oleaje, no siempre se encuentra presente. Esta unidad sedimentaria se depositó durante un episodio de nivel del mar bajo, que implicó una importante regresión marina y la invasión de los cinturones de facies marginales hacia cuenca, así como la erosión de los depósitos regresivos de nivel del mar alto adosados a los márgenes de la cuenca.

5.1.4.5. Secuencia 5

La Secuencia 5 se corresponde con la parte Superior de la Fm. San Luis y la parte inferior de la Fm. Guarabal (**Figs. 4a, 7, 8, 23 y 24-3**) que se sitúa por encima de la anterior. Hacia el flanco septentrional, una barra carbonática transgresiva de unos 30 metros de espesor perteneciente a la Fm. San Luis separa la Fm. Patiecitos de la Fm. Guarabal. En esta unidad transgresiva se localiza la zona de máxima inundación de la Megasecuencia 3 (**Fig. 23**), que equivale al ciclo deposicional C1 descrito por Macellari (1987, 1995). Los datos bioestratigráficos de macroforaminíferos obtenidos en este estudio (ver el apartado de bioestratigrafía 5.1.5.) indican la ocurrencia de las especies *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina* sp., *Heterostegina antillea* y *Lepidocyclina canellei* que marcan una edad Mioceno inferior. Por otro lado, Díaz de Gamero (1989) sitúa la base de la Fm. Guarabal dentro de la biozona de *Globigerinatella insueta*, perteneciente al Burdigaliense superior. Esta secuencia está representada por las columnas 1, 3, 11, 17, 18 y 19 en el flanco norte

(Fig. 24) y por las columnas 13, 14, 15, 16, 22, 23, 26, 28 y 29 en el flanco sur (Figs. 24 y 25). Su espesor mínimo es de 76 metros en el flanco norte del Anticlinal de Guate (Fig. 24, columnas 1 y 3) y su espesor máximo alcanza los 173 metros en la sección de Uria (Fig. 25, columna 26).

Flanco Norte

El límite inferior de la Secuencia 5 es una superficie compuesta por una discordancia subaérea más una superficie transgresiva que pasa a una conformidad correlativa hacia el sur (Fig. 24). En el sector de la Tabla (Fig. 24, columna 11) se reconoce un surco erosivo de unos 3 metros de profundidad en la superficie de los depósitos regresivos de la Secuencia 5 (Fig. 18C, D) a causa de una caída relativa del nivel del mar.

En el flanco norte del Anticlinal de Guate (Figs. 7 y 22), los depósitos transgresivos de la Secuencia 5 (Fig. 24-1) están representados por una unidad basal transgresiva de unos 5 metros de espesor, integrada por una sucesión estrato- y granodecreciente de areniscas tableadas (Fig. 19A), con granoclasificación inversa y estructuras sedimentarias de tipo *herringbone*, intercaladas con paquetes decimétricos de lutitas grises con laminación planoparalela. Los términos arenosos disminuyen de espesor hacia el techo de la sucesión, mientras que los términos lutíticos pasan a ser más potentes. Esta unidad transgresiva basal se asocia a un ambiente litoral-perimareal. La parte media del cortejo sedimentario transgresivo lo constituye una unidad de unos 3 metros de espesor, predominantemente lutítica, intercalada con niveles decimétricos a métricos de calizas limolíticas (Fig. 19A) muy bioclásticas con abundantes fragmentos de moluscos, *Halimeda sp.*, algas rojas con morfología de gancho, miosorítidos y archaiasínidos (Fig. 12A, y AF 3c en la Tabla 1). Estos depósitos se asocian a un ambiente de prodelta situado por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo. Los niveles carbonáticos indican momentos de disminución del aporte siliciclástico que permiten el desarrollo de organismos productores de carbonato en aguas poco profundas y bien iluminadas. Estas condiciones fóticas se deducen de la asociación de organismos productores de carbonato presente en estas facies (Fig. 12A, y AF 3c en la Tabla 1). El último término transgresivo se sitúa por encima de una superficie de retrabajamiento transgresiva y está representado por una sucesión de 25 metros de espesor de carbonatos dominados por corales (Fig. 19B). Esta unidad coralina contiene *lag* transgresivo basal, de menos de un metro de espesor, integrado por un *rudstone* de corales ramosos retrabajados con estructuras sedimentarias de

tipo *flaser* y laminación ondulada indicando condiciones energéticas del medio sedimentario. A continuación aparece una bioconstrucción coralina de 7 metros de espesor con una fábrica de crecimiento de tipo *mixstone* (**Fig. 13**). densamente empaquetada dominada por colonias masivas y ramosas, y con una matriz bioclástica de tipo foralgal rica en fango carbonatado, indicando un ambiente deposicional de baja energía hidrodinámica y lejos de la influencia del sistema siliciclástico marginal. Esta unidad coralina se desarrolló en un periodo de interrupción del aporte siliciclástico. Encima de este biohermo se desarrolló una sucesión coralina caracterizada por colonias de corales laminares, en posición de vida, dentro de una matriz lutítica muy rica en macroforaminíferos. Esta sucesión presenta una fábrica de crecimiento de tipo *platestone* (**Fig. 13**) desarrollada en un momento de aumento del aporte siliciclástico, posiblemente debido a un pulso regresivo de alta frecuencia. La parte superior de la unidad transgresiva está representada por una segunda bioconstrucción de 4 metros de espesor con una fábrica de crecimiento de tipo *mixstone* (**Fig. 13**) y una matriz bioclástica de tipo foralgal rica en fango carbonatado. Esta unidad tiene un espesor de unos 4 metros y se depositó en un momento de disminución del aporte detrítico, probablemente durante un pulso transgresivo de alta frecuencia.

Más hacia el sur, en el sector de la Tabla (**Fig. 24**, columna 11), los primeros depósitos transgresivos están representados por una sucesión detrítica que rellena una incisión excavada sobre los depósitos regresivos de la Secuencia 4 (**Fig. 18C, D**) durante la caída relativa del nivel del mar del periodo regresivo de la Secuencia 4. Esta unidad detrítica está representada por una sucesión granodecreciente de microconglomerados basales y areniscas con estratificación cruzada de gran escala (**Fig. 18C, D**) depositadas en un ambiente litoral. A continuación aparece una sucesión siliciclástica marina de 22 metros de espesor representada por una repetición de los términos regresivos de la Parasecuencia E (**Fig. 15-3**) que consiste en una unidad basal lutítica con alternancias de niveles de calizas bioclásticas-limolíticas depositadas en un ambiente de prodelta y una unidad superior integrada por una sucesión estrato- y granocreciente de areniscas litorales con ricas en bivalvos y lutitas de frente deltaico. La parte superior del cortejo sedimentario transgresivo está integrada por una unidad basal carbonática de 12 metros de espesor dominada por una sucesión, con estratificación interna ondulada, rica de corales ramosos en una matriz limolítica, y una unidad superior representada por carbonatos masivos de tipo foralgal (**Fig. 11B, H**; y AF 1b y 3b en la Tabla1) depositados en un ambiente de rampa media, que marcan el máximo transgresivo.

Flanco Sur

La parte inferior de la sucesión sedimentaria transgresiva de la Secuencia 5 (Figs. 24 y 25) está integrada por una sucesión carbonática, con estratificación ondulada y/o nodular, depositada en un ambiente de rampa superior y representada por biostromas y biohermos dominados por colonias de corales masivos y ramosos, con fábricas de crecimiento de tipo *pillarstone* (**Fig. 13**) en la base. Estos depósitos basales pasan verticalmente a colonias de tipo *mixstone* (**Fig. 13**), con una matriz bioclástica de tipo foralgal, rica en fango micrítico. La parte alta de la unidad transgresiva contiene una sucesión de carbonatos masivos o con estratificación planoparalela, de tipo foralgal y con texturas de tipo *packstone* a *rudstone*, con la presencia de macroforaminíferos y fragmentos de algas rojas (**Fig. 11B, H**; y AF 1b y 3b en la Tabla 1). Localmente pueden contener niveles ricos en rodolitos (**Fig. 11E**). Esta unidad se depositó en un ambiente de rampa media retrogradante hacia el margen de la cuenca, por encima de las facies de rampa superior.

El primer pulso regresivo de la Secuencia 5 (**Fig. 24-1**, columna 14) está marcado por el desarrollo de montículos de corales y por la entrada de sedimentos detríticos, que se registra en la parte inferior de la unidad sedimentaria regresiva. Ésta se compone de una sucesión carbonática con una parte inferior dominada por calizas foralgales (**Fig. 11B, H**; y AF 1b y 3b en la Tabla 1) masivas o con estratificación planoparalela a ondulada en niveles métricos, intercalada con biostromas de corales ramosos (**Fig. 12C, D**; y AF 4a en la Tabla 1) y niveles de calizas laminadas microconglomeráticas a arenosas (**Fig. 17A, B**). La parte superior de la unidad regresiva está dominada por una sucesión de calizas con estratificación ondulada y/o nodular representada por biostromas de corales ramosos en paquetes de orden métrico. La última unidad regresiva la integra una cuña sedimentaria detrítica de unos 2.5 metros de espesor (**Fig. 24-1**, columna 15), formada por areniscas laminadas con gradación normal, intercaladas con niveles lutíticos, que se interpretan como abanicos submarinos, depositados durante el episodio de caída del nivel del mar. En este caso no se han identificado depósitos regresivos de nivel del mar bajo, posiblemente por la falta de columnas intermedias entre las facies terrígenas proximales y las unidades de rampa carbonática, más distales. Otra posibilidad es que los depósitos regresivos de nivel del mar bajo no se hayan depositado.

5.1.4.6. Secuencia 6

La Secuencia 6 es la última unidad aflorante en la sierra de San Luis y preserva un cambio lateral de facies entre la Fm. Guarabal, en el flanco norte, y la parte superior de la Fm. San Luis, hacia el flanco sur (**Figs. 4a, 7, 8, 23 y 24-3**). Este cambio lateral de facies registra una retrogradación de la rampa carbonática de San Luis que se interdentan, hacia el norte, por encima de las facies deltaicas de la Fm. Guarabal y una posterior progradación deltaica que implica la instalación de la Fm. Guarabal por encima de la rampa de San Luis (**Fig. 24-1**). En el flanco norte de la sierra, esta secuencia se encuentra plegada y parcialmente erosionada, pues forma parte de un anticlinal situado en el bloque superior del frente de cabalgamiento de San Luis (Anticlinal de Guate) (**Figs. 7 y 8**). Hacia el flanco sur de San Luis, la Secuencia 6 se preserva en el núcleo de una serie de sinclinales que forman parte del bloque inferior de una segunda lámina cabalgante, en un sistema de fallas imbricadas (**Figs. 7 y 8**). Los análisis bioestratigráficos de macroforaminíferos de las últimas unidades carbonáticas de la Fm. San Luis dan una edad Mioceno inferior por la presencia de *Annulosorites spiralis*, *Heterostegina antillea* y *Lepidocyclina* sp., que concuerda con los resultados de Díaz de Gamero (1989), en los que sitúa el techo de la Fm. San Luis dentro de la biozona de *Globigerinatella insueta*, pudiendo acotar así la edad de la Secuencia 6 dentro del Burdigaliense superior. Esta secuencia está representada en las columnas 2, 11, 19, 20 y 21 en el flanco norte (**Fig. 24**) y en la columna 15 en el flanco sur (**Figs. 24 y 25**). El espesor real de esta secuencia no se ha podido determinar por las razones expuestas anteriormente, pudiendo alcanzar un mínimo de 84 metros en el flanco norte del Anticlinal de Guate.

Flanco Norte

En el sector de Macanillas a Curimagua (**Fig. 24-2**; columnas 19, 20 y 21) el límite inferior de la Secuencia 6 está integrado por una superficie de exposición subaérea formada por un paleosuelo de aproximadamente un metro de espesor, con el desarrollo de una superficie endurecida de alteración meteórica, enriquecida en óxidos de hierro, que se corresponde con un nivel bauxítico (**Fig. 16B**).

Los depósitos transgresivos de la Secuencia 6 (**Fig. 24-1**) están representados por una sucesión estrato- y granodecreciente, de unos 15 metros de espesor, integrada por una alternancia de lutitas y areniscas tableadas depositadas en un

contexto de frente deltaico a prodelta (Fig. 12F, y AF 5a en la Tabla 1). Este cortejo sedimentario se caracterizó por la retrogradación del cinturón de facies litoral por encima de las facies de llanura deltaica.

Los depósitos regresivos de la Secuencia 6 (**Fig. 24-1**) se encuentran parcialmente erosionados y están representados por una sucesión detrítica con un espesor parcial de 52 metros. La parte inferior de esta unidad sedimentaria regresiva se caracteriza por una sucesión estrato- y granocreciente de lutitas oscuras intercaladas con niveles de areniscas cuarzosas tableadas, con gradación inversa, laminación planoparalela a ondulada y ricas en bivalvos. Esta sucesión se depositó en un contexto de prodelta a frente deltaico (**Fig. 12F, G**; y AF 5a en la Tabla 1). La parte superior de la unidad regresiva se caracteriza por una sucesión agradante de lutitas y areniscas tabulares y/o canaliformes (**Fig. 12H**, y AF 5c en la Tabla 1), con granoclasificación normal y bases erosivas, niveles ricos en carbón, niveles decimétricos a métricos de paleosuelos y superficies ferruginosas o niveles bauxíticos (**Fig. 16B**). Esta sucesión registra la progradación del cinturón de facies litoral hacia cuenca, por encima de las unidades de frente deltaico, y el desarrollo de un complejo de lagunas y canales en un contexto de llanura deltaica pantanosa, en la desembocadura de un sistema fluvial, caracterizada por el desarrollo de abundante vegetación costera, suelos hidromórficos de tipo *pseudogley*, y superficies de exposición subaérea (bauxitas y lateritas) características de ambientes de meteorización tropical (**Fig. 16B**). Hacia el sector norte de la Quebrada de Guate (**Figs. 22 y 24-1**), los depósitos regresivos terminan con una sucesión estrato- y granocreciente de lutitas y areniscas depositadas en un ambiente de frente deltaico.

Flanco Sur

Por encima de una superficie de inundación se depositó una sucesión carbonática transgresiva integrada por una unidad basal de 3 metros de espesor con textura de tipo *grainstone* bioclástico con abundantes fragmentos de rodófitos, *Halimeda* sp. y fragmentos de corales ramosos retrabajados. Estas unidades se depositaron en un ambiente energético, posiblemente en la zona de influencia del oleaje de buen tiempo. Hacia la parte media de la unidad regresiva los *grainstones* se alternan con niveles de *pillarstones* de corales ramosos (**Fig. 13**) con una matriz bioclástica, rica en macroforaminíferos, algas rojas y fango micrítico y niveles dominados por *floatstones* de rodolitos (**Fig. 11E, F**) con una matriz bioclástica de tipo foralgal y abundante fango micrítico, indicando condiciones de profundización y una

disminución de la energía del medio. La parte superior de la unidad regresiva está dominada por una alternancia de *pillarstones* de corales (**Fig. 13**) con estratificación planoparalela, y *floatstones* de rodolitos. En el flanco sur de la Sierra de San Luis los depósitos regresivos están totalmente erosionados.

5.1.5. Bioestratigrafía de macroforaminíferos de la Fm. San Luis

En el estudio bioestratigráfico del conjunto de las secciones estratigráficas representadas en las **Figs. 24 y 25** se han agrupado las muestras por secuencias deposicionales y se ha determinado la asociación de macroforaminíferos presentes en cada término transgresivo y regresivo de cada una de ellas (**Fig. 26A**). La Secuencia 1 no ha sido datada debido a la ausencia de fauna marina, mientras que en las secuencias 2 a 6, muy ricas en macroforaminíferos, se ha identificado una variedad faunística suficientemente amplia para su estudio bioestratigráfico.

Por un lado, se reconoce una asociación de macroforaminíferos común e invariante a lo largo de las secciones estudiadas (secuencias 2 a 6), integrada por un grupo de especies características del Oligoceno-Mioceno inferior del Caribe: *Lepidocyclina favosa/undosa*, *Lepidocyclina canellei*, *Heterostegina antillea*, *Operculinoides panamensis* (Cole, 1961, 1963; Butterlin, 1981) junto con otro grupo de especies exclusivas del Mioceno: *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis* (Seiglie et al., 1977; Seiglie, 1982; Butterlin, 1981; Banerjee et al., 2000; Hottinger, 2001; Serra-Kiel et al., 2007; BouDagher-Fadel, 2008). Esta asociación indica una edad Mioceno inferior para las secuencias 2 a 6.

Por otro lado, se han identificado dos biozonas diferentes caracterizadas por un cambio en las especies de miogypsínidos:

5.1.5.1. Zona inferior de miogypsínidos simples (Zona F1 de Butterlin, 1981)

Esta zona comprende la Secuencia 2 y el término transgresivo de la Secuencia 3 y se caracteriza por una predominancia de *Miogypsina* simples, cuya sección axial muestra un bajo número de cámaras laterales. La ausencia de un número representativo de secciones ecuatoriales no ha permitido realizar un estudio biométrico estadístico. Por otro lado, el estudio de una serie de secciones subecuatorial ha permitido llegar a hacer una estimación de las siguientes especies: *M. aff. mexicana*,

M. aff. gunteri y *M. aff. globulina* con un rango bioestratigráfico Rupeliense superior-Aquitaniense (BouDagher-Fadel y Price, 2010). Esta zona se corresponde con la biozona F1 de Butterlin (1981) que se caracteriza por la presencia de *Miogypsina (Miogypsina) gunteri* (parte inferior) y *M. (M.) tani* (parte superior). La presencia de macroforaminíferos miocenos (p. ej. miosorítidos) dentro de esta zona permite acotar su edad al Aquitaniense.

5.1.5.2. Zona superior de *Miogypsínidos* complejos (Zona F2 de Butterlin, 1981)

Esta zona incluye el término regresivo de la Secuencia 3 y las Secuencias 4, 5 y 6, y se caracteriza por la presencia de miogypsinas más complejas y más grandes que las identificadas en la zona inferior. Una de las características apreciables en estas formas complejas es un mayor número de cámaras laterales. Por otro lado, a partir del estudio de una serie de secciones subecuatorial ha permitido llegar a hacer una estimación de la especie *M. aff. panamensis* con un rango de edad Chatiense-Burdigaliense. Esta zona se corresponde con la biozona F2 de Butterlin (1981) que se caracteriza por la presencia de *Miogypsina (Miogypsina) intermedia*, *M. (Miogypsinita) bronnimanni* y *M. (Miogypsina) globulina* (en la parte inferior de la zona). Por otro lado, llama la atención la desaparición de las especies de miogypsinas características del Aquitaniense, indicando una posible edad Burdigaliense.

La correlación entre el panel bioestratigráfico presentado en la **Fig. 26A** y el panel de correlación bioestratigráfico del Mioceno del margen norte de la Cuenca de Falcón publicado por Díaz de Gamero (1989), indica el mismo rango de edades para los depósitos pertenecientes a la Fm. San Luis (**Fig. 26B**).

5.1.6. Geoquímica de isótopos estables (O, C)

Se han realizado análisis de isotopía de carbono y oxígeno sobre una serie de muestras de carbonatos de la Formación San Luis obtenidas de la sección compuesta Quebrada de Guate-Cerro de la Tunita (**Fig.24-1**, ver situación de las columnas parciales de la **Fig. 22**), que se corresponde con la sección tipo más completa de la Fm. San Luis. Esta sección registra la biozona *Globigeroides primordius* (Aquitaniense) en su base y la biozona *Globigerinatella insueta* (Burdigaliense) a techo (Díaz de Gamero, 1989). Los datos isotópicos obtenidos de la sección Quebrada del

Guate-Cerro de la Tunita se presentan en la **Fig. 27**, juntamente con las curvas isotópicas globales de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ publicadas por Veizer et al. (1999) y Miller (2009).

5.1.6.1. Datos isotópicos de Carbono

Los valores isotópicos de carbono están comprendidos entre -3.34 y -0.76‰. La curva isotópica resultante se ha subdividido en 6 segmentos (C1-C6; **Fig. 27**) para facilitar su análisis y la posterior discusión. El primer segmento (C1), situado entre los 84 y los 118 m, muestra un patrón fluctuante entre -0.76 y -1.8‰. Este primer tramo (C1) se corresponde con la parte inferior de la Secuencia 2. Después de un vacío de datos, aparece un segundo tramo (C2), situado entre los 203 y los 273 m, aparentemente caótico, cuyos valores muestran, de nuevo, un patrón de elevada fluctuación, entre -1.64 y -2.88‰ (C2). El tramo C2 se localiza en la Secuencia 3 y la parte inferior de la Secuencia 4. A continuación, se produce una excursión positiva (C3) de -2.88 a -1.6‰ entre los 324 y los 357 m, seguida de una excursión negativa (C4) de -1.6 a -2.37‰, entre los 357 y los 405 m. Los segmentos C3 y C4 se asocian a la parte alta de la Secuencia 4. Desde los 405 hasta los 437 m aparece un tramo altamente fluctuante (C5), entre -1.46 y -3.34‰, que se correlaciona con la Secuencia 5. Después de un vacío de información, se observa una excursión positiva de -2.73 a -1.15‰ (C6) entre los 476 y los 488 m, que se sitúa dentro de la Secuencia 6.

Estos datos de carbono isotópico muestran un patrón altamente fluctuante con valores negativos que no guarda ninguna correlación con la curva isotópica global marina para el periodo Mioceno inferior caracterizada por Veizer et al. (1999) (**Fig. 27**).

5.1.6.2. Datos isotópicos de Oxígeno

Los valores isotópicos de oxígeno varían entre -8.26 y -3.85‰. La curva isotópica resultante se ha subdividido en 8 segmentos (O1-O8; **Fig. 27**) para su posterior análisis. El tramo inferior de la curva registra una excursión positiva (O1) de -5.3 a -3.85‰ entre los 84 y los 94 m, seguida de una tendencia negativa (O2) de -3.85 a -5.98‰ entre los 94 y los 118 m. Este tramo (O1 y O2) se corresponden con la parte inferior de Secuencia 2. A continuación, después de un intervalo sin datos, aparece un tramo (O3) situado entre los metros 203 y 273 que muestra un patrón caracterizado por una elevada fluctuación de los valores, comprendidos entre -5.81 y -7.8‰. Este segmento comprende la parte superior de la Secuencia 3 y la parte basal de la Secuencia 4. Después de este tramo aparentemente caótico, y un segundo tramo

vacío de datos, se registra una excursión positiva (O4) de -7.8 a -5.99‰ entre los metros 324 y 340. Posteriormente se produce una abrupta excursión negativa (O5) de -5.99 a -8.26‰ entre los metros 340 y 357. Los segmentos O4 y O5 se corresponden con la Secuencia 4. El siguiente tramo se sitúa entre los 357 y los 429 m, registrando una tendencia positiva (O6) de -8.26 a -6.23‰ seguida de una rápida excursión negativa (O7) de -6.23 a -8.19‰ entre los 429 y los 437 m. Los tramos O6 y O7 comprenden la parte alta de la Secuencia 4 y la parte baja de la Secuencia 5. Por encima de otro segmento sin datos, se registra una excursión positiva (O8) de -7.84 a -6.95‰ entre los 476 y los 488 m, situada dentro de la Secuencia 6.

Al igual que en el caso anterior, los valores isotópicos son muy fluctuantes. Estos valores se alejan mucho de la curva isotópica global marina para el periodo Mioceno inferior publicada por Miller (2009) y, por consiguiente, no se corresponden con la señal isotópica original del agua del mar durante Mioceno. De hecho, este rango de valores isotópicos de oxígeno, comprendidos entre -8.26 y -3.85‰ es típico de aguas dulces continentales, como las de río Amazonas (Brienen et al., 2012) (**Fig. 27**). Además, las curvas isotópicas de carbono y oxígeno obtenidas de la sección Quebrada de Guate-Cerro de la Tunita presentan una correlación inversa (**Fig. 27**). Por estos motivos, los valores isotópicos de carbono y oxígeno obtenidos en dicha sección se interpretan como el producto de un proceso de alteración meteórica o diagénesis superficial.

5.2. Los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos del Mioceno inferior del margen sur de la Cuenca de Falcón

En el margen sur de la Cuenca de Falcón (**Figs. 4a y 28**) afloran dos niveles carbonáticos (Fm. Churuguara), de espesor métrico a decamétrico (hasta 85 m), intercalados dentro de una potente sucesión marina, esencialmente lutítica. Esta sucesión presenta un espesor máximo de 1.270 m en la Quebrada de la Danta, que disminuye hacia el norte y hacia el oeste (**Fig. 28**). Hacia el sur y hacia el este, las unidades carbonáticas se adelgazan progresivamente, llegando a desaparecer dentro de las unidades lutíticas. En general, la Fm. Churuguara muestra importantes variaciones de espesor debido a la geometría irregular del basamento (**Fig. 4a**), que durante el Mioceno inferior formaba dos subcuencas o fosas marginales paralelas a la costa meridional de la Cuenca de Falcón. Estas dos fosas marginales se definen con

el nombre de Subcuenca de la Danta y Subcuenca de Churuguara (ver el apartado de estratigrafía secuencial 5.2.4.).

Actualmente, esta sucesión mixta carbonático-siliciclástica (Fm. Churuguara) aflora a lo largo de una estribación montañosa, de dirección NNE-SSO, integrada por una serie de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el norte y el sur respectivamente (**Figs. 4a y 28**). Este sistema montañoso, conocido con el nombre de Sierra de Churuguara, forma parte del Sistema Coriano, que representa la zona de transición entre la Cordillera de los Andes y la Cordillera de la Costa norvenezolana, y constituye un cinturón de deformación formado por el sistema de fallas transcurrentes de Oca-Ancón (**Fig. 4a**). Este sistema de fallas transcurrentes se formó a partir del Burdigalines terminal por la reactivación de fallas extensivas preexistentes causando la inversión tectónica de la Cuenca de Falcón (Muessig, 1984a; Boesi y Goddard, 1991; Macellari, 1995; Gorney et al., 2006; Baquero et al., 2009; Escalona y Mann, 2011). El sistema de fallas de Oca-Ancón se superpone a una estructura compresiva más antigua, conocida con el nombre de Napas de Lara, que se estructuró entre el Paleoceno superior y el Eoceno medio, y que representa la zona de sutura entre las placas del Caribe y Suramericana (Pindell, 1990; Baquero et al., 2009). Las Napas de Lara se formaron por el apilamiento de una serie de terrenos de acreción pertenecientes a la Placa del Caribe sobre el autóctono relativo de la Placa Suramericana (Pindell, 1990). En el sector meridional de la Cuenca de Falcón, esta zona de sutura está representada por el complejo ofiolítico de Siquisique, con rocas máficas y ultramáficas del Cretácico superior (Kerr et al., 2008) (**Figs. 4A, 28** y mapa geológico en los Anexos).

Liddle (1946) elevó a rango formación a la sucesión mixta carbonático-siliciclástica que aflora en el paleomargen sur de la Cuenca de Falcón, en Churuguara, sin diferenciar las unidades carbonáticas como una unidad litoestratigráfica propia. Posteriormente, Wheeler (1959) realizó un estudio estratigráfico detallado de esta formación describiéndola como una sucesión marina integrada por intercalaciones de lutitas, areniscas y calizas masivas, con la presencia de facies transicionales hacia el sur y un carácter progresivamente más marino hacia el norte, punto que más adelante será discutido. En su trabajo de 1959, Wheeler tampoco considera los niveles carbonáticos como una unidad litoestratigráfica diferenciada de los depósitos siliciclásticos. En el mismo trabajo, Wheeler definió como equivalentes laterales de la Fm. Churuguara a las unidades marinas lutíticas pertenecientes a la parte superior de la Fm. El Paraíso, a la Fm. Pecaya, y a la parte inferior de la Fm. Agua Clara hacia el

centro de la cuenca (situado hacia el norte), y a las unidades deltaicas pertenecientes a las Fms. Castillo y Casupal hacia el margen sur de la cuenca, donde se interdigitan localmente con la Fm Churuguara (**Figs. 3a, 4 y 28**). Posteriormente, Díaz de Gamero (1977) reafirmó dicha equivalencia lateral con las formaciones del centro de la cuenca (p. ej. El Paraíso, Pecaya y Agua Clara) aunque no realizó estudios bioestratigráficos sobre la Fm. Churuguara. Más adelante se justificará la edad de la Fm. Churuguara mediante el estudio bioestratigráfico de macroforaminíferos y se comparará con las edades de las formaciones consideradas como equivalentes laterales.

Las unidades transicionales pertenecientes a las Fms. Castillo y Casupal (**Figs. 3a, 4 y 28**) onlapan sobre las rocas deformadas del basamento, constituidas por una sucesión paleógena de tipo *flysch* (Fm. Matatere), y localmente sobre las ofiolitas de Siquisique. Esta discordancia angular (**Fig. 29**) marca la máxima transgresión miocena sobre el paleomargen sur de la Cuenca de Falcón, y constituye su límite meridional. La Fm. Churuguara se sitúa de manera discordante sobre una sucesión de lutitas hemipelágicas del Eoceno superior perteneciente a la Fm. Jarillal, y su límite superior es concordante con la Fm. Agua Clara (**Figs. 3a, 4 y 28**). Su límite septentrional es, generalmente, por falla, consistente en un cabalgamiento de dirección ENE-OSO que pone en contacto las unidades deltaicas de la Fm. El Paraíso (en el bloque superior) por encima de las unidades mixtas carbonático-siliciclásticas de la Fm. Churuguara (en el bloque inferior) (**Fig. 28**).

5.2.1. Asociaciones y distribución de facies

Los depósitos mixtos carbonático-siliciclásticos del margen sur de la Cuenca de Falcón (Fm. Churuguara) se han agrupado en 9 asociaciones de facies en base a características litológicas, texturales, composicionales y sedimentológicas que reflejan diferentes condiciones batimétricas e hidrodinámicas en el momento de la sedimentación. En base a estas características deposicionales, cada grupo de facies se ha asociado a un ambiente sedimentario particular: rampa superior, rampa media, rampa inferior o cuenca. Las descripciones e interpretaciones de las distintas litofacies se presentan de forma resumida en la Tabla 2, se ilustran en las **Figs. 30 a 42** y se justifican a continuación:

5.2.1.1. Asociación de facies 1: *Floatstone-rudstone de lepidocyclinas*

Descripción: Esta asociación de facies se organiza en capas tabulares de orden decimétrico a métrico de calizas de color gris oscuro o beige (**Fig. 30A**), y está caracterizada por una alternancia de texturas de tipo *floatstone* y *rudstone* dominadas por grandes lepidocyclinas planares y *Operculinoides* sp., y/o *Amphistegina* sp. de menor tamaño (**Fig. 30B, C, D, E, F**). Esta litofacies se caracteriza por capas de 20 a 50 cm de espesor con una fábrica caótica, integrada por macroforaminíferos desorientados (**Fig. 30D**), intercalados con niveles inferiores a 10 cm de espesor, con una fábrica anisotrópica, caracterizados por una predominancia de macroforaminíferos con una orientación subparalela a la estratificación (**Fig. 30C**). Estas facies pueden presentar estratificación masiva, ondulada o planoparalela y, localmente, bioturbación por *burrows*. Los macroforaminíferos muestran distintos grados de abrasión, fragmentación y perforación por organismos litófagos. Es habitual la presencia de estructuras geopetales dentro de las cámaras internas de los macroforaminíferos (**Fig. 30D**) Otros componentes esqueléticos presentes en estas facies son fragmentos de algas rojas ramosas no geniculadas, fragmentos de corales, briozoos, púas y placas de equínidos y localmente, fragmentos de Peyssonneliáceas. La matriz presenta una textura de tipo *packstone* con una predominancia de pequeños fragmentos de algas rojas no geniculadas, foraminíferos planctónicos, micropeloides y glauconita. Ocasionalmente la matriz contiene un componente detrítico que puede llegar a ser importante, principalmente granos de cuarzo angulosos y subangulosos.

Interpretación: Hottinger (1997) indica que la mayor proliferación de *Lepidocyclina* y *Operculinoides* ocurría en la zona meso-oligofótica. La presencia de niveles centimétricos ricos en *Lepidocyclina* bien preservadas, con una matriz micrítica-micropeloidal, con glauconita y foraminíferos planctónicos (**Fig. 30C, E, F**), indican un ambiente sedimentario en zonas relativamente profundas, de muy baja energía y baja tasa de sedimentación. La intercalación de niveles centimétricos a decimétricos con una predominancia de macroforaminíferos relativamente profundos (p. ej. *Lepidocyclina* sp. y *Operculinoides* sp.) con signos de abrasión, una matriz bioclástica muy mal seleccionada y la presencia de estructuras geopetales, así como la ausencia de fragmentos esqueléticos característicos de ambientes relativamente someros (p. ej. miosorítidos, foraminíferos aporcelanados, corales) (**Fig. 30D**) sugiere eventos de alta energía y corta duración que remobilizaron sedimentos producidos principalmente en un ambiente meso-oligofótico, y que fueron transportados y resedimentados hacia

posiciones más distales. Esta asociación de facies se asocia a un ambiente de rampa media distal a rampa inferior.

5.2.1.2. Asociación de facies 2: *Floatstone-rudstone de heterosteginas*

Descripción: Esta asociación de facies forma capas de calizas tabulares con espesores de orden decimétrico a métrico (**Fig. 31A**), localmente arenosas, de color gris claro, beige o amarillo claro, con texturas dominadas por *rudstones* de *Heterostegina* sp. Los macroforaminíferos muestran signos de abrasión y están parcialmente orientados de forma paralela a la estratificación (**Fig. 31D**) y, ocasionalmente, forman fábricas imbricadas (**Fig. 30B, C, E**). Esta litofacies presenta estratificación masiva u ondulada y ocasionalmente bioturbación por *burrows*. Como constituyentes esqueléticos secundarios mayores de 3 mm encontramos *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., fragmentos de algas rojas, fragmentos de moluscos (bivalvos y gasterópodos) y espículas y placas de equínidos. Ocasionalmente aparecen niveles muy ricos en fragmentos de corales retrabajados y, en algunos casos, incrustados por rodófitos. Otros componentes esqueléticos de menor tamaño son *Amphistegina* sp., foraminíferos microbenónicos planiespirales y biseriados, miliólidos, y fragmentos de algas rojas. La matriz es de tipo micrítica y localmente se encuentra reemplazada total o parcialmente por cemento microesparítico. Estas facies presentan entradas episódicas de sedimentos detríticos, principalmente granos de cuarzo anguloso a subanguloso. En algunos niveles los bioclastos se encuentran parcialmente fosfatizados (**Fig. 31C**).

Interpretación: Reiss y Hottinger (1984), Hallock y Glenn (1986) y Hottinger (1997) apuntan que en mares tropicales actuales las heterosteginas proliferan entre los 40 y los 70 metros de profundidad, en la zona meso-oligofótica. La predominancia de heterosteginas orientadas y/o imbricadas (**Fig. 31B, C, E**) juntamente con componentes esqueléticos relativamente someros (p. ej. fragmentos de bivalvos y gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos aporcelanados) más la influencia de sedimentos terrígenos, indican un ambiente relativamente somero, y un medio energético, posiblemente dentro de la zona de influencia del oleaje de buen tiempo, o como mínimo, del oleaje por tormentas. Las heterosteginas podrían haber sido transportadas desde zonas relativamente más profundas durante eventos tormentosos. En otros casos encontramos acumulaciones similares de *Heterostegina* que pueden presentarse orientadas paralelamente a la estratificación o no, y una matriz micrítica (**Fig. 31D**) sin la influencia de fragmentos esqueléticos someros. Estos

niveles son ricos en fragmentos de algas rojas. En estos casos se interpreta un ambiente sedimentario relativamente más profundo, posiblemente dentro de la zona meso-oligofótica, afectado por procesos energéticos de fondo (Beavington-Penney et al., 2005; Jorry et al., 2005). Esta asociación de facies se asocia a un ambiente de rampa superior o de rampa media.

5.2.1.3. Asociación de facies 3: *Floatstone-rudstone* de rodolitos

Descripción: Esta asociación de facies se presenta en capas tabulares de escala métrica con texturas de tipo *floatstone* a *rudstone* compuestas por rodolitos concéntricos y columnares de 1 a 5 cm de diámetro con morfología subesférica o aplanados (**Fig. 32A, B, C**). Comúnmente presentan estratificación nodular (**Fig. 32B**), aunque ocasionalmente pueden presentar estratificación ondulada o masiva (**Fig. 32A**). Es muy común la presencia de componentes esqueléticos con un elevado grado de bioerosión, siendo muy evidente en los rodolitos (**Fig. 32C**). Otros componentes esqueléticos superiores a 1 cm son fragmentos de bivalvos y de corales incrustados por algas rodoíceas, y lepidocyclinas no incrustadas. Cabe destacar que las lepidocyclinas muestran un grado de bioerosión mucho menor que el resto de los componentes esqueléticos superiores a 1 cm (**Fig. 32D, E**). La matriz es de tipo *packstone* y localmente de tipo *grainstone* de grano grueso, integrada por bioclastos retrabajados (**Fig. 32D, E, F**), entre los que se reconocen fragmentos de coral, serpúlidos, bivalvos, gasrerópodos, *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculinoides* sp., fragmentos de equínidos y briozoos.

Interpretación: En mares tropicales actuales, la mayor proliferación de algas rojas y rodolitos ocurre en la zona meso-oligofótica (Pomar, 2001; Mateu-Vicens et al., 2008). En este sentido, acumulaciones importantes de rodolitos juntamente con macroforaminíferos poco retrabajados (parautóctonos) característicos de la zona meso-oligofótica (p. ej. *Lepidocyclina*, *Operculinoides*, *Miogypsina*) (Hottinger, 1997) (**Fig. 32D**), y una matriz bioclástica rica en fragmentos esqueléticos muy retrabajados (alóctonos) característicos de ambientes relativamente más someros (p. ej. fragmentos de coral, bivalvos y serpúlidos) (**Fig. 32E, F**), indican condiciones de cierta profundidad, en un ambiente de moderada energía hidrodinámica y la entrada de componentes esqueléticos transportados desde cinturones de facies más proximales. Esta asociación de facies se asocia a un ambiente de transición entre la rampa superior y la rampa media, posiblemente dentro de la zona de influencia de las tormentas.

5.2.1.4. Asociación de facies 4: *Packstone-grainstone de algas rojas.*

Descripción: Esta asociación de facies es la más representativa dentro de los carbonatos de la Fm. Churuguara. Hacia zonas proximales se interdigita con las unidades ricas en rodolitos (AF3) y hacia zonas distales con las facies dominadas por macroforaminíferos (AF1). Consta de capas métricas, tabulares, con estratificación masiva, paralela u ondulada (**Fig. 33A**) de calcarenitas con texturas de tipo *packstone-grainstone* con una predominancia de fragmentos de algas rojas ramosas, incrustantes y/o geniculadas y abundantes macroforaminíferos con distintos grados de abrasión (**Fig. 33B, C**). Estas facies presentan una gran variedad de componentes esqueléticos, entre los que se reconocen fragmentos de algas calcáreas, *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Miogyopsina* sp., *Operculinoides* sp., *Heterostegina* sp., fragmentos de equinodermos, briozoos y foraminíferos planctónicos. La matriz normalmente es de grano fino, constituida por micrita.

Interpretación: La predominancia de componentes esqueléticos que proliferan en mayor abundancia en ambientes meso-oligofóticos (p. ej. nummulítidos, lepidocyclínidos y miogyopsínidos) (Hottinger, 1997; Pomar, 2001; Hallock y Pomar, 2008), sumado a la escasez de bioclastos característicos de zonas bien iluminadas (p. ej. foraminíferos microbentónicos aporcelanados y miosorítidos) (Hottinger, 1997; Hallock y Pomar, 2008), más la presencia de una abundante matriz micrítica, indican un ambiente deposicional relativamente profundo y de baja energía hidrodinámica en un ambiente de rampa media. Por otro lado, la ocurrencia de componentes esqueléticos con diversos grados de abrasión y fragmentación y niveles pobres en matriz micrítica, sugieren eventos energéticos eventuales o episódicos que no afectaban a los cinturones de facies más proximales, pudiéndose considerar facies para autóctonas. Estos episodios energéticos podrían estar relacionados con diversos procesos, como por ejemplo tormentas excepcionales o corrientes de fondo.

5.2.1.5. Asociación de facies 5: *Biostromas y biohermos de corales*

Descripción: Esta asociación de facies está representada por intercalaciones de *floatstones*, *rudstones* y *boudstones* de corales formando biostromas (**Fig. 33D, E**) o biohermos (**Fig. 34A, B**) de orden métrico (hasta 6.5 m de espesor) y pueden presentar estratificación masiva, nodular, plano-paralela u ondulada. Un 77.8% de las 18 bioconstrucciones de corales reconocidas presentan fábricas de crecimiento de tipo *pillarstone*, mientras que un 16.7% son de tipo *domestone* y el 5.5% restante de tipo

mixstone. El grado de desarrollo de la fábrica de crecimiento varía entre elevado (colonias densamente empaquetadas) y moderado a bajo (colonias dispersas). Las colonias de corales se encuentran en posición de vida, tumbadas o fragmentadas y ocasionalmente aparecen incrustadas por algas rojas. En cuanto a la morfología de los corales identificados predominan las colonias ramosas (**Fig. 33E**), aunque también encontramos colonias masivas. La matriz presenta texturas de tipo *packstone-grainstone* diagenético (**Fig. 34C, D, E, F**) con la presencia de fragmentos de corales, bivalvos y gasterópodos, rodolitos menores de 3 cm, fragmentos de rodófitos geniculados y no geniculados, briozoos, foraminíferos incrustantes, serpúlidos, fragmentos de equínidos, *Amphistegina* sp., miosorítidos, *Miogypsina* sp., *Sphaerogypsina* sp., fragmentos de *Halimeda* sp., peloides, foraminíferos microbentónicos aporcelanados y, en muy baja proporción, foraminíferos planctónicos. La matriz está compuesta por micrita, localmente reemplazada por microesparita o esparita, y puede contener cantidades variables de cuarzo detrítico microgranular.

Interpretación: La presencia de sucesiones estratificadas ricas en corales ramosos (**Fig. 33D, E**) indica una acumulación vertical de sedimentos producidos en una predera dominada por corales. No obstante, de modo aislado, se desarrollaban estructuras coralinas con relieve positivo (**Fig. 34A, B**). La matriz bioclástica es rica en faunas producidas en la zona eufótica (p. ej. *Sphaerogypsina* sp., *Halimeda* sp., miosorítidos y otros foraminíferos aporcelanados) (Hottinger, 2001; Hallock y Pomar, 2008; Reich et al., 2015). Esta gran abundancia de foraminíferos aporcelanados epifíticos y fragmentos de *Halimeda* sp. sugiere la presencia de praderas de fanerógamas marinas (Hottinger, 2001; Sola et al., 2013; Reich et al., 2015) coexistiendo con los corales ramosos. La presencia de una abundante matriz micrítica sugiere condiciones predominantemente poco energéticas, mientras que el elevado grado de fragmentación bioclástica indicar procesos de retrabajamiento durante eventos energéticos episódicos y/o la actividad de organismos depredadores como, por ejemplo, equínidos y peces (Debenay et al., 1999; Beavington-Penney, 2004). Esta asociación de facies se asocia a un ambiente relativamente somero, dentro de la zona eufótica, en un contexto de rampa superior. Cabe destacar que la presencia de una matriz micrítica en facies marinas abiertas relativamente someras, donde se esperarían encontrar texturas características de ambientes energéticos, podría explicarse por un efecto de disipación de la energía del oleaje por parte de los organismos fijados al sustrato, como pueden ser corales ramosos y posiblemente fanerógamas marinas.

5.2.1.6. Asociación de facies 6: Calcarenita de equínidos

Descripción: Esta asociación de facies forma capas tabulares de orden métrico (no superiores a 6 m) con estratificación masiva y de color gris azulado (**Fig. 35A**). Presenta una textura de tipo *packstone-grainstone* de grano muy fino (**Fig. 35B**) y buena selección granuleométrica, compuesto esencialmente por fragmentos de equínidos (**Fig. 35C, D**). Otros componentes esqueléticos que conforman la fracción calcarenítica son fragmentos de algas rojas, fragmentos de macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos. Las calcarenitas se intercalan con niveles ricos en bivalvos (ostrácodos y pectínidos), y contienen abundantes equínidos irregulares enteros de entre 4 y 7 cm de longitud (**Fig. 35B**) y una relación ancho largo de entre 1.1 y 1.2. Esta litofacies puede contener hasta un 15% de cuarzo detrítico de grano fino a muy fino.

Interpretación: Actualmente los equínidos prosperan en una gran variedad de ambientes marinos, puesto que no presentan restricciones de profundidad (Kroh y Nebelsick, 2010). Estos organismos contribuyeron considerablemente en la producción de sedimentos carbonáticos durante el Oligoceno-Mioceno, principalmente en zonas templadas (Kroh y Nebelsick, 2010). En este sentido, la ocurrencia de depósitos dominados por restos de equínidos en carbonatos tropicales es singular y podrían estar relacionados a corrientes de *upwelling* locales que afectaban a la paleocosta de Churuguara. La presencia de grandes acumulaciones de fragmentos de equínidos retrabajados y moluscos, con texturas de tipo *grainstone* y abundantes granos siliciclásticos (**Fig. 35**), sugieren un ambiente energético de aguas poco profundas, dentro de la zona dominada por el oleaje de buen tiempo dentro de la rampa superior.

5.2.1.7. Asociación de facies 7a: Banco litoral de nummulítidos y moluscos

Descripción: Esta asociación de facies se interdigita y grada dentro de las calcarenitas ricas en bivalvos (AF 7b). Está formada por capas de orden decimétrico a métrico (hasta 2 m) con estratificación masiva, nodular u ondulada (**Fig. 36A y B**). Presenta, bases erosivas (**Fig. 36A**), niveles intensamente bioturbados y estructuras geopetales (**Fig. 36F**), y está integrada por texturas de tipo *floatstone* a *rudstone* con una predominancia de *Operculinoides* sp. y fragmentos de moluscos (**Fig. 36D, E, F**). Otros componentes esqueléticos habituales son fragmentos de *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., miososrítidos, foraminíferos microbentónicos aporcelanados, fragmentos de equínidos, serpúlidos, fragmentos de rodófitos

ramosos, fragmentos de coral, restos de *Halimeda* sp. y foraminíferos planctónicos. De manera muy dispersa se encuentran fragmentos de crustáceos. Los macroforaminíferos más grandes (p. ej. *Heterostegina* sp.) presentan una cierta orientación paralela a la estratificación y/o imbricación (**Fig. 36D**). Por otro lado, gran parte de los fragmentos esqueléticos presentan cierto grado de abrasión y retrabajamiento, siendo los bioclastos de menor tamaño los mejor preservados (p. ej. miliólidos y foraminíferos planctónicos). La matriz es bioclástica, con cantidades variables de micrita y texturas de tipo *wackestone-packstone* y localmente de tipo *grainstone* (**Fig. 36D, E, y F**). La micrita puede encontrarse parcial- o totalmente reemplazada por cemento microesparítico o esparítico, y localmente por cemento dolomítico. Episódicamente aparecen niveles marcados por la entrada de detríticos, principalmente granos finos a medios de cuarzo subanguloso a subredondeado, pudiendo llegar hasta un 4%.

Interpretación: Según Hottinger (1977), Buxton y Pedley (1989) y Beavington-Penney y Racey (2004), los nummulítidos se desarrollaban en mayor abundancia en ambientes oligofóticos, y fueron importantes productores de carbonato en ambientes de rampa media durante el Cenozoico. La presencia de bases erosivas y la gran abundancia de componentes esqueléticos característicos de la rampa media (p. ej. *Operculinoides* sp., *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp. y algas rojas) con signos claros de abrasión, juntamente con la ocurrencia de bioclastos retrabajados característicos de la rampa superior (p. ej. miosorítidos, foraminíferos microbéntónicos aporcelanados y fragmentos de corales) (**Fig. 36D, E, F**), además de la presencia de foraminíferos planctónicos, restos de crustáceos, abundantes fragmentos de bivalvos y gasterópodos con estructuras geopetales (**Fig. 36F**) y una matriz micrítica irregularmente distribuida, sugiere eventos de alta energía y breve duración en un contexto litoral. Estos depósitos se interpretan como el resultado de episodios tormentosos que causaban la resedimentación de componentes esqueléticos producidos en la rampa media hacia la costa.

5.2.1.8. Asociación de facies 7b: *Calcarenitas bioclásticas ricas en fragmentos de bivalvos*

Descripción: Esta asociación de facies puede aparecer intercalada con la AF 7a o no, y está representada por capas de orden métrico (inferiores a 2 m) de calcarenitas bioclásticas masivas, que ocasionalmente presentan bases erosivas (**Fig. 37A, B**). Las texturas representativas de esta litofacies son *packstones* y *grainstones*

de grano muy fino a grueso ricos en fragmentos de bivalvos (*Pecten* sp. y *Anadara* sp.), gasterópodos (*Turritella* sp.) y equinodermos (**Fig. 37B, C, D, E, F**). Otros componentes esqueléticos característicos de estas litofacies son fragmentos de algas rojas incrustantes y geniculadas, *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., miosorítidos, foraminíferos microbentónicos aporcelanados, fragmentos de corales, restos de *Halimeda* sp., fragmentos de serpúlidos y restos de equínidos. Estas facies pueden contener cantidades variables de cuarzo detrítico. La matriz puede ser bioclástica de grano muy fino o de tipo micrítica.

Interpretación: Esta asociación de facies está representada por una fracción rudita dominada por moluscos y una fracción calcarenítica dominada por organismos típicos de la zona eufótica (p. ej. miosorítidos, foraminíferos microbentónicos aporcelanados, fragmentos de coral, *Halimeda* sp.) (**Fig. 37**). Las características composicionales y sedimentológicas de esta litofacies, más la ocurrencia de bases erosivas y una matriz pobre en micrita, indican condiciones de alta energía en un ambiente litoral.

5.2.1.9. Asociación de facies 8: Facies siliciclásticas marinas profundas

Descripción: Esta asociación de facies se caracteriza por sucesiones dominadas por paquetes decamétricos de lutitas negras (**Fig. 38A**), ricas en foraminíferos planctónicos, con intercalaciones centimétricas a métricas de areniscas inmaduras. Estos niveles de areniscas forman capas tabulares, lenticulares o canaliformes con estratificación masiva, ondulada o planoparalela en sucesiones habitualmente estrato- y granodecrecientes. No obstante, en algunos casos se presentan en sucesiones inversas (estrato- y granocrecientes). Pueden presentar laminación planoparalela, laminación ondulada y *ripples* (preferentemente hacia el techo de las capas). Ocasionalmente se observan estructuras de tipo *slump*. Litológicamente se distinguen 2 tipos de areniscas diferentes según la clasificación de Folk (1968): (1) *Wackes* líticas de color verde, de grano fino a medio, muy mal seleccionadas y con más de un 50% de glauconita (llegando a superar en algunos casos el 95% de la fracción arena) (**Fig. 38B, C**). Estas areniscas son muy ricas en foraminíferos planctónicos (**Fig. 38C**) y presentan una matriz lutítica parcial o totalmente alterada, con la presencia de cemento ferruginoso (**Fig. 39F**). Otros fragmentos esqueléticos resedimentados son *Operculinoides* sp., *Amphistegina* sp. y *Bigenerina* sp. El resto de la fracción arena está constituido por cuarzo detrítico, anguloso a subanguloso, con extinción ondulante y chert (**Fig. 39A, B**). (2) *Wackes* líticas de color gris, beige o marrón con una predominancia de cuarzo anguloso a

subanguloso, de grano fino a muy fino, chert y granos de glauconita (menos del 50%) (**Fig. 39C, D**). Estas areniscas pueden ser más o menos bioclásticas, con la presencia de foraminíferos planctónicos y localmente contienen intraclastos de limolita micácea de tamaño rudita (**Fig. 38E**). La matriz está integrada por lutita parcial o totalmente alterada con la presencia de cemento ferruginoso y/o dolomítico (**Fig. 39E, F**).

Interpretación: La predominancia de unidades lutíticas oscuras con abundantes foraminíferos planctónicos y niveles ricos en glauconita indica tasas de sedimentación relativamente bajas en un ambiente marino de tipo pelágico (**Fig. 38**). La intercalación de niveles de areniscas muy mal seleccionadas, con una matriz lutítica rica en foraminíferos planctónicos (**Fig. 38C, E**), en sucesiones predominantemente estrato- y granodrecrecientes, organizadas en secuencias típicas de Bouma (ver Bouma, 1962), además de la presencia de capas con morfología canaliforme y estructuras sedimentarias indicativas de procesos energéticos en un ambiente marino profundo (p. ej. bases erosivas, *slumps*, *ripples*, estratificación planoparalela), indica procesos de sedimentación de tipo turbidítico. Ocasionalmente, intercaladas dentro de la sucesión de lutitas pelágicas, aparecen intervalos dominados por sucesiones estrato- y granocrecientes de areniscas tableadas (**Fig. 38A**) de grano fino o muy fino, que se interpretan como depósitos de prodelta.

5.2.1.10. Asociación de facies 9: Facies siliciclásticas litorales

Descripción: Esta asociación de facies está representada por alternancias de lutitas grises y areniscas en sucesiones mayoritariamente estrato- y granocrecientes (**Fig. 40A, E**). Las unidades lutíticas presentan espesores de escala métrica a decamétrica, localmente laminación planoparalela y niveles densamente bioturbados. Las icnofacies más comunes son de tipo *Gyrolithes* y galerías verticales con sección circular (**Fig. 41C, D**). Las areniscas se presentan en capas tabulares de orden decimétrico a métrico (inferiores a 2 m) con estratificación planoparalela (**Fig. 40A, C, D**), ondulada o cruzada (ocasionalmente de tipo *herringbone*). Algunos niveles presentan bases erosivas y estructuras sedimentarias de tipo laminación paralela, *ripples* (**Fig. 40B**) y laminación cruzada de tipo *hummocky* (**Fig. 40D**). Las estructuras sedimentarias pueden quedar parcial o totalmente destruidas por la bioturbación, que en algunos niveles llega a ser muy abundante (**Fig. 41A y B**). En estos casos se observa estratificación o laminación discontinua. Las icnofacies más habituales presentes en los niveles de areniscas son *Gyrolithes* (**Fig. 41C**), *Ophiomorpha* (**Figs. 41E y 42A**), *Cruziana* (**Fig. 41F**) y *Thalassinoides* (**Fig. 42B**). Se han reconocido 3

tipos de areniscas composicionalmente distintas: (1) *Wackes* líticas de color verde (**Fig. 41A**), de grano fino a medio, muy ricas en galuconita (>50%) con abundantes gasterópodos y bivalvos. El resto de la fracción arena contiene granos detríticos de cuarzo con extinción ondulante mono o policristalino, chert y micas. Pueden contener intraclastos de limolita. (2) *Wackas* líticas de color gris a beige (**Fig. 40A, B, C y D**), de grano fino a medio con un componente detrítico compuesto por cuarzo mono y policristalino, chert, glauconita (entre un 0% y un 50%) y micas. Pueden contener intraclastos de limolita. Estas areniscas son ricas en bivalvos y gasterópodos. (3) cuarzoarenitas blancas de grano medio a grueso, con muy buena selección granulométrica y alta porosidad (**Fig. 40E y F**). Los granos de cuarzo presentan un grado de redondez de sub-redondeado a redondeado y están cementados por cemento de sílice de tipo menisco. Estas areniscas no contienen fósiles y son muy parecidos a los niveles de areniscas deltaicas de la Fm. El Paraíso.

Interpretación: Esta asociación de facies incluye una gran diversidad de ambientes siliciclásticos litorales. Por ejemplo, la presencia de cuarzoarenitas muy bien seleccionadas con estratificación cruzada, en sucesiones estrato- y granocrecientes indica un ambiente litoral energético, incluyendo barras de desembocadura deltaica y barras de retrabajamiento litoral en ambientes de frente deltaico (**Fig. 40A, E, F**). La presencia de niveles delgados de areniscas con bivalvos, bioturbación y estructuras tractivas de oleaje, intercaladas con lutitas altamente bioturbadas (**Fig. 40C, D**) sugiere un ambiente litoral protegido con la ocurrencia episódica de eventos tempestíficos. La presencia de lutitas con *Gyrolithes* (**Fig. 41C**) es típica de ambientes marinos salobres, como por ejemplo *lagoons* o estuarios, y llanuras de inundación (Gernant, 1972; Netto et al., 2007).

5.2.2. Sucesiones de facies

A escala de afloramiento, las litofacies descritas en el apartado anterior se agrupan en sucesiones de profundización y somerización alternadas, limitadas por superficies estratigráficas abruptas, que se interpretan como superficies de máxima inundación o de máxima regresión. Estas sucesiones, de escala métrica a decamétrica, representan ciclos elementales causados por fluctuaciones relativas del nivel del mar de alta frecuencia y de baja amplitud, y corresponden a parasecuencias (*sensu* Spence y Tucker, 2007). Se han reconocido cinco tipos de parasecuencias a lo

largo de los bancos carbonáticos aislados que afloran en el margen sur de la Cuenca de Falcón (**Fig. 43**).

5.2.2.1. *Parasecuencia A*

La parasecuencia A presenta un espesor comprendido entre 0.2 y 1 metro y está limitada por superficies abruptas que marcan cambios texturales en la roca (**Fig. 43A**), y ocasionalmente por *hardgrounds*. Esta parasecuencia es característica de ambientes de rampa inferior y se interpreta como resultado de pausas sedimentarias más o menos prolongadas, que podrían estar relacionadas con pulsos transgresivos, seguidas episodios de sedimentación.

Los periodos de no sedimentación se caracterizan por el desarrollo de *hardgrounds* submarinos, niveles ennegrecidos, fosfatización de los bioclastos (**Fig. 31C**) y niveles ricos en glauconita autigénica. Los episodios de acumulación de sedimentos se caracterizan por dos unidades, una inferior y una superior. La unidad inferior, de espesor decimétrico, presenta texturas de tipo *floatstone* a *rudstone* de lepidocyclinas desorientadas (**Fig. 30D**, y AF 1 en la Tabla 2). Es habitual la presencia de estructuras geopetales, una matriz irregular y un elevado grado de fragmentación bioclástica (**Fig. 30D**), indicando condiciones energéticas. La unidad superior está integrada por un nivel centimétrico con macroforaminíferos orientados paralelamente a la estratificación, una matriz muy rica en fango micrítico y un menor grado de fragmentación de los bioclastos (**Fig. 30C, E, F**), indicando condiciones de baja energía hidrodinámica. Esta parasecuencia se interpretan como una debrita, caracterizada por una fábrica caótica de más alta energía (unidad inferior) y una fábrica laminada de más baja energía (unidad superior), y son el producto de procesos de resedimentación desde la rampa media hacia la rampa inferior.

5.2.2.2. *Parasecuencia B*

Esta secuencia elemental tiene un espesor comprendido entre 0.5 y 6 metros, y está limitada por superficies transgresivas abruptas que marcan cambios texturales en la roca (**Fig. 43B**). Esta parasecuencia es característica de ambientes de rampa media-distal y se interpreta como resultado de dos pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión y regresión.

El pulso transgresivo se caracteriza por la sedimentación de *floatstones-rudstones* de macroforaminíferos con abundantes lepidocyclinas relativamente bien preservadas y una matriz rica en micrita (**Fig. 30B**, y AF1 en la Tabla 2). Estas facies se depositaron en un contexto de rampa media distal, en un ambiente relativamente profundo y muy baja energía hidrodinámica. El contenido en glauconita aumenta progresivamente hacia el techo de la unidad transgresiva., indicando una disminución de la tasa de sedimentación y/o producción de carbonato. El techo de esta unidad transgresiva se caracteriza por la presencia de un *hardground*, que se interpreta como una superficie de ahogamiento de la rampa carbonática y se asocia a una superficie de máxima inundación.

Los depósitos regresivos están representados por *packstones* y localmente *grainstones* de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 33B, C**; y AF 4 en la Tabla 2) con un grado de fragmentación y retrabajamiento bioclástico relativamente mayor que los depósitos transgresivos, tratándose de facies parautóctonas. Estas características sedimentológicas y tafonómicas indican un aumento de la energía hidrodinámica a causa de una disminución de la acomodación. Esta unidad regresiva es característica de ambientes de rampa media.

5.2.2.3. Parasecuencia C

La Parasecuencia C está limitada por superficies transgresivas abruptas o por superficies compuestas por un *hardground* más una superficie transgresiva, y su espesor oscila entre 2 y 8 metros (**Fig. 43B**). Esta parasecuencia es característica de ambientes de rampa superior a rampa media y se interpreta como el resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

Los depósitos transgresivos están representados por calcarenitas y localmente calciruditas muy ricas en macroforaminíferos y fragmentos de algas rojas (**Fig. 33B, C**; y AF 1 en la Tabla 2) depositadas en un contexto de rampa media. Los fragmentos esqueléticos muestran un grado de abrasión y retrabajamiento que varía entre bajo y moderado (siendo significativamente menor que en los depósitos de la Parasecuencia A), pudiéndose considerar facies parautóctonas. El contenido de micrita en la matriz varía también de manera significativa debido a una alternancia de texturas de tipo *packstone* y *grainstone* en niveles de orden decimétrico a métrico, aunque las primeras dominan volumétricamente sobre las segundas y, además, son más

abundantes hacia el techo de esta unidad. Esta alternancia indica un ambiente sedimentario de baja energía con episodios puntuales de alta energía, causados probablemente por eventos tormentosos episódicos y/o excepcionales. En una sucesión ideal, el contenido en glauconita autigénica aumenta progresivamente hacia el techo de esta unidad, en concentraciones que oscilan entre un 0% y un 5%. Estas características sedimentológicas indican una disminución de la tasa de sedimentación y una tendencia de profundización. La superficie de máxima inundación, en ocasiones, puede estar marcada por un nivel de mayor concentración de glauconita autigénica o por una superficie de ahogamiento de la factoría de carbonato (*hardground*, nivel de fosfatización o nivel de condensación).

El pulso regresivo inicial se caracteriza por el desarrollo de *floatstones* y *rudstones* de rodolitos y macroforaminíferos retrabajados con una matriz bioclástica de grano grueso, integrada por una gran variedad de componentes esqueléticos fragmentados (**Fig. 32**, y AF 3 en la Tabla 2). La matriz es bastante irregular y se encuentra parcialmente removida, preservando zonas limpias de micrita. Esta unidad es característica de la zona de transición entre la rampa superior y la rampa media, en un ambiente con cierta energía hidrodinámica, posiblemente en la zona de influencia del oleaje por tormentas.

El pulso regresivo final se caracteriza por el desarrollo de biostromas (**Fig. 33D**, E; y AF 5 en la Tabla 2) y localmente biohermos de corales (**Fig. 34A, B**; y AF 5 en la Tabla 2) mayoritariamente ramosos, con una matriz bioclástica rica en organismos eufóticos (p. ej. miosorítidos y otros foraminíferos aporcelanados, *Sphaerogypsina* sp., *Halimeda* sp.) y abundante micrita (**Fig. 34C, D, E, F**). Los componentes esqueléticos muestran un elevado grado de fragmentación, retrabajamiento y bioerosión. Estos depósitos se localizan en un contexto de rampa superior, y se interpretan como praderas de corales ramosos y de fanerógamas marinas con un grado de desarrollo variable. La abundante matriz micrítica y el elevado grado de retrabajamiento de los bioclastos indican condiciones hidrodinámicas de baja energía con eventos esporádicos altamente energéticos que propiciaban la fragmentación y el retrabajamiento bioclástico. Otra posibilidad es que la energía hidrodinámica fuera dispersada o atenuada por las comunidades de organismos y/o plantas fijadas en el sedimento. Por lo tanto, estas facies se desarrollaban dentro de la zona eufótica, en la zona de influencia del oleaje de buen tiempo o por debajo de este nivel hidrodinámico.

5.2.2.4. Parasecuencia D

El espesor de esta secuencia elemental, limitada por superficies transgresivas abruptas, oscila entre 5 y 10 metros (**Fig. 43C**), y es característica de ambientes de rampa superior a rampa media. Se caracteriza por una sucesión de facies monótona, con variaciones composicionales muy sutiles, y se interpreta como el resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

El pulso transgresivo se caracteriza por la sedimentación de calcarenitas bien seleccionadas de grano fino, con texturas de tipo *packstone-grainstone*, constituidas en más de un 90% por fragmentos de equínidos (**Fig. 35C, D**; y AF 6 en la Tabla 2). El 10% restante lo constituyen fragmentos de algas rojas, restos de macroforaminíferos, foraminíferos planctónicos y otros bioclastos. Los tests bioclásticos presentan un elevado grado de fragmentación, probablemente a causa de una elevada actividad de predación por parte de peces y/o equínidos (Debenay et al., 1999; Beavington-Penney, 2004). Esta facies contiene una cantidad variable de cuarzo detrítico, que disminuye hacia el techo de la unidad transgresiva en proporciones que van desde un 15% a <1%. Es habitual la presencia de equínidos irregulares (infáunicos) preservados dentro de las calcarenitas (**Fig. 35B**), siendo más abundantes hacia el techo del término transgresivo. Esta sucesión muestra una tendencia de profundización. La presencia de una matriz micrítica irregular, juntamente con una fábrica bioclástica de grano fino y la influencia de sedimentos siliciclásticos litorales, indica un ambiente sedimentario relativamente proximal y con una energía hidrodinámica variable, pudiéndose situar entre la zona de oleaje de tormentas y la zona de oleaje de buen tiempo.

El pulso regresivo inicial se caracteriza por la sedimentación de la misma litofacies que durante el pulso transgresivo, aunque en este caso el contenido en cuarzo detrítico aumenta hacia el techo de la unidad regresiva mientras que el número de equínidos infáunicos preservados dentro del sedimento disminuye ligeramente. Hacia la parte alta del término regresivo inicial aparecen restos de bivalvos más o menos retrabajados y bioerosionados (principalmente ostreas), marcando una tendencia de somerización.

El pulso de caída relativa del nivel del mar se caracteriza por una porgradación del cinturón de facies litoral hacia cuenca, formado por *packstones-grainstones* bioclásticos dominados por fragmentos de moluscos (**Fig. 37**, y AF 7b en la Tabla 2) o

por bancos litorales de *Operculinoides* (**Fig. 36**, y AF 7a en la Tabla 2). Estas facies son pobres en matriz micrítica, con una predominancia de las texturas de tipo *grainstone*, indicando un ambiente energético.

5.2.2.5. Parasecuencia E

Esta parasecuencia (Fig. 43D) presenta un espesor comprendido entre 5 y 20 metros y está limitada por superficies transgresivas abruptas o por superficies compuestas por una superficie de exposición subaérea más una superficie transgresiva. Es característica de ambientes transicionales y se interpreta como resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

Los depósitos transgresivos están integrados por calciruditas y calcarenitas ricas en bivalvos y macroforaminíferos retrabajados (**Figs. 36 y 37**, y AF 7 en la Tabla 2) formando bancos litorales en un ambiente de alta energía. Estas acumulaciones de macroforaminíferos se asocian a eventos tormentosos excepcionales que removían los componentes esqueléticos desde la rampa media hasta las zonas litorales.

El primer pulso regresivo registra un episodio de sedimentación siliciclástica en un ambiente estuarino protegido (**Fig. 40C, D**; y AF 9 en la Tabla 2), situado por detrás de los bancos litorales calcareníticos (**Figs. 36 y 37**, y AF 7 en la Tabla 2). La abundante bioturbación y la presencia de *Gyrolithes* (**Fig. 41C**) sugieren un ambiente marino somero de tipo salobre (indicando episodios de conexión y desconexión con el mar abierto) (Gernant, 1972; Netto et al., 2007). Por otro lado, la alternancia de lutitas y niveles delgados de areniscas con *ripples* (**Fig. 40C, D**) indican un ambiente de baja energía hidrodinámica con episodios tempestíticos recurrentes.

El pulso de caída relativa del nivel del mar se caracteriza por la progradación del cinturón de facies deltaico (*bayhead delta* o delta estuarino), integrado por barras de desembocadura cuarzoareníticas (**Fig. 40E, F**; y AF 9 en la Tabla 2), por encima de las lutitas estuarinas.

5.2.2.6. Parasecuencia F

Este tipo de parasecuencia (**Fig. 43E**) tiene un espesor de 5 a 20 metros y está limitada por superficies transgresivas abruptas y, ocasionalmente, por superficies

erosivas. Es característica de un sistema de plataforma siliciclástica abierta y se interpreta como resultado de tres pulsos de variación relativa del nivel del mar: transgresión, regresión inicial y regresión final.

Los depósitos transgresivos se caracterizan por una unidad basal o *lag* transgresivo constituido por niveles de areniscas glauconíticas de orden decimétrico a métrico (inferior a 2 m) en sucesiones estrato- y granocrecientes (**Fig. 41A**, y AF 9 en la Tabla 2). Estas facies presentan abundante bioturbación (**Fig. 41A**), *ripples* y son ricas en moluscos y bivalvos. Se interpretan como resultado del retrabajamiento y la acumulación de depósitos glauconíticos autóctonos, depositados durante episodios de tormenta desde zonas de plataforma distal a zonas plataforma proximal. Por encima de esta unidad basal encontramos depósitos transgresivos más profundos representados por una sucesión lutítica (**Fig.38A**, y AF 8 en la Tabla 2) rica en glauconita autóctona, depositada en un ambiente de baja energía hidrodinámica, en un contexto de plataforma siliciclástica distal situada por debajo del nivel del oleaje de tormentas. La superficie de máxima inundación se localiza en la zona de mayor acumulación de glauconita autóctona, indicando bajas tasas de sedimentación.

El pulso regresivo inicial se caracteriza por una sucesión alternante de lutitas bioturbadas (**Fig. 41D**, y **AF9** en la Tabla 2) y areniscas con estructuras tractivas en un ambiente de energía hidrodinámica moderada con la influencia de tormentas y corrientes de marea, dentro de la zona de plataforma siliciclástica proximal.

El pulso de caída relativa del nivel del mar registra una sedimentación de cuarzoarenitas bien seleccionadas, con estructuras sedimentarias mareales (*herringbones*, *ripples*, estratificación y laminación cruzada, y granoclasificación positiva) depositadas en la zona de retrabajamiento litoral (**Fig. 40A**). Este cinturón de facies progradada por encima de las facies lutíticas de la plataforma siliciclástica.

5.2.3. Modelos deposicionales de los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos de Churuguara

A partir de la identificación de los diferentes cinturones de facies y su distribución espacial y temporal, se han observado tres sistemas deposicionales distintos (**Figs. 44** y **46**) que se desarrollaron en diferentes momentos dentro de la evolución de las subcuencas de La Danta y Churuguara (margen sur de la Cuenca de

Falcón) (**Fig. 28**). Durante el Mioceno inferior, la sedimentación en estas dos subcuencas estuvo dominada por periodos siliciclásticos y periodos mixtos carbonático-siliciclásticos. En el Aquitaniense inferior se desarrollaron sistemas de plataformas clásticas someras con la ausencia de depósitos carbonáticos. Durante el Aquitaniense superior, se formó un sistema mixto carbonático-siliciclástico con una predominancia de equínidos. El Burdigaliense inferior estuvo dominado de nuevo por una sedimentación siliciclástica, mientras que, durante el Burdigalense medio, se desarrolló un sistema mixto carbonático-siliciclástico dominado por macroforaminíferos y algas rojas, y la formación de cinturones de facies marginales con producción de corales.

5.2.3.1. Modelo deposicional de la rampa carbonática de equínidos del Aquitaniense de Churuguara

Durante el Aquitaniense superior, dentro de la Subcuenca de Churuguara, se desarrolló un extenso sistema carbonático dominado por equínidos. Esta unidad carbonática está altamente compartimentada por una serie de fallas transcurrentes de dirección NO-SE y un sistema de cabalgamientos de doble vergencia norte y sur (**Fig. 28**), por lo que no se ha observado ningún afloramiento donde se preserve la geometría deposicional original de este sistema carbonático. Por otro lado, los paneles de correlación que se presentan más adelante, en el apartado de estratigrafía secuencial 5.2.4., muestran que esta unidad carbonática no presenta cambios de espesor brusco, sino más bien cierta continuidad lateral, con una disminución de espesor gradual hacia los márgenes occidental y septentrional y hacia cuenca. También se ha observado que las facies de mayor energía se encuentran hacia las zonas más proximales del sistema carbonático (cerca de la línea de costa) y disminuyen progresivamente de energía hacia cuenca. Ésta es una característica de los sistemas carbonáticos con una geometría deposicional en forma de rampa. Además, la presencia de facies resedimentadas provenientes de la rampa media distal (p. ej. fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos) en posición de rampa inferior, podría explicarse por la presencia de un talud distal que funcionara como zona de *bypass* desde la rampa media hacia la rampa inferior. Teniendo en cuenta las evidencias sedimentológicas y estratigráficas mencionadas anteriormente se asume un modelo de rampa carbonática distalmente acentuada. A partir del estudio de los aspectos texturales de las facies sedimentarias y las características tafonómicas y composicionales de los componentes esqueléticos se han identificado cinco ambientes

sedimentarios dentro de este sistema carbonático, que se ilustran en la **Fig. 44B** y se describen a continuación desde la rampa inferior hasta un dominio de *lagoon*:

Rampa inferior

La rampa inferior se localiza por debajo del talud distal y contiene depósitos representados por *floatstones-rudstones* de macroforaminíferos (principalmente lepidocyclinas) con una matriz micrítica, micropeloidal, con abundantes fragmentos de algas rojas, foraminíferos planctónicos y glauconita, que se caracterizan por una alternancia de fábricas caóticas, con alta fragmentación bioclástica (**Fig. 30D**), intercaladas con niveles centimétricos con una orientación subhorizontal de los macroforaminíferos, y menor grado de abrasión (**Fig. 30C**). Esta litofacies es el resultado de flujos gravitacionales episódicos acumulados en un contexto de rampa inferior. La predominancia de lepidocyclinas, *Operculinoides*, fragmentos de algas rojas así como la abundancia de estructuras geopetales y la ausencia de bioclastos de aguas someras (p. ej. rampa superior) indica que estos flujos gravitacionales se originaban sobre los cinturones de facies ricos en fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos, en un contexto de rampa media a rampa media distal. El origen de estos depósitos puede ser consecuencia de tormentas excepcionales o corrientes de fondo que causen la removilización de los componentes esqueléticos desde la rampa media, a través del talud distal, hasta la rampa inferior. Otro mecanismo propuestos en la literatura para explicar la removilización de facies situadas por debajo del nivel de oleaje de buen tiempo es la acción de olas internas sobre la rampa media (Pomar et al. 2012).

Rampa media

Se caracteriza por la presencia de *pakstones* de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 33B**) (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Lepidocyclina*, *Operculinoides* y *Miogypsina*), con abundantes restos de equínidos retrabajados, formando parte de la matriz calcarenítica. Estas características sugieren que esta litofacies se formó en un ambiente mesofótico a oligofótico, mientras que la presencia de una matriz micrítica indica un ambiente de baja energía, situado por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo. Interestratificados dentro de estas facies aparecen, de manera aislada, depósitos de orden decimétrico, dominados por *rudstones* de heterosteginas con cierta orientación paralela a la estratificación (**Fig. 31D**; y AF 2 en la Tabla 2). Los macroforaminíferos muestran cierto grado de fragmentación y

retrabajamiento, posiblemente como consecuencia de un proceso de abrasión durante un proceso de transporte sedimentario. Se supone un proceso de transporte y acumulación dentro de la rampa media, posiblemente a causa de corrientes subacuáticas, por la presencia de estructuras laminares, imbricación de los bioclastos (**Fig. 31B**), estratificación cruzada y/o estratificación ondulada, así como por la presencia de niveles con una matriz pobre en micrita.

Rampa superior

Este cinturón de facies se puede subdividir en dos subambientes sedimentarios:

Rampa superior distal

La rampa superior distal se encuentra por debajo de la zona de oleaje de buen tiempo y está dominada por calcarenitas de grano fino, compuestas en más de un 90% por fragmentos de equínidos (placas y púas), con la ocurrencia de equínidos infáunicos bien preservados y una matriz rica en micrita (**Fig. 35**, y AF 6 en la Tabla 2). Dentro de la fracción calcarenítica encontramos también restos de algas rojas, fragmentos de macroforaminíferos y cantidades variables de cuarzo detrítico (entre 0% y 5%). Estos niveles indican una predominancia de la población de equínidos sobre otros organismos productores de carbonato, representado la principal factoría de carbonato en la rampa superior. Por otro lado, el elevado grado de fragmentación y bioerosión de los componentes esqueléticos (p. ej. algas rojas y macroforaminíferos) indica una intensa actividad de depredación. Esta actividad depredativa posiblemente propició la formación de gran parte de la fracción calcarenítica e incluso del fango micrítico (Debenay et al., 1999; Beavington-Penney, 2004). Por otro lado, la presencia de abundantes foraminíferos planctónicos indica condiciones de mar abierto.

Rampa superior proximal

La rampa superior proximal se encuentra dentro de la zona de oleaje de buen tiempo y está dominada por calcarenitas bien seleccionadas, con texturas de tipo *packstone-grainstone*, compuestas principalmente por fragmentos de equínidos (placas y púas) (**Fig. 35C, D**; y AF 6 en la Tabla 2), restos de bivalvos, gasterópodos y macroforaminíferos altamente fragmentados y bioerosionados. La presencia de equínidos infáunicos es menor en este ambiente y el contenido en detríticos es

relativamente mayor (entre 5 y 15%). Este ambiente se caracteriza por una predominancia de restos de equínidos por encima de otros bioclastos. Por otra parte, la elevada tasa de fragmentación de los componentes esqueléticos indica una actividad depredativa muy intensa.

Barrera litoral

La zona de barrera litoral separa los depósitos carbonáticos de mar abierto de los depósitos siliciclásticos protegidos, se localiza en la franja de retrabajamiento costero y se caracteriza por depósitos dominados por calciruditas y/o calcarenitas de grano fino a grueso, bien seleccionadas, con una importante fracción detrítica y texturas de tipo *grainstone*, muy ricas fragmentos de moluscos (bivalvos y gasterópodos) y restos de equínidos (**Fig. 37D, E, F**; y AF 7b). Contienen otros bioclastos retrabajados característicos de la zona eufótica como miosorítidos y miliólidos. Estos niveles carbonáticos presentan estructuras tractivas e imbricación de los bioclastos indicando condiciones energéticas. Es habitual la presencia de bancos litorales de *Operculinoides* (**Fig. 36**, y AF 7a) resedimentados dentro de este cinturón de facies, posiblemente transportados desde la rampa media durante periodos tormentosos.

Lagoon

Detrás del cinturón de facies costero de alta energía se produjo una sedimentación siliciclástica en un ambiente protegido (**Fig. 40C, D, E, F**; y AF 9 en la Tabla 2). La presencia de bioturbación de tipo *Gyrolithes* (**Fig. 41C**) dentro de las facies lutíticas indica un ambiente salobre de aguas someras (Gernant, 1972; Netto et al., 2007). La intercalación de niveles de areniscas con estructuras tractivas, matriz limolítica y niveles lutíticos (**Fig. 40D, F**) con una elevada bioturbación indica eventos tormentosos episódicos seguidos de episodios de calma caracterizados por una intensa actividad biológica. Este ambiente sedimentario se desarrolló en las partes marginales del sistema un sistema de rampa carbonática dominada por equínidos de Churuguara (**Fig. 44B**) durante el Aquitaniense (ver el apartado de estratigrafía secuencial 5.2.4.)

5.2.3.2. *Modelo deposicional de las rampa carbonática rodalgal del Burdigaliense de Churuguara*

Durante el Burdigaliense (ver el apartado de estratigrafía secuencial 5.2.4.) se desarrolló un extenso sistema carbonático de tipo rodalgal dentro de la Subcuenca de Churuguara que, al igual que en el caso anterior, se encuentra compartimentado por el mismo sistema de fallas y pliegues (**Fig. 28**). En este caso se preservan algunos afloramientos parciales del sistema carbonático burdigaliense en el que se pueden apreciar relaciones angulares y geometrías deposicionales. El afloramiento mostrado en la **Fig. 45** representa una sección parcial del perfil deposicional de este sistema carbonático donde se observa una continuidad lateral de los cuerpos carbonatados y una ausencia de protuberancias y/o relieves a lo largo de esta sección del perfil deposicional. Localmente también se observa estratificación cruzada. En este caso también se reconoce un cinturón de facies energéticas hacia las zonas proximales, una disminución progresiva de la energía hacia cuenca, y un cinturón distal (rampa inferior) de facies resedimentadas desde una posición de rampa media. Con estas observaciones se considera, al igual que en el caso anterior, que la geometría deposicional se corresponde con una rampa distalmente acentuada. Con el estudio de las características texturales, tafonómicas y composicionales de las facies sedimentarias y de sus componentes esqueléticos se han identificado 5 ambientes sedimentarios para cada uno de los sistemas de rampa distalmente acentuada del Burdigaliense de Churuguara, que se ilustran en la **Fig. 44A** y se describen a continuación, empezando desde la rampa inferior y terminando en la zona de *lagoon*:

Rampa inferior

Localizada por debajo del talud distal, se caracteriza por la presencia de *floatstones-rudstones* de macroforaminíferos (principalmente *Lepidocyclina*) (**Fig. 30**, y AF 1 en la Tabla 2) con una alternancia de unidades decimétricas caóticas y niveles centimétricos con orientación subhorizontal de los macroforaminíferos como resultado de flujos gravitacionales episódicos en un ambiente marino profundo. Este ambiente deposicional presenta características muy similares a las descritas en el apartado 5.2.3.1, correspondientes a la rampa de equínidos del Aquitaniense superior de Churuguara.

Rampa media

Situada por debajo del nivel de oleaje de buen tiempo y por encima del talud distal se caracteriza por una sedimentación dominada por algas rojas y macroforaminíferos. La rampa media se puede subdividir en dos subambientes deposicionales:

Rampa media distal

Está representada por un ancho cinturón de facies formado por *packstones/grainstones* ricos en fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 33B**, y AF 4 en la Tabla 2) (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Lepidocyclina* y *Miogypsina*), donde los componentes característicos de ambientes eufóticos (p. ej. algas verdes, miliólidos y miosorítidos) se encuentran retrabajados, en muy bajas proporciones y formando parte de la matriz calcarenítica. Los fragmentos esqueléticos presentan diferentes grados de abrasión y retrabajamiento, mientras que la proporción de macroforaminíferos aumenta hacia las zonas más distales (**Fig. 30B**, y AF 1 en la Tabla 2). La matriz es muy rica en micrita y localmente es de tipo micropeloidal. Estas asociaciones de facies (AF4 y AF1) son característica de un ambiente mesofótico a oligofótico, con muy baja energía hidrodinámica, situada por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo. Por otro lado, el grado de fragmentación y retrabajamiento de los bioclastos, así como la presencia de niveles con texturas de tipo *grainstone* (**Fig. 33C**), indica eventos episódicos de turbulencia, probablemente causados por tormentas o corrientes de fondo.

Rampa media proximal

Este cinturón de facies se caracteriza por la presencia de *floatstones* a *rudstones* de rodolitos y una matriz bioclástica con gran variedad de componentes esqueléticos (**Fig. 32C, D, E, F**; y AF 3 en la Tabla 2). La presencia de fragmentos esqueléticos retrabajados propios de la rampa superior (eg. fragmentos de bivalvos, fragmentos de corales, serpúlidos) así como una matriz parcialmente lavada (**Fig. 32D, E, F**), con un contenido de micrita irregular y la presencia de estructuras geopetales sugiere eventos episódicos de turbulencia del agua, pudiendo situar este cinturón de facies dentro de la zona de afectación del oleaje por tormentas. Esto también explicaría la formación de los rodolitos, que requieren cierta energía hidrodinámica para poder rodar. Los rodolitos incrustan principalmente fragmentos de corales (**Fig.**

32C), cosa que nos indica que estos depósitos están relacionadas con los ambientes de producción de corales (**Fig. 33D, E; Fig. 34;** y AF 5 en la Tabla 2).

Rampa superior

Se localiza entre la zona de oleaje de buen tiempo y la zona de oleaje de tormentas y se caracteriza por la presencia de calcarenitas con texturas de tipo *packstone-grainstone* con abundantes restos de *Halimeda*, miosorítidos, miliólidos, fragmentos de algas rojas, fragmentos de corales y otros fragmentos esqueléticos característicos de la zona eufótica (**Fig. 34C, D, E, F;** y AF 5 en la Tabla 2). Esta asociación de facies se relaciona con un ambiente de praderas de fanerógamas marinas y corales ramosos dispersos (Hottinger, 1997, 2001; Sola et al., 2013; Reich et al., 2015). Por otro lado, la presencia de fango micrítico y el elevado grado de retrabajamiento bioclástico indica condiciones de baja energía con episodios esporádicos de alta energía. También existe la posibilidad que la comunidad de fanerógamas marinas actuara de pantalla para el sedimento fino, dispersando la energía hidrodinámica (Scoffin, 1970; Brasier, 1975; Beavington-Penney et al., 2004). Hacia la parte distal de la rampa superior se producían importantes desarrollos coralinos, principalmente formando praderas dominadas por colonias de corales ramosos (**Fig. 33D, E;** y AF 5 en la Tabla 2) y bioconstrucciones aisladas y dispersas (**Figs. 34A, B; Fig. 45;** y AF 5 en la Tabla 2).

Barrera litoral

Este estrecho cinturón de facies está integrado por calcarenitas y calciruditas dominadas por *packstones-grainstones* bioclásticos ricos en fragmentos de corales y bivalvos retrabajados, con una importante componente detrítica, y una matriz pobre en micrita (**Fig. 37E, F;** y AF 7b). Esto indica condiciones de elevada energía hidrodinámica en una zona de retrabajamiento litoral.

Lagoon

Al igual que el sistema carbonático Aquitaniense descrito en el apartado anterior, detrás del cinturón de facies litoral de islas barrera, representado por calcarenitas y calciruditas ricas en corales y bivalvos retrabajados (**Fig. 37E, F;** y AF 7b), se produjo una sedimentación siliciclástica de grano fino con abundante bioturbación (**Fig. 41A, B;** y AF 9 en la Tabla 2). En este caso también es común la

presencia de bioturbación de tipo *Gyrolithes* (**Fig. 41C**) indicando un ambiente salobre de aguas someras (Gernant, 1972; Netto et al., 2007), pudiéndose tratar de un *lagoon* protegido por bancos calcareníticos litorales. La intercalación de unidades lutíticas, de baja energía, y areniscas con estructuras tractivas, de alta energía (**Fig. 40C, D**), son el resultado de eventos tempestíficos. Este ambiente sedimentario se desarrolló en las partes marginales del sistema de rampa carbonática de Churuguara durante el Burdigaliense y formaba parte de un sistema siliciclástico muy somero alimentado por deltas interiores (**Fig. 44**).

5.2.3.3. Modelo deposicional de la plataforma siliciclástica de Churuguara

En los periodos regresivos del Burdigaliense inferior y el Burdigaliense medio (ver el apartado de estratigrafía secuencial 5.2.4.), dentro de la Subcuenca de Churuguara se produjo una sedimentación exclusivamente siliciclástica, caracterizada por la ausencia de depósitos carbonáticos. En estos periodos, hacia el margen occidental de la Subcuenca de Churuguara se desarrolló una extensa plataforma siliciclástica (**Figs. 46, 47, 48 y 49**) representada por diferentes ambientes deposicionales.

Cuenca

La sedimentación en el depocentro de la Subcuenca de Churuguara (**Figs. 46-1 y 49**) estuvo dominada por importantes acumulaciones de lutitas (**Figs. 38A**; y AF 8 en la Tabla 2) y foraminíferos planctónicos en un ambiente pelágico. Episódicamente, se producían corrientes de turbidez desde la plataforma siliciclástica, dando como resultado la acumulación de sucesiones turbidíticas siliciclásticas (**Fig. 38B, C**; **Fig. 56** inferior; y AF 8 en la Tabla 2). En periodos de regresión normal con el nivel del mar alto, estos depósitos se enriquecían en glauconita alóctona (**Fig. 38 C**), debido a una menor influencia de los sistemas detríticos marginales. Mientras que, durante periodos de caída del nivel del mar, se producían importantes entradas de cuarzo detrítico, y el contenido en glauconita disminuía (**Fig. 39C, D**). Esto se debía a una mayor influencia de los sistemas silicilásticos marginales.

Plataforma distal

La zona de plataforma distal (**Fig. 46-2**) se caracteriza por una sucesión lutítica (**Fig. 38A**, y AF 8 en la Tabla 2) con poca bioturbación y niveles ricos en

glaucionita autigénica, depositada en un ambiente de baja energía hidrodinámica. Hacia zonas más proximales dentro de este cinturón de facies, se desarrollaban bancos de areniscas glauconíticas transportadas desde las zonas distales de la plataforma siliciclástica (ver apartado de estratigrafía secuencial 5.2.4.7.), indicando condiciones de mar abierto.

Plataforma proximal

La sedimentación en la plataforma proximal (**Fig. 46-3**) se caracterizó por una alternancia de lutitas altamente bioturbadas y areniscas cuarzosas y/o glauconíticas (**Fig. 41A, B**; y AF 9 en la Tabla 2) ricas en bivalvos y gasterópodos y estructuras tractivas, en un ambiente de energía hidrodinámica moderada, con la influencia de las tormentas y las corrientes mareales.

Zona costera

La sedimentación en la zona de retrabajamiento litoral (**Fig. 46-4**) estuvo dominada por depósitos arenosos maduros (principalmente cuarzoarenitas), con estructuras tractivas de oleaje y de marea (**Fig. 40A**, y AF 9 en la Tabla 2). Además, la presencia de icnofósiles de tipo *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y *Cruziana* (**Figs. 41 y 42**) dentro de estas facies, confirman que se depositaron en un ambiente litoral (Yanin y Baraboshkin, 2013).

Lagoon

La sedimentación en zonas de *Lagoon* (**Fig. 46-5**) se caracterizó por una alternancia de lutitas y delgadas capas de areniscas con estructuras tractivas (**Fig. 40C, D**; y AF 9 en la Tabla 2), representando una sedimentación en un ambiente muy poco energético con la influencia de eventos tempestíficos. En algunos intervalos lutíticos se identifican icnofósiles característicos de ambientes salobres (p. ej. *Gyrolithes*) (**Fig. 41**), indicando episodios de desconexión con el mar abierto. Localmente, en zonas internas del *lagoon*, se observan barras de desembocadura arenosas formadas por cuarzoarenitas muy bien seleccionadas (**Fig. 40E, F**; y AF 9 en la Tabla 2), que indican la presencia de *bayhead deltas* interiores sin salida directa al mar.

5.2.4. Interpretación estratigráfico-secuencial

La sucesión mixta carbonático-siliciclástica que aflora en el paleomargen sur de la Cuenca de Falcón (Fm. Churuguara) (**Figs. 3a, 4a y 28**) se depositó entre el Aquitaniense y el Burdigaliense (ver el apartado de bioestratigrafía 5.2.5.), durante un episodio transgresivo de alto rango (Megasecuencia 3) (**Fig. 48**) dentro de la segunda fase de subsidencia cenozoica (S2, Rupeliense superior-Burdigaliense) que registraron las cuencas asociadas al margen sur de la placa del Caribe (Macellari, 1987, 1995) (**Figs. 1 y 4**). El límite inferior de esta secuencia de alto rango (segundo orden *sensu* Vail et al., 1991) está representado por una discordancia que pone en contacto los materiales del Eoceno superior con los primeros depósitos transgresivos de la base de la Fm. Churuguara, representados por una sucesión de areniscas, lutitas y calizas litorales que onlapan sobre el basamento eoceno, mostrando una tendencia general de profundización. Esta unidad basal, generalmente detrítica (**Fig. 48**), es muy similar litológicamente a las areniscas de la Fm. El Paraíso (unidad basal Rupeliense del centro de la Cuenca de Falcón). Por encima se instaló un sistema de rampas carbonáticas aisladas con una tendencia general retrogradacional, formando dos litosomas carbonáticos separados por una unidad lutítica (**Fig. 48**) con intercalaciones de areniscas de origen turbidítico. Estos sistemas carbonáticos retrogradan, hacia el noroeste, sobre un paleoalto estructural (referido en el texto como alto de Churuguara), de dirección NE-SO, que separaba la paleocuenca de Falcón en dos depocentros principales. El depocentro del margen meridional de la Cuenca de Falcón se corresponde con Subcuenca de Churuguara. Hacia el NO de la Subcuenca de Churuguara se reconoce una segunda subcuenca más pequeña (referida como Subcuenca de la Danta) que está limitada al SE por el alto de Churuguara y hacia el NO por un segundo paleoalto estructural, paralelo al primero, referido como alto de la Danta. La estructura de estas subcuencas está detallada en el apartado 5.3.2. (reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Falcón).

Para establecer la evolución sedimentaria y el entramado estratigráfico secuencial de los depósitos mixtos carbonáticos-siliciclásticos del paleomargen sur de la Cuenca de Falcón, se han estudiado 25 afloramientos dentro del área geográfica de la Sierra de Churuguara (**Fig. 47**) y se han definido 9 asociaciones de facies elementales descritas en el apartado de asociaciones y distribución de facies 5.2.1., resumidas en la Tabla 2 e ilustradas en las Figs. 30 a 42. En el conjunto de las secciones estudiadas se han reconocido seis secuencias Transgresivas-Regresivas de tercer orden (0.5-3 Ma) pertenecientes al Mioceno inferior (ver el apartado de

bioestratigrafía 5.2.5. y **Fig. 48**). Para facilitar la descripción del modelo estratigráfico secuencial se ha separado la zona de estudio en dos sectores: sector occidental, situado al NO del alto estructural de la Danta, y sector oriental situado hacia el SE del mismo. En las **Figs. 49, 50 y 51** se presentan 3 paneles de correlación estratigráfica-secuencial y de distribución de facies que cortan longitudinalmente y transversalmente el paleo-margen sur de la Cuenca de Falcón, donde se integran 18 secciones estratigráficas sintéticas con espesores aproximados de entre 12 y 781 metros (ver la situación de las secciones estratigráficas sintéticas en la **Fig. 47**). A continuación se describen las seis secuencias T-R de tercer orden, identificadas en la Sierra de Churuguara:

5.2.4.1. Secuencia 1

La Secuencia 1 se encuentra limitada en su base por una paraconformidad y localmente por una disconformidad que pone en contacto los materiales eocenos de la Fm. Jarillal, integrados por una sucesión monótona de lutitas marinas pelágicas de color negro con un espesor local de unos 104 metros al sur de la Quebrada de la Danta (**Fig. 28**), con los primeros depósitos transgresivos de la Fm. Churuguara (Mioceno inferior) (**Figs. 3a y 4a**). El límite de secuencia puede estar representado por una superficie erosiva, un paleosuelo, un *hardground* o una superficie compuesta por un *hardground* o un paleosuelo más una superficie de erosión transgresiva (**Fig. 52**). Los datos bioestratigráficos de macroforaminíferos indican un rango de edad para la Secuencia 1 comprendido dentro del Mioceno inferior, por la presencia de *Operculinoides panamensis*, *Heterostegina antillea*, *Lepidocyclina favosa/undosa*, *Miosorites americanus* y *Annulosorites spiralis* (ver el apartado de bioestratigrafía 5.2.5. y **Fig. 57**) y su espesor oscila entre 145 metros en el sector de la Quebrada de la Danta (**Fig. 49**, columna 2) y menos de 1 metro hacia el flanco oriental del alto de Curuguara (**Fig. 49**, columna 10).

Sector occidental: Subcuenca de la Danta

Los depósitos transgresivos de la Secuencia 1 (**Fig. 49**, columnas 1 y 2) se sitúan por encima de una superficie de transgresión escalonada (*sensu* Cattaneo y Steel, 2002), y están representados por una sucesión siliciclástica retrogradacional de tipo estuarina compuesta por una repetición del término regresivo de la Parasecuencia E (**Fig. 43**) integrada por lutitas marinas de tipo *lagoon* (**Fig. 40C, D**; y AF 9 en la Tabla 2) en la base y barras cuarzoareníticas de desembocadura hacia el techo (**Fig.**

40E, F; y AF 9 en la Tabla 2). Esta unidad transgresiva presenta una tendencia vertical de profundización, caracterizada por una reducción de espesor de las barras de desembocadura en el techo de las parasecuencias y la aparición de facies carbonáticas someras (**Figs. 36, 37**, y AF 7 en la Tabla 2) en la base de las mismas, que aumentan progresivamente de espesor hacia el techo de la unidad transgresiva. Estas unidades carbonáticas se interpretan como pulsos transgresivos de alta frecuencia. La superficie de máxima inundación se sitúa en el techo de un banco litoral de nummúlidos y bivalvos (**Fig 36C, D, E, F**; y AF 7a en la Tabla 2) con un espesor de unos 3 metros (**Fig. 49**, columna 2).

Los depósitos regresivos de la Secuencia 1 (**Fig. 49** columnas 1 y 2) están integrados por una sucesión siliciclástica de tipo estuarina que prograda por encima de los depósitos transgresivos infrayacentes. Esta unidad regresiva está representada por una sucesión estrato- y granocreciente de lutitas marinas someras bioturbadas en la base (**Fig. 41C, D**; y AF 9 en la Tabla 2) y areniscas cuarzosas y cuarzoarenitas de desembocadura hacia el techo (**Fig. 40E, F**; y AF 9 en la Tabla 2), registrando una repetición del término regresivo de la Parasecuencia E (**Fig. 43**), y una tendencia vertical de somerización.

Sector oriental: Subcuenca de Churuguara

La unidad transgresiva de la Secuencia 1 (**Fig. 49**, columnas 5 y 15; y **Fig. 51**, columna 16) onlapa sobre el basamento Eoceno, representado por una superficie estructural inclinada hacia el SO. Esta superficie muestra signos de exposición subaérea (p. ej. paleosuelos) y es de tipo erosiva (**Fig. 52B**). Los depósitos transgresivos están constituidos por una sucesión retrogradante, con una tendencia estrato- y granodecreciente, integrada por areniscas cuarzosas de frente deltaico (**Fig. 40A**, y AF 9 en la Tabla 2) en la base que pasan verticalmente a lutitas y areniscas de prodelta (**Fig. 38A**, y AF8 en la Tabla 2), y a lutitas oscuras y margas de cuenca ricas en foraminíferos planctónicos hacia el techo de la unidad transgresiva, mostrando una tendencia vertical de profundización.

Los depósitos regresivos de la Secuencia 1 (**Fig. 49**, columna 5; **Fig. 51**, columnas 16, 17 y 18) contienen la primera unidad carbonática de la Fm. Churuguara, y están representados por una sucesión siliciclástica progradante adosada sobre el basamento eoceno, que pasa lateralmente hacia el SE a depósitos de rampa carbonática progradante y a lutitas y margas de cuenca (**Fig. 38A**, y AF 8 en la Tabla

2). La unidad siliciclástica es de tipo transicional y está representada por una repetición de la Parasecuencia E (**Fig. 43**) integrada por barras litorales carbonáticas ricas en bivalvos y *Operculiunoides* sp. (**Fig.36**, y AF 7a en la Tabla 2) en la base y lutitas marinas someras de estuario hacia el techo (**Fig. 40C, D; Fig. 41C, D**; y AF 9 en la Tabla 2). Esta unidad regresiva presenta una tendencia vertical de somerización, caracterizada por una reducción de espesor de las facies carbonáticas litorales en la base de las parasecuencias y la aparición de barras arenosas de desembocadura (**Fig. 40E, F**, y AF9 en la Tabla 2) hacia el techo de las mismas, que aumentan progresivamente de espesor hacia el techo de la unidad regresiva. Hacia cuenca, los depósitos carbonáticos regresivos están representados por un conjunto de parasecuencias de somerización (Parasecuencia C, **Fig 43**) integradas por un miembro inferior con texturas de tipo *rudstone* de *Heterostegina* sp. (**Fig. 31D**, y AF 2 en la Tabla 2) depositado en un contexto de rampa media y un miembro superior constituido por calizas arenosas con fragmentos de bivalvos, corales y *Heterostegina* sp. (**Fig. 31E**, y AF2 en la Tabla 2) que se depositaron en un contexto de rampa superior con influencia de sistemas terrígenos litorales. Estos carbonatos se adelgazan y se profundizan hacia el SE (**Fig. 51**, columna 18), pasando a facies dominadas por lepidocyclinas (**Fig 30**, y AF 1 en la Tabla 2) en un contexto de rampa inferior.

5.2.4.2. Secuencia 2

La secuencia 2 se caracteriza por el desarrollo una extensa rampa carbonática sobre el alto estructural de Churuguara y la colmatación de la Subcuenca de la Danta por sedimentos siliciclásticos litorales y/o marinos someros (**Figs. 49, 50 y 51**). Los datos bioestratigráficos de macroforaminíferos indican una edad Mioceno inferior por la presencia de *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina* sp., *Operculinoides panamensis*, *Heterostegina antillea* y *Lepidocyclina favosa/undosa*. Por otro lado, Díaz de Gamero (1977) sitúa la primera unidad carbonática de la Fm. Churuguara en la parte inferior de la biozona de *Catapsydrax dissimilis*, con una edad Aquitaniense medio-superior (**Figs. 48 y 57**). Estos datos son coherentes con los resultados bioestratigráficos presentados en este trabajo (apartado de bioestratigrafía 5.2.5.). La Secuencia 2 tiene un espesor máximo de unos 83 metros en la sección del Pajuí (**Fig. 49**, columna 10; **Fig. 50**, columna 7), en la Subcuenca de Churuguara, y un espesor mínimo de unos 10 metros en la sección del Centavo (**Fig. 49**, columna 3), en el Alto de Churuguara.

Sector occidental: Subcuenca de la Danta

Los depósitos transgresivos de la Secuencia 2 (**Fig. 49**, columnas 1 y 2) retrogradan por encima de una superficie de máxima regresión, que localmente puede encontrarse erosionada por una superficie de retrabajamiento transgresivo, o bien caracterizarse por la superposición de una superficie transgresiva no erosiva. Por encima de esta superficie encontramos un *lag* transgresivo integrado por barras de desembocadura arenosas (**Fig. 40E, F**; y AF9 en la Tabla 2) que pasan hacia cuenca a bancos carbonáticos someros ricos en *Operculinoides* sp. y bivalvos (**Fig. 36**, y AF 7a en la Tabla 2). A continuación se reconocen una serie de parasecuencias de somerización (Parasecuencia E, **Fig. 43**), integradas por carbonatos ricos en bivalvos y *Operculinoides* sp. (**Fig. 36**, y AF 7a en la Tabla 2) en la base y lutitas marinas someras (**Fig. 41C, D**; y AF 9 en la Tabla 2) hacia el techo. Las unidades carbonáticas son más abundantes y aumentan de espesor hacia la parte superior de la unidad transgresiva, mostrando una tendencia general de profundización. La superficie de máxima inundación se sitúa en el techo de una unidad carbonática retrogradante que se acuña hacia el NO y está representada por carbonatos someros ricos en bivalvos y *Operculinoides* sp (**Fig. 36**, y AF 7a en la Tabla 2). Estos depósitos carbonáticos pasan lateralmente, hacia el margen NO de la cuenca, a depósitos litorales integrados por areniscas glauconíticas ricas en bivalvos, gasterópodos y abundante bioturbación (**Fig. 41A**, y AF 9 en la Tabla 2). Estos depósitos se asocian a una baja tasa de sedimentación (Amorosi, 1995) y marcan la superficie de máxima inundación hacia el margen occidental de la cuenca.

Los depósitos regresivos pertenecientes a la Secuencia 2 (**Fig. 49**, columnas 1, 2 y 3) se caracterizan por una progradación del cinturón de facies estuarino, con la sedimentación de una sucesión de somerización, estrato- y granocreciente representada por repeticiones de los términos regresivos de la Parasecuencia E (**Fig. 43**). Estas repeticiones alternan una unidad inferior de lutitas marinas someras (**Fig. 41C, D**; y AF 9 en la Tabla 2) y una unidad superior de cuarzoarenitas de desembocadura (**Fig. 40E, F**; y AF 9 en la Tabla 2). Estos depósitos siliciclásticos sobrepasan el alto estructural de Churuguara, hacia el E, causando la colmatación de la Subcuenca de la Danta (**Fig. 49**, columna 3).

Sector oriental: Subcuenca de Churuguara

Los depósitos transgresivos de la Secuencia 2 retrogradan por encima de la Superficie de Máxima Regresión de la Secuencia 1 en la fosa de Churuguara (**Fig. 49**, columna 5; **Fig. 50**, columna 12; y **Fig. 51**, columnas 16 y 18;), y onlapan sobre el alto estructural de Churuguara (basamento eoceno) (**Fig. 49**, columna 3 y 10; y **Fig. 50**, columna 7). La superficie del basamento eoceno se encuentra habitualmente alterada por la presencia de un paleosuelo (**Fig. 52**), que indica condiciones de exposición subaérea durante la deposición de la Secuencia 1 y una posterior inundación marina durante el estadio transgresivo de la Secuencia 2. La base de esta secuencia se caracteriza por una superficie transgresiva escalonada, y está representada por una unidad basal retrogradante integrada por depósitos siliciclásticos transicionales que pasan a depósitos de rampa carbonática hacia cuenca. En la sección de El Pajuí (**Fig. 49**, Columna 5) los depósitos siliciclásticos transicionales se componen de una serie de repeticiones de la Parasecuencia E (**Fig. 43**). Esta parasecuencia aparece incompleta, y se caracteriza por un término transgresivo formado por bancos litorales ricos en *Operculinoides* sp y bivalvos (**Fig. 36**, y AF 7a en la Tabla 2) y un término regresivo compuesto de unidades lutíticas marinas y areniscas muy bioturbadas, depositadas en un ambiente restringido (**Fig. 40B, C, D**; y AF 9 en la Tabla 2). Estas parasecuencias pasan lateralmente, hacia el margen occidental de la cuenca (**Fig. 49** columna 10; **Fig. 50**, columna 7), a sucesiones somerizantes de lutitas de tipo *lagoon* (**Fig. 40B, C, D**; y AF 9 en la Tabla 2) en la base y areniscas de desembocadura (**Fig. 40E, F**; y AF 9 en la Tabla 2) hacia el techo (Parasecuencia E, **Fig. 43**). El conjunto de estas parasecuencias muestra una tendencia vertical de profundización.

Por encima de esta sucesión siliciclástica transicional se instaló una rampa carbonática retrogradante (**Fig. 49**, columnas 3, 5, 10 y 15; **Fig. 50**, columnas 7 y 12; y **Fig. 51**, columnas 17 y 18) que constituye la parte superior de los depósitos transgresivos, y que implicó un aumento de la acomodación con la inundación progresiva del Alto de Churuguara. Esta unidad transgresiva superior se compone de 4 cinturones de facies retrogradantes por encima de los materiales del basamento eoceno y que se superponen, a la vez, en una sucesión de profundización. Las unidades carbonáticas más someras afloran en la sección de El Centavo (**Fig. 49**, columna 3), y se componen de *rudstones* de *Operculinoides* sp. y fragmentos de bivalvos, depositados en un ambiente litoral o infralitoral (**Figs. 36 y 53**; y AF7 en la Tabla 2). El segundo cinturón de facies, situado en posición más distal, aflora ampliamente en la sección del Velle de María (**Fig. 50**, columna 7) y se compone de

calcarenitas compuestas de fragmentos de equínidos, con abundantes equínidos irregulares infáunicos preservados (**Fig. 35**, y AF6 en la Tabla 2), que se depositaron en un contexto de rampa superior, en aguas relativamente someras. Estos depósitos pasan hacia cuenca a facies de *packstones-grainstones* ricos en algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 33B, C**; y AF4 en la Tabla 2), depositados en un ambiente de rampa media y a *floatstones-rudstones* de lepidocyclinas, depositadas en ambientes de rampa inferior. Estos depósitos se reconocen en la secciones de El Pajú (**Fig. 49**, columna 5), La Soledad (**Fig. 50**, columna 12) y Churuguara (**Fig. 51**, columna 18). La superficie de máxima inundación está marcada por una retrogradación de las facies de cuenca, integradas por margas oscuras y areniscas turbidíticas (**Fig. 38B, C**; y AF8 en la Tabla 2), por encima de los depósitos carbonáticos más distales (**Fig. 30**, y AF1 en la Tabla 2). Esta unidad lutítico-margosa (**Fig. 38E**, y AF8 en la Tabla 2) se depositó por encima de una superficie de ahogamiento de la factoría de carbonato (**Fig. 38D**).

En la sección del Valle de María (**Fig. 49**, columna 10; y **Fig. 50**, columna 7), los depósitos regresivos de la Secuencia 2 están representados por una rampa carbonática progradante, construida en su mayor extensión y volumen por restos esqueléticos de equínidos y abundantes equinodermos irregulares bien preservados (**Fig. 35**, y AF 6 en la Tabla 2), depositados en un contexto de rampa superior-media, y una unidad superior regresiva de calcarenitas litorales ricas en fragmentos de bivalvos y restos de equínidos (**Fig. 37C**, y AF7b en la Tabla2). Estos depósitos registraron entradas episódicas de sedimentos siliciclásticos (Parasecuencia E, **Fig. 43**), posiblemente debido a fluctuaciones eustáticas de bajo rango (cuarto o quinto orden *sensu* Vail et al., 1991), con una mayor influencia siliciclástica hacia el techo de la sucesión, indicando una tendencia general de somerización. Hacia cuenca (situada hacia el SE), en las secciones de El Pajú (**Fig. 49**, columna 5) y La Soledad (**Fig. 50**, columna 12), las facies de rampa superior pasan a facies típicas de rampa media-inferior, integradas por una sucesión estratodecreciente constituida por *floatstones-rudstones* de lepidocyclinas (**Fig. 30**, y AF1 en la Tabla 2) en la base, seguidos de *packstones* ricos en algas rojas (**Fig. 33B, C**; y AF 4 en la Tabla 2) hacia la parte central y un término regresivo superior integrado por calcarenitas ricas en fragmentos de bivalvos (**Fig. 37A, B, C, D**; y AF 7b en la Tabla 2) depositadas en un ambiente marino litoral o infralitoral. El patrón de apilamiento de las distintas litofacies, así como el carácter estratodecreciente de esta sucesión, indican una tendencia general de somerización causado por una disminución progresiva de la acomodación hacia el techo.

5.2.4.3. *Secuencia 3*

La secuencia 3 se caracteriza por una rápida subida del nivel del mar y el ahogamiento de la rampa carbonática de la Secuencia 2, y un posterior enterramiento por la acumulación de importantes depósitos de arenas glauconíticas y lutitas durante la etapa regresiva. Estos sistemas clásticos progradan hacia el SE y sobrepasan el alto estructural de Churuguara, pasando hacia cuenca a depósitos distales integrados por lutitas negras y areniscas turbidíticas. En la Quebrada Valle de María (**Figs 47 y 50**, columna 7), en la zona de transición entre las facies centrales de la Cuenca de Falcón y los depósitos mixtos carbonáticos-siliciclásticos del margen septentrional de la cuenca, Díaz de Gamero (1977) sitúa la unidad lutítica depositada por encima del primer nivel carbonático de la Fm Churuguara (que es equivalente a la Secuencia 3 definida en este trabajo) dentro de la parte alta de la biozona de *Catapsydrax dissimilis*, pudiéndole asignar una edad Burdigaliense inferior (**Fig. 48**). Su espesor oscila entre unos 125 metros en la sección de la Danta (**Fig. 49**, columna 1) y unos 160 metros hacia el NE, en la sección del Pajuí (**Fig. 49**, columna 5)

El límite inferior de la Secuencia 3 está representado por una superficie erosiva sobre el margen occidental de la cuenca, en sector de la Danta (**Fig. 49**, columna 1), por una superficie compuesta por un paleosuelo más una superficie de retrabajamiento transgresivo (**Fig. 53B**) sobre el Alto de Churuguara (**Fig. 49**, columna 3) y por una superficie transgresiva no erosiva hacia cuenca, en la sección del Pajuí (**Fig. 49**, columna 5). Los depósitos transgresivos están representados por una unidad carbonática retrogradante, que se acuña hacia el NO y onlapa sobre los depósitos siliciclásticos regresiva de la Secuencia 2. Esta unidad transgresiva presenta un espesor máximo de 12 metros en el sector del Pajuí (**Fig. 49**, columna 5). Los depósitos carbonáticos proximales de esta rampa retrogradante están compuestos por bancos litorales ricos en *Operculinoides* sp. y bivalvos (**Fig. 36**, y AF 7 en la Tabla 2) que pasan hacia cuenca a calcarenitas de equínidos (**Fig. 35**, y AF 6 en la Tabla 2), depositados en un contexto de rampa superior y, en posiciones más distales, a *packstones-grainstones* de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig 33B, C**; y AF 4 en la Tabla 2) en un contexto de rampa media, y *floatstones-rudstones* de *Lepidocyclina* sp. (**Fig. 30**, y AF 1 en la Tabla 2) en un ambiente de rampa inferior. La mayor producción de carbonato se produjo hacia el SE (**Fig. 49**, columna 5), en la rampa media-inferior, con la sedimentación de una sucesión estrato- y granocreciente integrada por la repetición de una Parasecuencia B (**Fig. 43**), con una unidad inferior de profundización representado por capas métricas, estratificación ondulada y texturas de

tipo *floatstone-rudstone* de lepidocyclinas (**Fig. 30B, C, E, F**; y AF 1 en la Tabla 2) con abundantes foraminíferos planctónicos y una unidad superior de somerización formada por capas tabulares de orden métrico con texturas de tipo *packstone* de algas rojas y macroforaminíferos retrabajados (**Fig. 33B, C**; y AF 4 en la Tabla 2). Es habitual la presencia *hardgrounds* y niveles ricos en galuconita autóctona hacia el techo de los términos transgresivos de bajo rango (cuarto o quinto orden *sensu* Vail et al., 1991), representando intervalos de tasas de sedimentación bajas.

El techo de la unidad carbonática transgresiva está marcado por una superficie de ahogamiento (**Fig. 38D**), representada por un *hardground*. Por encima se depositó una sucesión siliciclástica condensada, de 17 a 4 metros de espesor, integrada por paquetes decimétricos a métricos de margas y lutitas negras ricas en foraminíferos planctónicos y glauconita, intercalados con niveles decimétricos a métricos (hasta 1,5 metros) de areniscas glauconíticas autóctonas (**Fig. 38E**, y AF 8 en la Tabla 2). Estos depósitos marcan una inundación generalizada en toda la cuenca, una retrogradación de los sistemas siliciclásticos marginales y una disminución de la tasa de sedimentación. La superficie de máxima inundación se corresponde con el nivel de mayor concentración de glauconita autóctona.

Los depósitos regresivos se componen de una unidad inferior agradante que se acuña hacia el margen noroccidental de la cuenca, mostrando un espesor máximo de 56 metros en la sección de El Maporal (**Fig. 49**, columna 10; **Fig. 50**, columna 8) y un espesor mínimo de 6 metros en la sección de La Danta (**Fig. 49**, columna 1). Estos depósitos agradantes se componen de una sucesión monótona de lutitas negras y margas de cuenca (**Fig. 55A**) ricas en foraminíferos planctónicos. Por encima se depositó una unidad progradante, compuesta por potentes capas de arenas glauconíticas de origen turbidítico (**Fig. 38B, C**; y AF 8 en la Tabla 2; y apartado 5.2.4.7) intercaladas dentro de una sucesión lutítica marina profunda. Por encima se depositó una sucesión deltaica, que marcó una importante regresión a nivel de cuenca. Las facies deltaicas se componen de una sucesión estrato- y granocreciente (Parasecuencia F, **Fig. 43**), formada por intercalaciones de lutitas marinas pelágicas y areniscas cuarzosas (**Fig. 38A**, y AF 8 en la Tabla 2) en un contexto de prodelta a frente deltaico. Los niveles de areniscas son progresivamente más abundantes hacia el techo, mostrando un patrón claro de somerización. El último término regresivo se compone de una unidad de 4 a 6 metros de espesor integrada por una sucesión estrato- y granocreciente de cuarzoarenitas bioclásticas con estructuras tractivas (**Fig. 40A**, y AF 9 en la Tabla 2), depositadas en un ambiente de frente deltaico. Este

sistema deltaico progradaba hacia el depocentro de la Subcuenca de Churuguara, al SO, pasando lateralmente a facies marinas profundas (**Fig. 49**, columnas 1, 2 y 10; y **Fig. 50**, columnas 7 y 8). El carácter agradante en la base y progradante hacia el techo de esta unidad puede indicar que se depositó en un periodo de regresión normal de nivel del mar alto (p. ej. Neal y Abreu, 2009).

5.2.4.4. Secuencia 4

La Secuencia 4 registró una importante transgresión marina y el desarrollo de una extensa rampa carbonática retrogradante por encima de los depósitos siliciclásticos de la Secuencia 3 (**Fig. 49**, columnas 1, 4, 6, 10 y 15; **Fig. 50**, columnas 8, 9, 10 y 11; y **Fig. 51**, columnas 13, 14 y 15). Esta unidad carbonática onlapa sobre el margen nororiental de la Subcuenca de Churuguara y se profundiza hacia el SE, donde pasa lateralmente a facies lutíticas y turbiditas de cuenca. Los datos bioestratigráficos de macroforaminíferos indican una edad Mioceno inferior por la presencia de *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina* sp., *Operculinoides panamensis*, *Heterostegina antillea* y *Lepidocyclina favosa/undosa* (**Fig. 57**). Teniendo en cuenta estos resultados bioestratigráficos, y considerando que la Secuencia 3 registró el límite Aquitanientse-Burdigaliense, se puede asumir que los depósitos pertenecientes a la Secuencia 4 se corresponden al Burdigaliense. Su espesor máximo es de 125 metros en la sección de la Danta (**Fig. 49**, columna 1), hacia el margen nororiental de la cuenca, y el mínimo ronda los 60 metros en la sección de Pozo Redondo (**Fig. 49**, columna 6), hacia zonas más distales.

Los depósitos transgresivos de la Secuencia 4 (**Fig. 49**, columnas 1, 2, 4, 6 y 10) se sitúan por encima de una superficie compuesta por una superficie de máxima regresión y una superficie transgresiva (erosiva o no). Están integrados por una unidad siliciclástica basal retrogradante, que onlapa sobre los depósitos regresivos de la Secuencia 3, y pasa lateralmente hacia cuenca (SO) a depósitos de rampa carbonática retrogradante (**Fig. 49**, columnas 4, 6, 10 y 15). Esta unidad transgresiva basal se compone de una sucesión estrato- y granodecreciente con una tendencia vertical de profundización, caracterizada por una serie de repeticiones de la Parasecuencia E (**Fig. 43**). Está formada por una alternancia de lutitas marinas someras bioturbadas, y areniscas glauconíticas y/o cuarzosas con estructuras tractivas, ricas en gaserópodos, bivalvos y abundante bioturbación (**Fig. 40C, D**; y **Fig. 41A, B**). La ocurrencia ocasional de *Gyrolithes* (**Fig. 41C**) sugiere episodios de desconexión con el mar, e indican una sedimentación en un ambiente litoral protegido.

Los niveles ricos en glauconita se interpretan como depósitos resedimentados desde la rampa carbonática hasta zonas internas durante episodios de tormentas, y se asocian a periodos de bajas tasas de sedimentación en la rampa carbonática (**Fig. 56** y apartado 5.2.4.7). Estos niveles están relacionados con pulsos transgresivos de alta frecuencia (cuarto o quinto orden *sensu* Vail et al., 1991) y aumentan progresivamente de espesor hacia la parte alta de la unidad transgresiva (**Fig. 49**, columna 1). La superficie de máxima inundación se localiza en el techo de la unidad glauconítica más potente (**Fig. 49**, columna 1).

Por encima de los depósitos siliciclásticos, sobre una superficie de retrabajamiento transgresiva (**Fig. 52E**), se instaló una rampa carbonática retrogradante como consecuencia de la inundación del sistema litoral y/o lagunar (**Fig. 49**, columnas 4, 6, 10 y 15). Estos carbonatos se componen de una unidad basal formada por un *lag* transgresivo de tipo *coral rubble* (**Fig. 52F**, y AF 5 en la Tabla 2), depositado en un ambiente de alta energía hidrodinámica, y una unidad superior caracterizada por una serie de repeticiones de la Parasecuencia C (**Fig. 43**). Éstas constituyen una alternancia de facies dominadas por praderas de corales y fanerógamas marinas (**Fig. 33D, E; Fig. 34**; y AF5 en la Tabla 2) depositadas en un ambiente de rampa superior, y *floatstones-rudstones* de rodolitos (**Fig. 32**, y AF 3 en la Tabla 2), característicos de un ambiente de rampa media proximal. Los depósitos de rodolitos aumentan hacia la parte alta de la unidad transgresiva, mientras que la ocurrencia de corales es progresivamente menor. En la sección de la Cantera del Maporal (**Fig. 49 y 50**, columna 10), la parte alta de la unidad transgresiva se caracteriza por la sedimentación de facies relativamente más profundas, dominadas por macroforaminíferos y algas rojas (**Fig. 33B, C** y AF 4 en la Tabla 2) en un ambiente de rampa media. Mientras que en zonas más distales de la rampa, en las secciones de Buena vista (**Fig. 49**, columna 15) y Pozo Redondo (**Fig. 49**, columna 6), la parte alta de la sucesión transgresiva registró una repetición de las parasecuencias A y B (**Fig. 43**). Estas unidades se caracterizan por una alternancia de *floatstones-rudstones* de *Lepidocyclina* (**Fig. 30**, y AF 1 en la Tabla 2) depositados en un ambiente de rampa media-inferior, y *packstones* de algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 33B, C**; y AF 4 en la Tabla 2), característicos de un ambiente de rampa media. Las facies de *Lepidocyclina* son más abundantes hacia la parte alta de la unidad transgresiva. La superficie de máxima inundación se caracteriza por un *hardground* (**Fig. 54D, E**), cerca del cual se observa una ocurrencia de glauconita autóctona y fosfatización de los componentes esqueléticos (**Fig. 54A, B, C**).

Los depósitos regresivos de la Secuencia 4 se sitúan por encima de un nivel rico en glauconita y localmente por encima de un *hardground* (**Fig. 54D, E**). Estos depósitos representan la progradación de los cinturones de facies de la rampa superior, representados por *floatstones-rudstones* rodolíticos (**Fig. 32**, y AF 3 en la Tabla 2) y praderas de corales (**Fig. 33D, E; Fig. 34**; y AF5 en la Tabla 2), por encima de depósitos de la rampa media-inferior, dominados por macroforaminíferos y fragmentos de algas rojas (**Fig. 30; Fig. 33B, C**; AF 1 y AF 4 en la Tabla 2). El último pulso regresivo se caracterizó por una disminución de la acomodación y la progradación del sistema siliciclástico marginal por encima de las facies ricas en corales (**Fig. 49**).

5.2.4.5. Secuencia 5

La Secuencia 5 se caracteriza por una importante transgresión marina que causó el ahogamiento de la rampa carbonática depositada sobre el alto estructural de Churuguara y por la sedimentación de una sucesión siliciclástica, representada por una alternancia de lutitas marinas profundas y niveles de areniscas de origen turbidítico. Esta sucesión detrítica se corresponde con la parte alta de la Fm. Agua Clara que Díaz de Gamero (1989) sitúa dentro de la biozona de *Catapsydrax stainforthi* (**Fig. 48**). Su espesor máximo es de 136 metros en la sección de la Danta norte (**Fig. 49**, columna 2,) y el mínimo de 120 metros en la sección de la Danta sur (**Fig. 49**, columna 1). Desde la zona de la Danta, hacia el sur y hacia el este, la secuencia 5 se encuentra parcial o totalmente erosionada.

El límite inferior de la Secuencia 5 está representado por una superficie de retrabajamiento transgresiva y localmente por una superficie mixta, integrada por un *hardground* litoral más una superficie de retrabajamiento transgresiva (**Fig. 52A**). Por encima del límite de secuencia se reconoce un *lag* transgresivo aislado representado por bancos litorales de cuarzoarenitas tableadas, de escala métrica, con estructuras sedimentarias mareales (**Fig. 40A**, y AF 9 en la Tabla 2). Por encima del límite de secuencia, y recubriendo los bancos de areniscas litorales, se depositó una unidad carbonática transgresiva una con morfología tabular y un espesor máximo de unos 8 metros en la sección de la Cantera del Maporal (**Figs. 49 y 50**, columna 10). Esta sucesión carbonática está representada por calcarenitas bioclásticas ricas en fragmentos de bivalvos (**Fig. 37**, y AF 7b en la Tabla 2) que pasan lateralmente hacia cuenca a *rudstones* de corales retrabajados (**Fig. 52F**, y AF 5 en la Tabla 2),

interpretados como depósitos de alta energía formando barras litorales o bancos barrera. Detrás de esta unidad carbonática, hacia el margen NO de la cuenca, se depositó una sucesión lutítica de tipo de *lagoon* (**Fig. 41C, D**; y AF 9 en la Tabla 2). El último término transgresivo está representado por una sucesión con un espesor de unos 70 metros en la sección norte de la Danta (**Fig. 49**, columna2) integrada por lutitas oscuras de cuenca (**Fig. 55**) con intercalaciones delgadas de areniscas de origen turbidítico. Hacia el techo de la unidad transgresiva se reconoce un nivel glauconítico autóctono de menos de un metro de espesor que marca la superficie de máxima inundación.

Los depósitos regresivos de la Secuencia 5 están integrados por una sucesión grano- y estratocreciente de somerización, con un espesor de unos 57 metros en la sección norte de la Danta (**Fig. 49**, columna 2), representada por una potente unidad basal de lutitas oscuras monótonas, ricas en foraminíferos planctónicos, depositadas en un ambiente pelágico (**Fig. 55**, y AF 8 en la Tabla 2). Hacia la parte superior de la unidad lutítica se intercala una sucesión estratodecreciente de areniscas glauconíticas de origen turbidítico (**Fig. 38B, C**; y AF 8 en la Tabla 2). La parte superior de los depósitos regresivos está representada por una unidad progradante integrada por una intercalación de areniscas cuarzosas mal seleccionadas y lutitas oscuras (**Fig. 38A**, y AF 8 en la Tabla 2) depositadas en un ambiente de prodelta a frente deltaico. El último término regresivo está representado por una unidad de cuarzoarenitas muy bien seleccionadas (**Fig. 40E**, y AF 9 en la Tabla 2) depositadas en un ambiente litoral. Los depósitos deltaicos pasan a facies de cuenca hacia el SE.

5.2.4.6. Secuencia 6

La Secuencia 6 pertenece a la parte alta de la Fm. Agua Clara (**Figs. 4A y 45**) y registró una sedimentación esencialmente siliciclástica, en un ambiente marino profundo, durante el último estadio transgresivo de la Megasecuencia 3 (**Fig. 48**). En la Subcuenca de Churuguara (**Fig. 49**, columnas 1 y 2; y **Fig. 51**, columnas 4 y 5) se caracterizó por una importante sucesión de lutitas negras ricas en foraminíferos planctónicos intercaladas con areniscas glauconíticas de origen turbidítico. Según Díaz de Gamero (1989), la parte alta de la Fm. Agua Clara registró la biozona *Catapsydrax stainforthi* correspondiente al Burdigaliense. Esta secuencia se preserva únicamente en el núcleo una serie de sinclinales de dirección ENE-OSE a lo largo de las quebradas de la Danta, de Aguanegra y de Churuguara (**Fig. 47**) y, en el resto de las secciones estudiadas, se encuentra parcial o totalmente erosionada. El espesor

mínimo (incompleto) de esta secuencia se ha medido en la sección norte de La Danta, con una potencia de unos 145 metros (**Fig. 49**, columna 2).

En la sección de La Danta (**Fig. 49**, columna 2), los depósitos transgresivos pertenecientes a la Secuencia 6 se sitúan por encima de una superficie transgresiva no erosiva y están representados por una sucesión monótona de lutitas negras, ricas en foraminíferos planctónicos, depositadas en un ambiente pelágico (**Fig. 55A, B**; y AF 8 en la Tabla 2) intercaladas con delgadas capas de areniscas glauconíticas autóctonas depositados en momentos de disminución de la tasa de sedimentación. La superficie de máxima inundación está marcada por una unidad glauconítica autóctona de poco menos de un metro de espesor.

Los depósitos regresivos están integrados por una sucesión estrato- y granocreciente de lutitas de cuenca con intercalaciones de areniscas glauconíticas de origen turbidítico (**Fig. 38B, Fig. 56** inferior, AF 8 en la Tabla 2 y apartado 5.2.4.7). Los depósitos turbidíticos presentan espesores de escala métrica (inferior a 5 m). La parte superior de la unidad regresiva está integrada por una sucesión perimareal de areniscas glauconíticas (**Fig. 41A, Fig. 56** superior, y AF 8 en la Tabla 2) que forman capas tableadas, y contienen fragmentos de bivalvos. Estas areniscas se depositaron en un ambiente litoral. La sucesión sedimentaria regresiva muestra una tendencia general de somerización.

5.2.4.7. Interpretación estratigráfico-secuencial de los depósitos glauconíticos

Teniendo en cuenta la clasificación de Amorosi (1995), los depósitos glauconíticos depositados en la Subcuenca de Churugara, que se han identificado dentro de las secuencias de tercer orden 2, 3, 4, 5 y 6 (**Figs. 49, 50 y 51**), se pueden clasificar en tres grupos principales teniendo en cuenta el grado de transporte, el momento y el lugar de acumulación dentro de la cuenca (**Fig. 56**). Así distinguimos:

(a) **Depósitos glauconíticos autóctonos**, cuando la acumulación de los granos de glauconita se produce en el mismo lugar o ambiente donde se han formado y su grado de transporte es mínimo. Estos depósitos se corresponden principalmente a niveles de condensación u omisión, indicando tasas de sedimentación muy bajas o incluso pausas en la sedimentación asociadas a periodos transgresivos, que es cuando se dan las condiciones óptimas para el crecimiento de glauconita autigénica. Las acumulaciones más importantes de glauconita autóctona se producen en un

contexto de plataforma y se asocian a las superficies de máxima inundación (Amorosi, 1995). En la sucesión miocena inferior de la Subcuenca de Churuguara, estos depósitos parautoctonos (**Fig. 38E**, y AF8 en la Tabla 2) se encuentran asociados a superficies de máxima inundación. Normalmente, estos niveles se localizan sobre *hardgrounds* relacionados con superficies de ahogamiento de la rampa carbonática (**Fig. 38D, E**; y **Fig. 54D, E**). Estos depósitos se han reconocido en las superficies de máxima inundación de las secuencias 2 (**Fig. 51**, columna 18), 3 (**Fig. 49**, columna 5) y 5 (**Fig. 49**, columna 5).

(b) **Depósitos glauconíticos parautoctonos (intrasecuenciales)**, son un tipo de depósitos alóctonos como resultado del retrabajamiento y acumulación de los depósitos autóctonos hacia ambientes marinos someros, de mayor energía, por acción de corrientes submarinas, mareas, tormentas y oleaje. Estos depósitos son penecontemporáneos a los depósitos autóctonos de glauconita, y se generan principalmente durante los periodos transgresivos, formando barras litorales. En las secciones estudiadas, estos depósitos se han identificado en las unidades transgresivas de las secuencias 2 (**Fig. 49**, columna 1), 4 (**Fig. 49**, columna 1) y 6 (**Fig. 49**, columna 2), hacia el margen occidental de la Subcuenca de Churuguara. Estos niveles glauconíticos presentan bioturbación, estructuras tractivas de oleaje y restos de gasterópodos y bivalvos, y están relacionados con depósitos litorales en ambientes de sedimentación siliciclástica (**Fig. 41A**; y **Fig. 56** superior)

(c) **Depósitos glauconíticos detríticos (extrasecuenciales)**, son otro tipo de depósitos alóctonos producidos por la desestabilización y removilización de los depósitos autóctonos y parautoctonos por corrientes turbidíticas, desde la plataforma o la rampa hacia posiciones distales o de cuenca, donde pueden llegar a formar grandes acumulaciones o megacapas (**Fig. 56**). Estos depósitos glauconíticos de origen turbidítico (abanicos submarinos) son habituales durante los primeros estadios regresivos, a causa de la progradación de los sistemas siliciclásticos marginales hacia cuenca y al aumento del aporte detrítico. En la Subcuenca de Churuguara se han reconocido megacapas turbidíticas de glauconita de hasta 9 metros de espesor (**Fig. 38B, C**; **Fig. 39A, B**; y **Fig. 56** inferior), generados durante los primeros estadios regresivos de las secuencias 3 (**Fig. 49**, columnas 1, 2 y 10; y **Fig. 50**, columnas 7 y 8), 5 (**Fig. 49**, columnas 1 y 2) y 6 (**Fig. 49**, Columnas 1 y 2).

5.2.5. Bioestratigrafía de macroforaminíferos de la Fm. Churuguara

Según los estudios bioestratigráficos sobre macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos publicados en los trabajos de Wheeler (1959, 1963), la Fm. Churugara se depositó entre el Oligoceno y el Mioceno inferior. Posteriormente, Díaz de Gamero (1977) estima una edad para la Fm. Churuguara Oligoceno inferior-Mioceno inferior, aunque en el mismo trabajo apunta que esta formación no se investigó directamente, sino que su edad se basa en la correlación con las unidades litoestratigráficas del centro de la Cuenca, que fueron datadas mediante bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos. En este trabajo se demuestra que la Fm. Churuguara es más moderna de lo que se consideraba anteriormente.

Para realizar el estudio bioestratigráfico del conjunto de las secciones estratigráficas representadas en las **Figs. 49, 50 y 51** se han agrupado las muestras por secuencias deposicionales y sus respectivos términos transgresivos y regresivos, y se ha determinado la asociación de macroforaminíferos presentes en cada una de ellas (**Fig. 57A**).

La asociación de macroforaminíferos representada en los carbonatos de la Fm. Churuguara (Secuencias 1 a 4, **Fig. 57**) es equivalente a la identificada en los carbonatos de la Fm. San Luis (margen norte de la Cuenca, **Fig. 26**). Por un lado se reconoce una asociación característica del Oligoceno-Mioceno inferior representada por *Lepidocyclina favosa/undosa*, *Lepidocyclina canellei*, *Heterostegina antillea*, *Operculinoides panamensis* (Cole, 1961, 1963; Butterlin, 1981). Por otro lado, la presencia de macroforaminíferos exclusivos del Mioceno dentro de las secuencias 1 a 4 (p. ej. *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis*) (Seiglie et al. 1977; Seiglie, 1982; Butterlin, 1981; Banerjee et al., 2000; Hottinger, 2001; Serra-Kiel et al., 2007; BouDagher-Fadel, 2008) indica una edad Mioceno inferior. En la Secuencia 1 se ha identificado *Miogypsina* aff. *gunteri* que según BouDagher-Fadel y Price (2010) y BouDagher-Fadel et al. (2010) tiene un rango de edad Rupeliense superior-Chatense. Por otro lado, la coexistencia de esta especie con *Miosorites americanus* y *Annulosorites spiralis* indicaría que esta secuencia se depositó en el Aquitaniense. Por encima de la Fm. Churuguara (secuencias 1 a 4) se depositó, de modo concordante, la Fm. Agua Clara (secuencias 5 y 6) que Según Díaz de Gamero (1977, 1989) registra la parte superior de la biozona de *Catapsydrax dissimilis* y la biozona de *Catapsydrax stainforthi*, indicando una edad Burdigaliense (**Fig. 57B**). Por otro lado, el contacto entre la Fm. Churuguara y la Fm. Agua Clara se localiza dentro de la biozona de

Catapsydrax stainforthi, también de edad Burdigaliense. Considerando que la parte inferior de la Fm. Churuguara (Secuencia 1) se depositó durante el Aquitaniense y que el contacto entre las Fms. Churuguara y Agua Clara (límite entre las secuencias 4 y 5) se sitúa dentro del Burdigaliense, se puede afirmar que, como mínimo, el límite Aquitaniense-Burdigaliense se localiza entre el techo de la Secuencia 4 y la base de la Secuencia 2.

5.3. Evolución de la Cuenca de Falcón durante el Oligoceno inferior-Mioceno inferior

Las cuencas asociadas al margen noroccidental de Venezuela estuvieron controladas por dos sistemas de fallas diferentes asociadas tres eventos tectónicos consecutivos:

Familia de fallas 1: Esta familia de fracturas se caracteriza por un sistema de fallas normales subparalelas, de dirección este-oeste, que controlaron el desarrollo de una serie de fosas tectónicas detrás del arco volcánico del Caribe (cuencas de Falcón y Bonaire) y que registraron una rápida subsidencia entre el Oligoceno inferior y el Mioceno inferior (ver el apartado de análisis de subsidencia 5.3.1.). Este sistema de fallas se asocia a un proceso extensivo detrás del arco volcánico de la Antillas Holandesas como resultado de la subducción de la Placa del Caribe por debajo del bloque continental de Falcón-Bonaire (Mann, 1999; Gorney et al. 2007) (**Fig. 58A**). Por otro lado, el perfil de sísmica profunda Bolívar, que atravesó de norte a sur el Estado de Falcón en el año 2004, desde el norte de la Península de Paraguaná hasta Barquisimeto, a lo largo de más de 200 km, más los datos gravimétricos publicados (Izarra et al., 2005; Rodríguez y Sousa, 2003) muestran un adelgazamiento cortical de unos -10 km por debajo de la Cuenca de Falcón. Esta configuración cortical es coherente con un modelo de rifting en un contexto de trasarco (Bezada et al., 2008).

Familia de fallas 2: Este segundo grupo de fallas normales presentan una orientación NE-SO y se sitúan al norte de la Familia de fallas 1, compartimentando el basamento volcánico del Caribe (Antillas Holandesas) en una serie de pilares y fosas tectónicas (Gorney et al. 2007). Estas fallas registraron una etapa de subsidencia entre el Oligoceno terminal y el Holoceno debido a un cambio de régimen tectónico de convergencia a transtensión en la zona de contacto entre las placas del Caribe y Suramericana (Gorney et al. 2007) (**Fig. 58B**).

Inversión tectónica: A partir del Mioceno medio se produjo la inversión tectónica de la Familia de fallas 1, afectando principalmente a la Cuenca de Falcón (Gorney et al., 2007) (**Fig. 58C**). Este proceso se atribuye a tres posibles mecanismos: (1) a una interrupción de la subsidencia debido a la orogenia Andina (James, 2000); (2) a un proceso de deformación transpresivo como resultado de la convergencia obliqua entre las placas del Caribe y Suramericana (Audemard, 2001; Audemard et al., 2005); (3) A un proceso de deformación de estilo Laramide relacionado con una subducción somera de la Placa del Caribe por debajo de la Placa Suramericana (Kellogg, 1984; Taboada et al., 2000; Duerto et al., 2006).

5.3.1. Análisis de subsidencia total y acomodación

La sedimentación en la Cuenca de Falcón estuvo controlada por el movimiento de cinco fallas extensivas subparalelas, de dirección OSO-ENE, que compartimentaban la cuenca en cuatro grandes bloques subsidentes (**Fig. 59A**). A continuación se ha calculado la acomodación total de sedimento para cada uno de los bloques limitados por fallas, teniendo en cuenta la subsidencia total decompactada y la paleobatimetría promedio (consultar el apartado 3.3. de metodología para más detalles). Para este propósito se han generado cuatro secciones estratigráficas compuestas representativas de cada bloque (**Fig. 59A y B**). En el margen norte de la cuenca (San Luis, **Fig. 59A**) se han seleccionado las columnas 2, 3, 6, 11 y 12 (**Fig. 24-1**), en el depocentro central de la cuenca (Río Mitare, **Fig. 59A**) se han utilizado las secciones estratigráficas publicadas en Díaz de Gamero (1977) y Léxico Estratigráfico de Venezuela (2011), y en el margen sur de la cuenca se han integrado las columnas 1 y 2 (**Fig. 49**) para la subcuenca de La Danta (**Fig. 59A**), y las columnas 2, 10 y 15 (**Fig. 49**) para la Subcuenca de Churuguara (**Fig. 59A**). La integración y el análisis de estos datos ha permitido desvelar que la subsidencia total acumulada en la zona central de la cuenca fue del orden de 4 Km entre el Oligoceno medio (30 Ma) y el Mioceno inferior (16 Ma), mientras que en los sectores marginales de la Cuenca fue del orden de 1 km durante el Mioceno inferior (22.5-16 Ma). Por otro lado se observa que la subsidencia en los 4 sectores estudiados (**Fig. 59A**) sigue una progresión lineal, y es más rápida en el centro (285m/Ma) que en las zonas marginales (154m/Ma) (**Fig. 59B**). En mayor detalle observamos algunas diferencias entre los 4 sectores estudiados:

El margen norte de la Cuenca de Falcón (San Luis, **Fig. 59A**) registró un episodio de subsidencia rápida entre los 22.5 y los 16 Ma (Mioceno inferior) con la sedimentación de los depósitos mixtos carbonáticos-silicilásticos de las Fms. San Luis, Patiecitos y Guarabal (**Figs. 4 y 24-3**), seguido de un prolongado periodo de inversión tectónica. La subsidencia total acumulada es de 850 metros y sigue una progresión prácticamente lineal. El levantamiento tectónico promedio, calculado para este sector, es de aproximadamente 600 metros desde el Mioceno medio hasta el presente (**Fig. 59B**).

Las curvas de subsidencia de las subcuencas de Churuguara y de la Danta (**Fig. 59A**), situadas en el margen sur de la Cuenca de Falcón, muestran un patrón prácticamente idéntico. En este caso se observa un episodio de subsidencia lenta, con la sedimentación de la unidad mixta carbonático-silicilástica de la Fm. Churuguara, entre el Aquitaniense y el Burdigaliense inferior (22.5-19 Ma), seguido de un episodio de subsidencia rápida, con la sedimentación de las lutitas profundas de la Fm. Agua Clara, durante el Burdigaliense superior (19-16 Ma). La posterior inversión tectónica, entre Mioceno medio y el presente, causó un levantamiento de 500 metros en la Subcuenca de la Danta y de 850 metros en la Subcuenca de Churuguara (**Fig. 59B**).

La fosa tectónica del centro de la Cuenca de Falcón (Río Mitare, **Fig. 59A**), conocida como Canal Falconiano, registró un episodio de subsidencia rápida durante el Rupeliense superior Chatienense inferior (30-27.5 Ma) con la sedimentación de la Fm. El Paraíso (**Fig. 4**). Posteriormente, durante el Chatienense-Aquitaniense inferior (27.5-22.5 Ma) se registró un episodio de subsidencia acelerada, con la sedimentación de las lutitas pelágicas de la Fm. Pecaya y la unidad deltaica de San Juan de la Vega (**Fig. 4b**). A continuación, en el periodo Aquitaniense-Burdigaliense (22.5-16 Ma) se produjo un segundo episodio de subsidencia acelerada, con la sedimentación de las lutitas profundas de la Fm. Agua Clara (**Fig. 4**) que pasan verticalmente a facies silicilásticas someras. El levantamiento tectónico promedio en el sector central de la cuenca es de unos 2 km desde el Mioceno medio hasta la actualidad (**Fig. 59B**).

5.3.2. Reconstrucción paleogeográfica

La sedimentación en el noroeste de Venezuela durante el periodo Oligoceno inferior-Mioceno inferior se produjo en dos sistemas de cuencas diferentes, conectadas y dispuestas perpendicularmente entre sí (**Fig. 60**):

Cuencas de Falcón y Bonaire:

Al sur del arco volcánico del Caribe se desarrollaron las cuencas de Falcón y Bonaire, con una orientación aproximadamente E-O, que formaban un paleogolfo cerrado hacia el sur y hacia el oeste, y presentaban un depocentro regional hacia el este. La Cuenca de Bonaire se conectaba con la Cuenca de Falcón por el oeste y estaba abierta al mar del Caribe por el este (**Fig. 60**). La sedimentación en el centro de la Cuenca de Falcón comenzó en el Oligoceno inferior con una potente y extensa sucesión deltaica perteneciente a la Fm. El Paraíso (**Fig. 4**). Los estudios de procedencia de sedimentos realizados por Rey et al. (2009) indican una fuente de sedimentos de composición promedio félsica-metamórfica de origen cratónico a orogénico recilado. Esto podría sugerir un área de drenaje muy amplia incluyendo el cratón suramericano y el orógeno noroccidental del Caribe. Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior el centro de la Cuenca de Falcón registró una sedimentación marina profunda representada por una sucesión pelágica, principalmente lutitas negras, pertenecientes a las Fm. Pecaya (Chatiense-Aquitaniense) y Agua Clara (Aquitaniense superior-Burdigaliense) (**Figs. 4 y 60**). La profundidad aumentaba hacia el sector occidental de la Cuenca de Falcón y la Cuenca de Bonaire, donde se depositó una sucesión pelágica equivalente, perteneciente a la Fm. Agua Salada (**Figs. 4b y 60**), y una unidad turbidítica profunda perteneciente a la Fm. Guacharaca (**Figs. 4b y 60**).

Durante el periodo Oligoceno-Superior Mioceno inferior, el margen sur-occidental de la Cuenca de Falcón recibió importantes aportes siliciclásticos, integrados por las Fms. Castillo y Casupal (**Fig. 4**). Estos depósitos se extienden a lo largo de una franja de más de 400 km de longitud, representando un complejo costero-transicional que incluye diversos ambientes deposicionales (**Fig. 60**). La sedimentación continental se caracterizaba por extensos sistemas fluvio-deltaico, incluyendo ambientes pantanosos, debido a la extendida presencia de niveles ricos en carbón, hecho que implicaba la entrada de grandes cantidades de agua dulce. La franja litoral se caracterizaba por áreas marinas protegidas de tipo *lagoon* con extensas llanuras mareales (Wheeler, 1960, 1963; Sánchez-Villagra et al., 2000; Johnson et al., 2009). Díaz de Gamero (1996) sostiene que estos depósitos son el resultado del drenaje de un gran sistema fluvial por el extremo suroccidental de la Cuenca de Falcón, pudiéndose tratar del proto-Orinoco (**Fig. 60**). Rincón et al. (2014) identifican restos de grandes mamíferos de edad Mioceno inferior dentro de la Fm. Castillo (sector Cerro de la Cruz), además de restos de peces de agua dulce, una

tortuga de agua dulce y restos vegetales (madera y hojas) indicando episodios continentales dominados por ecosistemas húmedos boscosos y periodos dominados por sabanas.

Durante el Mioceno inferior, hacia los márgenes norte y sur del Canal Falconiano se desarrollaron una serie de hemigrabens (**Figs. 60 y 61**) que registraron una sedimentación mixta carbonático-siliciclástica. En el margen norte de la Cuenca de Falcón se formó un bloque tectónico subsidente con desplazamiento vertical, adosado al alto estructural de Paraguaná (**Figs 60 y 61**). Sobre este hemigraben se depositó una sucesión deltaica, de edad Mioceno inferior, con un importante desarrollo de corales hacia la zona de prodelta. Estas facies pasaban lateralmente hacia cuenca a un sistema de rampa carbonática distalmente acentuada (rampa de San Luis) caracterizada por una comunidad productora de carbonato de tipo foralgal y con la influencia de sedimentos siliciclásticos (**Fig. 20**). La rampa carbonática de San Luis se profundizaba hacia el sur y hacia el este, y presentaba una morfología elongada con una longitud aproximada de entre 15 y 20 km y una anchura de unos 65 km (**Fig. 60**). La zona oriental de la rampa de San Luis, con una menor influencia siliciclástica, se caracteriza por una gran abundancia de facies rodolíticas, mientras que el sector occidental, con una mayor influencia de sedimentos terrígenos, se caracteriza por una predominancia de facies más someras ricas en corales (**Fig. 60**) que pasan lateralmente, hacia el sur, a facies parautoctonas, retrabajadas, relativamente más profundas, ricas en fragmentos de algas rojas y macroforaminíferos. La transición de rampa carbonática a cuenca no se preserva, aunque a juzgar por la sucesión turbidítica asociada a estos depósitos (Fm. Pedregoso) (**Fig. 4**), caracterizada por la presencia de brechas calcáreas y localmente olistolitos provenientes de la rampa carbonática de San Luis, podría estar relacionado con un escarpe de falla abrupto con destrucción de la rampa carbonática. Estos depósitos turbidíticos se depositaron a pie del talud, dentro de la fosa tectónica central de Falcón (**Figs. 60 y 61**) y se interdigitan con los depósitos lutíticos profundos pertenecientes a las Fms. Pecaya (Aquitaniense) y Agua Clara (Aquitaniense superior-Burdigaliense) (**Fig. 4**). El margen sur de la Cuenca de Falcón se caracteriza por la presencia de dos semigrabens marginales basculados hacia el sur, que formaban dos subcuencas (La Danta y Churuguara) que se profundizaban en esa dirección (**Figs. 60 y 61**) y que registraron una sedimentación mixta carbonática siliciclástica durante el Mioceno inferior. Sobre los altos estructurales generados se desarrollaron dos sistemas carbonáticos aislados con una morfología elongada y estrecha, con una longitud máxima de unos 60 km y una anchura de unos 5 km (**Fig. 60**). Estos bancos carbonáticos presentan una morfología de rampa

carbonática distalmente acentuada dominada por equínidos, macroforaminíferos, algas rojas y rodolitos (**Fig. 44**). A diferencia de los depósitos carbonáticos de San Luis, las rampas carbonáticas de Churuguara son pobres en corales y presentan un contenido muy bajo en sedimentos terrígenos. Una característica de estos carbonatos es la abundancia de niveles glauconíticos, *hardgrounds*, niveles de fosfatización y superficies de ahogamiento, indicando condiciones de cierta profundidad. En los depocentros marginales se produjo una sedimentación marina profunda caracterizada por una potente sucesión de lutitas pelágicas y niveles turbidíticos muy ricos en arenas glauconíticas (**Fig. 49**).

Cuencas asociadas al Arco del Caribe: Urumaco y Antillas Holandesas

A partir del Oligoceno superior se generó un segundo grupo de Cuencas sobre el arco volcánico del Caribe, con una orientación NO-SE, que se conectaban por el sur con las cuencas de Falcón y Bonaire, conformando el mapa paleogeográfico que se presenta en la **Fig. 60**. De este modo, las cuencas de Falcón y Bonaire estaban parcialmente cerradas por el norte por un archipiélago insular. La más grande de estas islas, situada al norte de la Cuenca de Falcón, era la paleoisla de Paraguaná, con unas dimensiones estimadas de 110 km x 60 km (Macellari, 1995). Esta isla representaba el área de drenaje de los sistemas deltaicos del margen norte de la Cuenca de Falcón (Fms. Patiecitos y Guarabal) (Wheeler, 1963) (**Fig. 4**).

Al este de Paraguaná se generó una fosa tectónica (Surco de Urumaco) (**Fig. 4**) caracterizado por un episodio de subsidencia rápida entre el Oligoceno superior-Mioceno inferior, seguido de una pausa tectónica en el límite Mioceno inferior-medio y una segunda fase de subsidencia rápida entre el Mioceno medio y el Plioceno (Macellari, 1995). El primer periodo de subsidencia estuvo dominado por una sedimentación lutítica en un contexto marino profundo (Fms. Pecaya y Agua Clara) (**Fig.60**)

Al norte de Paraguaná, sobre una plataforma continental alóctona limitada al suroeste por el surco de Urumaco y al noreste por la fosa de Aruba, se desarrollaron importantes bancos carbonáticos aislados, dominados por facies rodolíticas (carbonatos de Perla, **Fig. 60**), sobre una serie de altos estructurales controlados por una geometría de basamento compartimentado en fosas y bloques tectónicos (Pinto et al., 2011). Estos depósitos son equivalentes en edad a los carbonatos de San Luis y Churugara, al norte y al sur de la Cuenca de Falcón (**Figs. 3 y 60**), y contienen

importantes acumulaciones de gas que fueron descubiertas recientemente en el Campo de Perla (Pinto et al., 2011). Estos bancos carbonáticos pasan lateralmente a depósitos lutíticos equivalentes a las Fms. Patiecitos y Agua Clara, depositados en un ambiente pelágico (**Fig. 3b**).

En el periodo Oligoceno superior-Mioceno inferior, las fosas tectónicas de Aruba, del Este y del Oeste de Curaçao registraron una sedimentación pelágica, esencialmente lutítica (Curet, 1992; Gorney, 2007), mientras que a partir del Mioceno inferior-medio, sobre los paleoaltos estructurales de Curaçao y Bonaire se desarrollaron una serie de sistemas carbonáticos (**Fig. 3b**) dominados principalmente por macroforaminíferos y algas rojas (Jackson y Robinson, 1994; Fouke et al., 1996).

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN

6. DISCUSIÓN

Para poder discutir la evolución de la Cuenca de Falcón de un modo integral, se han considerado los resultados presentados en este trabajo, y además se ha incorporado una interpretación estratigráfico-secuencial de una sucesión sedimentaria completa del centro de la Cuenca de Falcón representativa del periodo de sedimentación Rupeliense-Burdigaliense. Esta sucesión se puede ver en Díaz de Gamero (1977), y de forma resumida en la **Fig. 62[10]**. Su localización se presenta en la **Fig. 59A** (Río Mitare).

6.1. Bioestratigrafía

Senn (1935) definió formalmente las unidades litoestratigráficas cenozoicas de la Cuenca de Falcón y realizó un exhaustivo inventario de especies de moluscos y macroforaminíferos. En los carbonatos de San Luis (en el margen norte de la cuenca) (**Fig. 60**) identificó una asociación propuesta como Rupeliense (*Lepidocyclina*, *L. cf. marginata*, *L. undosa*, *L. favosa*, *Miogypsina*, *Nummulites* raro y pequeño, *Spiroclypeus*, *Heterostegina*) y una segunda asociación propuesta como Aquitaniense (*Lepidocyclina sanluisensis*, *L. cf. antiguensis*, *L. cannellei*, *L. forresti*, *Miogypsina hawkinsi*, *Nummulites* raro y pequeño, *Heterostegina cf. antillea*, *Spiroclypeus*). En la Fm. Churuguara (**Fig. 60**) identificó una asociación propuesta como Rupeliense (*Nummulites*, *Heterostegina cf. antillea*, *Lepidocyclina cannellei*, *L. falconensis*, *L. undosa*, *L. gigas*, *L. senni*, *Miogypsinoides* [*Miogypsina*] *cf. complanata*, *Miogypsina hawkinsi*). El autor, utilizando la acepción de la antigua escuela norteamericana del término Aquitaniense (Oligoceno superior), situó la Fm. San Luis (Rupeliense-Aquitaniense) dentro del Oligoceno medio y la Fm. Churuguara (Rupeliense) dentro del Oligoceno inferior. Desde que, a partir de 1958, el estratotipo europeo del Aquitaniense (depósitos lacustres de la Cuenca de Aquitania) fue reconocido internacionalmente como perteneciente al Neógeno mediterráneo (Vigneauz y Marks, 1971), se generó una gran confusión en la literatura, sobretudo en América, donde el Aquitaniense era considerado parte del Oligoceno superior.

Posteriormente, Wheeler (1963) redefinió la edad de la Fm. San Luis, identificando una asociación de macroforaminíferos propuesta para el Oligoceno (*Heterostegina panamensis*, *Lepidocyclina canellei*, *Lepidocyclina forresti*, *Lepidocyclina sanluisensis*, *Operculinoides semmesi*, *Operculinoides bullbrooky*,

Operculinoides panamensis) y una asociación faunística representada por foraminíferos bentónicos y corales, propuesta para el Mioceno (*Textularia falconensis*, *Montastrea Canalis*, *Porites toulai*, *Stylophora imperaloris*, *Stilophora panamensis*). Es su trabajo, Wheeler (1963) confirmó, por un lado, que los especímenes considerados por Senn (1932) como *Nummulites* raros y pequeños constituían, en realidad, diversas especies de *Operculinoides* y, por otro lado, que la Fm. San Luis se extendía hasta el Mioceno inferior. En el mismo trabajo, Wheeler (1963) redefinió la edad de la sección tipo de la Fm. Churuguara, definida por Senn (1935) en el Río Mamoncito (**Fig. 28**), identificando una unidad lutítica inferior caracterizada por una asociación de foraminíferos planctónicos propuesta para el Oligoceno inferior (*Globigerina ciperonensis*, *Globorotalia opima opima*, *Globorotalia opima nana*, *Uvigerina adelinensis*, *Uvigerina sparsicostata*) una unidad intermedia, caracterizada por carbonatos y lutitas con una asociación de macroforaminíferos propuesta para el Oligoceno medio (*Operculinoides panamensis*, *Operculinoides antiguensis*, *O. semmesi*, *Miogypsina kawkinsi* y *Heterostegina antillea*) y una unidad superior con una asociación faunística de foraminíferos y moluscos propuesta para el Mioceno inferior (*Textularia falconensis*, *Turritella zuliana*, *Anadara cunearca zuliana* var. *maracaibensis*, *Semele quirosana*, *Pecten antiguensis churuguarensis*). En este caso también se extiende la edad de la Fm. Churuguara hasta el Mioceno inferior.

Diversos autores sostienen que las especies americanas *Miosorites americanus* y *Annulosorites spiralis* son exclusivas del Mioceno (Seiglie et al. 1977; Seiglie, 1982; Butterlin, 1981; Banerjee et al., 2000; Hottinger, 2001; Serra-Kiel et al., 2007; BouDagher-Fadel, 2008). En este trabajo se indica la ocurrencia de estas dos especies hacia la base de las Fms. San Luis y Churuguaran (**Figs. 26 y 57**), demostrando así que estas dos formaciones son exclusivamente miocenas.

Algunos autores distinguen dos especies de *Heterostegina* en el Oligoceno-Mioceno, *H. antillea* y *H. panamensis*, en ocasiones dándole distintos rangos estratigráficos (Boudhager-Fadel et al., 2010). Las dos especies presentan el mismo rango estratigráfico (p. ej., Butterlin, 1981) y se diferencian solamente en el grosor de la concha, una característica ligada a las condiciones del medio y se consideran aquí como una sola especie, *H. antillea*, siguiendo a Cole (1964), Robinson y Wright (1993) y Frost y Lagenheim (1974). Esta especie se encuentra en sedimentos de edad Oligoceno-Mioceno inferior y tiene poca relevancia bioestratigráfica porque no permite más resolución (p. ej., Caudri, 1996).

Ocurre lo mismo con *Lepidocyclina favosa* y *L. undosa*. Siempre se encuentran juntas, tienen el mismo rango bioestratigráfico (que según Butterlin, 1981, coincide con el de *L. canellei* y *O. panamensis*) y se encuentra una gradación completa entre una y otra, por lo que se considera *L. favosa* como un sinónimo de *L. undosa* (Vaughan, 1928; Cole, 1952; Cole y Applin, 1961; Frost y Langenheim 1974; Caudri, 1996, Serra-Kiel et al., 2007).

El rango de *O. panamensis* es similar al de *H. antillea*, Oligoceno inferior-Mioceno inferior (Frost y Lagenheim, 1974), aunque algunos autores lo limitan al Oligoceno (Butterlin, 1981).

Es importante destacar que la unidad siliciclástica basal de la Fm. Churuguara (Aquitaniense inferior) (**Fig. 4a** y mapa geológico en el anexo), en el margen sur de la Cuenca de Falcón, presenta similitudes muy notables con la Fm. El Paraíso (de edad Rupeliense superior-Chatense inferior) (**Fig. 4** y mapa geológico en el anexo). Estas dos unidades se encuentran en contacto discordante por encima del basamento eoceno y presentan características litológicas muy similares, por lo que han sido consideradas históricamente como unidades correlativas. Partiendo de estas consideraciones, se ha asumido sistemáticamente que la unidad basal de la Fm. Churuguara es equivalente en edad a la Fm. El Paraíso, de la cual se tienen datos bioestratigráficos precisos (ver Díaz de Gamero, 1977). En este trabajo se ha demostrado como estas dos unidades aparentemente equivalentes tienen una diferencia de edad de unos 7-8 Ma (ver el apartado de bioestratigrafía 5.2.5. y la **Fig. 57**).

6.2. Evolución de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno inferior

La evolución sedimentaria de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno inferior fue el resultado de la interacción de una serie de factores locales, regionales y globales que controlaron la tasa de sedimentación y/o producción y la acomodación, así como la geometría deposicional de la cuenca y el lugar de acumulación de los sedimentos. Estas variables consisten en la formación y evolución de un sistema de fallas extensivas relacionadas con la convergencia entre las placas del Caribe y Suramericana (Muessig, 1978, 1984a; Boesi y Goddard 1991; Macellari, 1995; Gorney et al., 2007; Escalona y Mann, 2011), la actividad volcánica en un contexto oceánico

(Muessig, 1984b; Audemard, 1995), las variaciones eustáticas del nivel del mar, las fluctuaciones climáticas y sus efectos ambientales (**Fig. 62**).

6.2.1. Cambios eustáticos

La duración de las secuencias T-R interpretadas en las zonas norte, centro y sur de la Cuenca de Falcón varía entre 3.1 y 0.5 Ma (**Fig. 62[5]**), representando secuencias de tercer orden (0.5 a 3 Ma) *sensu* Vail et al. (1991). Estas estimaciones se basan en los resultados bioestratigráficos presentados en los apartados 5.1.5. y 5.2.5. (**Figs. 26 y 57**) para los márgenes norte y sur de la cuenca, y en los resultados bioestratigráficos publicados por Díaz de Gamero (1977, 1989) para el depocentro central. La sedimentación en el depocentro central de la Cuenca de Falcón se inició aproximadamente en el Rupeliense medio (Wheeler, 1969, Díaz de Gamero 1977), mientras que en los márgenes norte y sur comenzó en el Mioceno inferior. El periodo de sedimentación fue continuo en los tres sectores de la cuenca hasta la inversión de la misma, en el Mioceno medio (16 Ma) (Gorney et al., 2007), tal y como se puede apreciar en las curvas de acomodación total de la **Fig. 62[7]**. De este modo, el depocentro central de la cuenca registró 8 secuencias Oligoceno-Miocenas, mientras que los márgenes norte y sur preservaron 6 secuencias miocenas. Estas secuencias transgresivas-regresivas se correlacionan entre los sectores norte, centro y sur, y se comparan con la curva eustática global publicada por Haq et al. (1987), corregida con la curva isotópica de Abreu y Anderson (1998), así como con los principales eventos climáticos publicados por Abreu y Anderson (1998) y Zachos et al. (2001) (**Fig. 62[4]**).

El Mioceno inferior se caracterizó por una elevada frecuencia en la fluctuación del nivel relativo del mar dentro de la Cuenca de Falcón (**Fig. 62[6]**), marcada por una serie de pulsos siliciclásticos en el interior de la cuenca (**Fig. 62[8]**). Esta elevada frecuencia también se observa en la secuencialidad eustática global (**Fig. 62[3]**) (Haq et al., 1987; Abreu y Anderson, 1998), y se asocia a un periodo de variabilidad climática elevada entre el Oligoceno terminal y el óptimo climático del Mioceno medio, que se caracterizó por episodios relativamente cálidos interrumpidos por breves periodos glaciales (p. ej. eventos Mi, **Fig. 62[4]**) (Abreu y Anderson, 1998; Zachos et al. 2001). Esto sugiere que la sedimentación durante el Mioceno inferior en la Cuenca de Falcón podría estar controlada por efectos eustáticos globales, aspecto que se analizará a continuación.

Durante el Mioceno inferior se registraron 6 secuencias T-R en los márgenes norte y sur, y en el centro de la Cuenca de Falcón. Éstas se corresponden con las secuencias de la 1 a la 6 en los semigrabens marginales y de la 4 a la 8 en la fosa central (**Fig. 62[5]**). Las seis secuencias T-R del Mioceno inferior identificadas en margen sur de la Cuenca de Falcón (**Fig. 62[5]**) se correlacionan bastante bien con las secuencias globales del Aquitaniense-Burdigaliense de Haq et al. 1987 (**Fig. 62[3]**), indicando un importante control eustático. No sucede lo mismo con las seis secuencias del Mioceno inferior identificadas en el margen norte y en el centro de la cuenca (**Fig. 62[5]**) que, aunque se correlacionan bastante bien entre ellas, no coinciden con las secuencias globales del Aquitaniense-Burdigaliense de Haq et al. 1987 (**Fig. 62[3]**). En este caso se interpreta que, en el centro y en el margen norte de la cuenca, la señal eustática fue modificada por efectos tectónicos.

6.2.2. Evolución de la subsidencia total

Además de la influencia eustática, la subsidencia jugó un papel muy importante en la creación de acomodación durante el Mioceno inferior. Los análisis indican una subsidencia rápida, controlada por fallas extensivas, durante todo el periodo de sedimentación, pudiéndose considerar como el factor más importante en la creación de acomodación (**Figs. 59 y 62[7]**). A pesar de la elevada tasa de subsidencia tectónica, los efectos eustáticos tienen una expresión muy marcada en la variación de la acomodación, tal y como se ha visto en el apartado anterior. No obstante, es probable que este episodio de subsidencia rápida amplificara el efecto de los periodos transgresivos globales dentro de la Cuenca de Falcón, a la vez que pudo haber atenuado, en cierta medida, el efecto de las regresiones eustáticas globales durante el Mioceno inferior. Por este motivo, diversos autores apuntan que la sedimentación dentro de la Cuenca de Falcón se produjo dentro de un contexto transgresivo (Wheeler, 1963; Macellari, 1995).

La subsidencia fue diferente en los tres sectores estudiados de la cuenca de Falcón. Mientras que en el depocentro central de la Cuenca de Falcón comenzó en el Rupeliense, con un patrón más o menos lineal y con una subsidencia total acumulada del orden de 4000 metros en unos 14 Ma (286 m/Ma), hacia los márgenes norte y sur comenzó en el Mioceno inferior con un patrón también lineal y una subsidencia total acumulada del orden de 1000 metros en unos 7 Ma (143 m/Ma) (**Fig. 59**). En el centro de la Cuenca de Falcón, la tasa de sedimentación promedio fue inferior a la tasa de

subsistencia, propiciando así una sedimentación marina profunda, mientras que en las zonas marginales norte y sur de la cuenca la tasa de producción de carbonato alcanzó condiciones de equilibrio con respecto a la tasa subsistencia, haciendo posible el desarrollo de los sistemas mixtos carbonáticos-siliciclásticos de San Luis y de Churuguara con una tendencia general agradante (**Fig. 63B, C**).

Las diferencias observadas entre las secuencias T-R registradas en los márgenes norte y sur de la cuenca (**Fig. 62[5]**) responden a diferencias en las variaciones relativas del nivel del mar entre ambos márgenes de la cuenca. Esto podría estar causado por una subsidencia diferencial entre el margen norte y el margen sur durante el Mioceno inferior. La baja resolución de los datos bioestratigráficos también podría contribuir a incrementar estas diferencias.

Los desajustes entre las secuencias T-R y las secuencias globales pueden estar relacionados con problemas de precisión en las dataciones, o con la contribución del efecto tectónico local y regional (p. ej., tal y como sugieren Peterson et al. (2010), convecciones mantélicas de pequeña escala pueden causar variaciones relativas del nivel del mar a nivel regional con una ocurrencia periódica que oscila entre 2 y 20 Ma). La existencia de un adelgazamiento cortical en la Cuenca de Falcón, ocurrido durante la etapa extensiva oligocena-miocena (Bezada et al., 2008), así como un periodo de actividad volcánica submarina extrusiva durante el Aquitaniense (Muessig, 1984b) (**Fig. 62[8]**) podría sugerir la influencia de la dinámica mantélica debajo de la Cuenca de Falcón en el desarrollo de las secuencias estratigráficas.

6.2.3. Cambios ambientales y sucesiones de facies

Anteriormente se ha discutido como las variaciones en la acomodación, relacionadas con los cambios eustáticos y la subsidencia, controlaron la sedimentación en la Cuenca de Falcón durante el Mioceno inferior, y especialmente el desarrollo de los sistemas mixtos carbonáticos-siliciclásticos asociados a los márgenes norte y sur de la cuenca. Además, los organismos productores de carbonato son sensibles a otros factores ambientales, que controlan principalmente el tipo de asociación biológica y la tasa de producción de carbonato. El periodo Mioceno inferior se asocia comúnmente a un intervalo de tiempo caracterizado por importantes cambios climáticos y oceanográficos, principalmente por la sucesión de una serie de periodos glaciales e

interglaciales (Abreu y Anderson, 1998; Zachos et al., 2001). Estas variaciones del sistema oceánico-climático se tendrán en cuenta a la hora de discutir las sucesiones de facies y los cambios bióticos observados en los depósitos miocenos de la Cuenca de Falcón.

La característica más importante de los sistemas carbonáticos del Mioceno inferior de la Cuenca de Falcón es la predominancia de componentes esqueléticos de tamaño rudita y arenita propensos a ser removilizados sobre el fondo marino por diversos procesos hidrodinámicos (corrientes y olas). La predominancia de componentes esqueléticos móviles dio como resultado la formación de sistemas de rampas carbonáticas que se adaptaban a la geometría del basamento. Estos sistemas son esencialmente distintos del modelo clásico de carbonatos tropicales, caracterizados por el desarrollo de bioconstrucciones rígidas formando barreras litorales, y están condicionados por la evolución de las comunidades productoras de carbonato en este sector del Caribe, durante el Mioceno inferior.

Durante el Aquitaniense, en el margen sur de la Cuenca de Falcón, la producción de carbonato estuvo dominada principalmente por equínidos, algas rojas y macroforaminíferos (**Fig. 62[9]**). Los equínidos prosperaban en mayor cantidad en zonas de rampa superior, mientras que las algas rojas y los macroforaminíferos eran más abundantes en la rampa media-inferior (ver el apartado de modelos deposicionales 5.2.3.1. y **Fig. 44**). Paradójicamente, los carbonatos ricos en equinodermos parecen ser más comunes en las zonas templadas que en las zonas tropicales (Nelson, 1988; Kroh y Nebelsick, 2010). Stassen et al. (2006) relacionan una explosión de la población de equínidos en depósitos marinos someros de Tunisia del Paleoceno-Eoceno con un aumento de nutrientes en el medio marino. En el caso de la Cuenca Falcón, esta explosión en la población de equínidos podría estar relacionada con corrientes de *upwelling* generadas por una serie de paleorelieves submarinos paralelos al margen sur de la cuenca (subcuencas de Churuguara y La Danta) (**Fig. 60**).

En general, la producción de carbonato durante el Mioceno inferior, en los márgenes norte y sur de la Cuenca de Falcón (exceptuando la rampa de equínidos del Aquitaniense descrita anteriormente), estuvo dominada por praderas de corales, fanerógamas marinas y macroforaminíferos aporecelanados en zonas eufóticas (rampa superior), y algas rojas y macroforaminíferos en zonas meso-oligofóticas (rampa media-inferior). La mayoría de los géneros de macroforaminíferos estudiadas

no presentan cambios durante el Mioceno inferior (**Fig. 62[9]**). Solamente se observa un cambio en las especies de *Miogypsina* a nivel de toda la cuenca en el límite Aquitaniense-Burdigaliense (**Fig. 62 [9]**), que aumentan su tamaño y se vuelven más complejas (aumentando su número de cámaras laterales). BouDagher-Fadel (2010) reconoce una importante extinción de diversas especies americanas de miogypsinas en el límite Aquitaniense-Burdigaliense, y la aparición de algunas nuevas especies durante el Aquitaniense-Burdigaliense. Las posibles razones de este cambio biótico no se explican en este trabajo, aunque sí que se menciona que se registra en otras regiones del mundo (p. ej. Este Asiático). Justamente, en el límite Aquitaniense-Burdigaliense se produce un episodio de enfriamiento climático (periodo glacial MAi-3, **Fig. 62[4]**) que pudo causar un enfriamiento global de los océanos, que forzaron cambios evolutivos en las especies de miogypsínidos en diversos sectores del mundo.

6.3. Los sistemas carbonáticos de San Luis y Churuguara como posibles análogos del campo de gas de Perla

El campo de gas de Perla está representado por tres unidades carbonáticas retrogradantes, con un espesor individual máximo de unos 300 metros, que se desarrollaron durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior sobre un alto estructural del basamento granítico (Pomar et al., 2016). El desarrollo de estas unidades carbonáticas estuvo controlado por la evolución de un sistema de bloques tectónicos escalonados y basculados hacia el norte, que se encuentran adosados al margen nororiental del surco de Urumaco (**Fig. 63A, D**). Estos sistemas carbonáticos se acuñan y onlapan sobre los bloques levantados (NE) y se adelgazan y downlapan sobre los bloques hundidos (SO) (**Fig. 63A, D**).

Los carbonatos de Perla (**Fig. 63**) se interpretan como rampas distalmente acentuadas dominadas por organismos que se desarrollaban principalmente en la zona oligofótica (**Fig. 64[8]** y Borromeo et al, 2011; Pinto et al., 2011; Benkovics et al., 2012; Pomar et al., 2016). Análogamente, los sistemas carbonáticos de San Luis y de Churuguara se interpretan en este trabajo también como rampas distalmente acentuadas, con una predominancia de algas rojas y macroforaminíferos producidos en un contexto de rampa media (**Figs. 20, 24, 44, 49 y 64[8]**), y caracterizadas por un elevado grado de dispersión y retrabajamiento de los componentes esqueléticos. No obstante, los sistemas de Perla, San Luis y Churuguara presentan diferencias importantes en cuanto a la arquitectura sedimentaria.

En el caso de San Luis y el reservorio de Perla, la sedimentación carbonática se produjo de manera ininterrumpida durante el Mioceno inferior, dando como resultado acumulaciones superiores a los 300 metros (Fig. 63A, B; y Fig. 64[7]). Por lo contrario, en Churuguara la sedimentación carbonática se produjo de manera discontinua, con el desarrollo de un banco carbonático inferior de edad Aquitaniense y un banco superior de edad Burdigaliense, separados por un intervalo lutítico. En este caso las acumulaciones de carbonatos no superan los 100 m de espesor (Fig. 63C, y Fig. 64[7]).

En el caso de San Luis y Churuguara los depósitos carbonáticos se interdigitan con sistemas siliciclásticos marginales (Fig. 63B, C), cosa que no ocurre en reservorio de Perla. Por otro lado, en el caso de San Luis la transición de rampa inferior a cuenca es por escarpe, representado por un paleotalud por falla de tipo sinsedimentaria y con la presencia de olistostromas en posición de cuenca (Fig. 63B). En el caso de Churuguara y Perla esta transición es de tipo gradual, mostrando un adelgazamiento progresivo de los depósitos carbonáticos de rampa inferior que pasan a lutitas de cuenca (Fig. 63A, C).

Pomar et al. (2016) realizan un modelo estratigráfico secuencial representativo del campo de Perla en base al estudio de núcleos de roca extraídos de un pozo exploratorio (Perla-1x) y de datos sísmicos. En este trabajo, los autores reconocen 13 secuencias T-R de alta frecuencia, que agrupan en 3 secuencias de rango mayor, depositadas entre el Chatiense superior y el Burdigaliense (Fig. 64[5]). Los autores advierten que la baja resolución de los datos bioestratigráficos no permite establecer la periodicidad de estas secuencias. Sin embargo, mediante las edades absolutas determinadas en 3 niveles del pozo Perla-1x por Pinto et al. (2014), se puede realizar una estimación aproximada del rango temporal de estas secuencias (Fig. 64[5]). La característica más significativa es la correlación entre las secuencias del Aquitaniense-Burdigaliense inferior entre la Cuenca de Falcón y el Campo de Perla. En la Fig. 64[5] se observa que las secuencias 11, 12 y 13 registradas en el Campo de Perla podrían ser equivalentes a las Secuencias 1, 2 y 3 de San Luis y Churuguara (en margen norte y sur de la Cuenca de Falcón, respectivamente). Por otro lado, éstas se pueden correlacionar con las secuencias globales Aq1, Aq2 y Aq3 de Haq et al. (1987) indicando, en primer término, la influencia de un control eustático a nivel regional. También es una característica común el incremento más o menos lineal y rápido de la acomodación en los tres sectores considerados, aunque a partir del Aquitaniense-Burdigaliense inferior registró una aceleración generalizada (Fig. 64[6]). Este

incremento acelerado de la acomodación se interpreta que estuvo controlado en primer término por una rápida subsidencia tanto en la Cuenca de Falcón como en el Surco de Urumaco (**Fig. 60**). Este periodo de subsidencia rápida coincide con el episodio regional extensivo (S2) que afectó al margen suroccidental del Caribe durante el periodo Oligoceno-Mioceno inferior (**Fig. 2**). En este sentido, los sistemas carbonáticos de San Luis, Churuguara se caracterizan por una tendencia general agradante, mientras que los carbonatos de Perla presentan una tendencia claramente retrogradante (**Fig. 63**) durante un episodio transgresivo de segundo orden (sensu Vail et al., 1991). Esto significa que en Perla la variación de la acomodación superó claramente la tasa de sedimentación, mientras que en San Luis y Churugara fueron similares. La causa más plausible de esta diferencia es que en Perla se produjo una subsidencia más rápida durante el Mioceno inferior que en San Luis y Churuguara.

Al igual que en el caso de los sistemas mixtos carbonático siliciclásticos de San Luis y Churuguara, el reservorio carbonático de Perla (en el Golfo de Venezuela) presenta un perfil deposicional de rampa distalmente acentuada, se formó en un contexto general transgresivo y está constituido principalmente por carbonatos de rampa media con una predominancia de algas rojas y macroforaminíferos. Sin embargo, el grosor, la extensión espacial y la arquitectura sedimentaria del Reservorio de perla no son comparables con los sistemas carbonáticos estudiados en este trabajo a causa de diferentes configuraciones tectónicas y paleotopográficas del basamento (**Fig. 63**). Por este motivo, la predictibilidad de la arquitectura sedimentaria de los reservorios carbonáticos en esta región no puede basarse en un modelo generalista, sino que requiere de la elaboración de modelos individuales para cada zona de estudio.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

7. CONCLUSIONES

El análisis de las sucesiones sedimentarias miocenas de tipo epicontinental que afloran en el NO de Venezuela (Estado de Falcón), ha permitido trazar la evolución y descifrar los principales factores que controlaron el desarrollo de los sistemas mixtos carbonáticos-siliciclásticos durante este periodo en los márgenes norte y sur de la Cuenca de Falcón. La combinación de una cartografía geológica detallada, análisis estructurales, restitución de cortes geológicos compensados y la realización de análisis de facies, modelos estratigráfico-secuenciales, modelos deposicionales y análisis cuantitativos de subsidencia, juntamente con la calibración de edades mediante el estudio bioestratigráfico de macroforaminíferos, han resultado en una metodología de trabajo adecuada para obtener una visión completa y factible de la evolución de la Cuenca de Falcón y los depósitos sedimentarios asociados durante el Mioceno inferior. Los principales resultados y conclusiones más relevantes se incluyen a continuación:

El registro sedimentario preservado en los márgenes norte y sur de la Cuenca de Falcón (sistemas carbonáticos de San Luis y Churuguara) presenta una secuencialidad relacionada a variaciones relativas del nivel del mar, como respuesta al efecto combinado de las variaciones eustáticas y de la actividad tectónica en esa región durante el Mioceno inferior. Esta secuencialidad es diferente en los dos sectores estudiados de la cuenca a causa de diferencias en la tasa de subsidencia y/o a problemas de resolución en las dataciones.

El sistema mixto carbonático-siliciclástico de San Luis (en el paleomargen norte de la Cuenca de Falcón) se desarrolló durante el periodo Aquitaniense-Burdigaliense y está representado por un sistema deltaico marginal que pasa lateralmente a un sistema de rampa carbonática distalmente acentuada, con una predominancia de macroforaminíferos y algas rojas en un contexto de rampa media-inferior. En la zona de transición entre las facies de prodelta y la rampa superior se desarrollaron extensas praderas dominadas por corales, con una importante influencia siliciclástica.

Los bancos carbonáticos de Churuguara (en paleomargen sur de la Cuenca de Falcón) se desarrollaron en dos episodios, durante el Aquitaniense superior y el Burdigaliense medio, sobre dos paleoaltos estructurales marginales que limitaban la Cuenca de Falcón con las subcuencas de La Danta y de Churuguara. Por lo contrario, el Burdigaliense inferior y el Burdigaliense superior se caracterizaron por dos

transgresiones marinas que ahogaron los bancos carbonáticos de Churuguara. Estos depósitos carbonáticos se asocian a rampas distalmente acentuadas con una predominancia de algas rojas y macroforaminíferos desarrollados y acumulados principalmente en un contexto de rampa media-inferior y se interpretan como facies de tipo parautócono. El Aquitaniense se caracterizó por una proliferación de los equínidos, representando los principales productores de carbonato de la rampa superior de Churuguara durante ese periodo. El Burdigaliense medio se caracterizó por el desarrollo de praderas de corales ramosos y fanerógamas marinas, y biohermos aislados de corales, en un contexto de rampa superior.

La subsidencia de tipo *synrift* fue el principal mecanismo de generación de acomodación durante el periodo Oligoceno-Mioceno inferior en la Cuenca de Falcón y subcuencas asociadas. En la fosa central de la Cuenca de Falcón se produjo un episodio de subsidencia rápida entre el Chatiense y el Burdigaliense, mientras que en los márgenes norte y sur de la cuenca se dio un periodo de subsidencia acelerada entre el Aquitaniense y el Burdigaliense. Debido a un cambio abrupto en el régimen tectónico que causó la inversión tectónica de la Cuenca de Falcón a partir del Mioceno medio, la cuenca no registró una fase de *postrift*. La subsidencia tectónica influyó parcialmente en las variaciones relativas del nivel del mar pero no enmascaró completamente la señal eustática global. No obstante, la señal eustática se encuentra mejor representada en el margen sur de la Cuenca de Falcón.

A excepción del episodio de explosión en la población de equínidos durante el Aquitaniense, que fue de carácter local, y de un cambio en la población de miogypsinas en el límite Aquitaniense-Burdigaliense de carácter regional, no se observan cambios bióticos significativos en los organismos bentónicos en esta región del Caribe durante el Mioceno inferior.

El periodo de transición entre el óptimo climático del Chatiense y el periodo de alta fluctuación climática del Mioceno inferior, caracterizado por periodos cálidos y breves periodos glaciales, se ve reflejado en la Cuenca de Falcón en un aumento en la frecuencia de los pulsos de entrada de sedimentos terrígenos en la cuenca.

Aunque la comunidad biológica productora de carbonato y el perfil deposicional es equivalente en los sistemas carbonáticos de San Luis, Churuguara y el campo de Perla, las notables diferencias en la arquitectura sedimentaria causadas por

diferencias tectónicas y paleotopográficas hacen que los depósitos estudiados no se puedan considerar como análogos de Perla.

BIBLIOGRAFÍA

- Abreu, V.S., Anderson, J.B. (1998) Glacial eustasy during the Cenozoic; sequence stratigraphic implications, *AAPG Bulletin* 82(7), 1385-1400.
- Aguirre, J., Riding, R., Braga, J.C. (2000) Diversity of coralline red algae: Origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene. *Paleobiology* 26, 651-667.
- Amorosi, A. (1995) Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research* 65, 419-425.
- Amorosi, A. (1997) Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109(1-2), 135-153.
- Audemard, F.A. (1993) Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón). Ph.D. thesis, Université Montpellier II.
- Audemard, F. A. (1995) La Cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica. IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, 19p.
- Audemard, F. A. (2001) Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology* 23, 431-453.
- Audemard, F. A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V. (2005) Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews* 69, 181-223.
- 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. *Geological Society, London, Special Publications* 328, 587-612.
- Beavington-Penney, S.J. (2004) Analysis of the effects of abrasion on the test of *Palaeonummulites venosus*: implications for the origin of nummulithoclastic sediments. *Palaios* 19, 143-155
- Beavington-Penney, S.J., Racey, A. (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews* 67(3-4), 219-265.

- Beavington-Penney, S. J., Wright, V.P., Woelkerling, W.J. (2004) Recognising macrophyte-vegetated environments in the rock record: A new criterion using “hooked” forms of crustose coralline red algae. *Sedimentary Geology* 166, 1-9.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., Racey, A. (2005) Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology* 52, 537-569.
- Beavington-Penney, S.J., Nadin, P., Wright, V.P., Clarke, E., McQuilken, J., Bailey, H.W. (2008) Reservoir quality variation on an Eocene carbonate ramp, El Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation. *Sedimentary Geology*, 209 (1-4), 42-57.
- Banerjee, A., Yemane, K., Johnson, A. (2000) Foraminiferal Biostratigraphy of Late Oligocene-Miocene Reefal Carbonates in Southwestern Puerto Rico. *Micropaleontology* 46 (4), 327-342.
- Bassi, D., Hottinger, L., Nebelsick, J.H. (2007) Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, north-east Italy. *Palaeontology* 50, 845-868.
- Bassi, D., Nebelsick, J.H. (2010) Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, 258-280.
- Benkovics, L., Castillo, V., Colmenares, J., Asensio, A., Esteban, M., Cobos, C., Barletta, V., Simon, C. León, K. 2012 Descubrimiento del Campo Perla: un nuevo campo gigante en el Mar Caribe: 11th Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas; Nuevas Fronteras II. Extended abstract.
- Betzler C. (1997) Ecological controls on geometries of carbonate platforms: Miocene/Pliocene shallow-water microfaunas and carbonate biofacies from the Queensland Plateau (NE Australia). *Facies* 37(1), 147-166.
- Bezada, M.J., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C. (2008) Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence, *Journal of Geodynamics* 45(4-5), 191-200.
- Bianco, T.A., Gelmetti, A., Marini, J., Quagliaroli, F., Spadafora, E. (2011) Perla Discovery – A Supergiant Gas Field on the Fast Track. The Geological Society. Major Discoveries of the 21st Century. International conference to mark 30 years of the Petroleum Group, Bath, England, 22-23.
- Boesi, T., Goddard, D. (1991) A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela. Biddle, K.T. (Ed.), *Active Margin Basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir: Tulsa, OK, 35-49.

- Bolli, H.M., Beckmann, J.P., Saunders J.B. (1994) Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region. Cambridge University Press, 1-408.
- Bond, G.C., Kominz, M.A. (1984) Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of break-up, and crustal thinning. *Geological Society of America Bulletin* 95, 155-173.
- Borromeo, O., Miraglia, S., Sartorio, D., Bolla, E.M., Andrea, O., Reali, S., Castellanos, S., Villalobos, R. (2011) The Perla World-Class Giant Gas Field, Gulf of Venezuela: Depositional and Diagenetic Controls on Reservoir Quality in Early Miocene Carbonates. AAPG Search and Discovery Article. AAPG International Conference and Exhibition, Milan, Italy, 1p.
- Bosellini, F.R., Russo A. (1992) Stratigraphy and facies of an Oligocene fringing reef (Castro Limestone, Salento Peninsula, southern Italy). *Facies* 26, 146-166.
- BouDagher-Fadel, M. K. (2008) Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. M. K. Boudagher-Fadel (Ed.). *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 571 p.
- BouDagher-Fadel, M. K., Price, G.D. (2010) American Miogypsinidae: An analysis of their phylogeny and biostratigraphy. *Micropaleontology* 56(6), 567-586.
- BouDagher-Fadel, M.K., Price, G.D, Koutsoukos, E.A.M. (2010) Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Oligocene-Miocene carbonate succession in Campos Basin, southeastern Brazil. *Stratigraphy* 7(4), 283-299.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bover-Arnal, T., Strasser, A., 2013 Relative sea-level change, climate, and sequence boundaries: insights from the Kimmeridgian to Berriasian platform carbonates of Mount Salève (E France). *International Journal of Earth Sciences* 102, 493-515.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Cuffaro, M. (2009a) Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 274, 54-63.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Pedley, M., Matteucci, R. (2009b) Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology* 56, 1138-1158.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., Tomassetti, L. (2012) Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines). *Sedimentary Geology* 255-256, 29-41.

- Brandano, M., Lustrino, M., Cornacchia, I., Sprovieri, M. (2015) Global and regional factors responsible for the drowning of the Central Apennine Chattian carbonate platforms. *Geological Journal* 50, 575-591.
- Brasier, M.D. (1975) An outline history of seagrass communities. *Palaeontology* 18, 681-702.
- Brienen, R.J.W., Helle, G., Pons, T.L., Guyot, J.L., Gloor, M. (2012) Oxygen isotopes in tree rings are a good proxy for Amazon precipitation and El Niño-Southern Oscillation variability. *PNAS* 109 (42), 16957-16962.
- Budd A.F. (2000) Diversity and extinction in the Cenozoic history of Caribbean reefs. *Coral Reefs* 19, 25-35.
- Butterlin, J. (1981) Claves para la determinación de macroforaminíferos de México y del Caribe, del Cretácico Superior al Mioceno Medio. Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección de Tecnología de Exploración, 219 p.
- Buxton M., Pedley HM (1989) A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society of London* 146, 746-748.
- Cattaneo, A., Steel, R.J., (2003) Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews* 62(3), 187-228.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C. (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1-33.
- Caudri, C. M. B. (1996) The larger Foraminifera of Trinidad (West Indies). *Eclogae geologicae Helvetiae* 89(3), 1137-1309, pls. 1-30.
- Chamley, H. (1989) *Clay Sedimentology*. Chamley, H. (Ed.), Springer, Berlin, 623 p.
- Chapronière, C.G.H. (1984) Oligocene and Miocene larger foraminifera from Australia and New Zealand. *Bulletin Australia Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics* 188, 1-60.
- Cole, W.S. (1952) Eocene and Oligocene larger foraminifera from the Panama Canal zone and vicinity. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 244, 1-41.
- Cole, W.S. (1961) An analysis of certain taxonomic problems in the larger foraminifera. *Bulletins of American Paleontology* 41(197), 373-407.
- Cole, W.S., Applin, E.R. (1961) Stratigraphic and geographic distribution of larger foraminifera occurring in a well in Coffee County, Georgia. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 12(232), 127-35, pls. 6-7.

- Cole, W.S. (1963) Analysis of *Lepidocyclina radiata* (Martin). *Bulletins of American Paleontology* 46(208), 154-185.
- Cole, W.S. (1964) American mid-Tertiary miogypsinid foraminifera. Classification and zonation. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Contributions* 15 (4), 138-153.
- Coleman, J.M., 1981. *Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration*. Burgess Publishing, Minneapolis, 124p.
- Cook, H.E., Mullins, H.T. (1983) Basin margin environment. Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.). *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, 539-617.
- Cook, H.E., Hine, A.C., Mullins, H.T. (1983) Platform margin and deep water carbonates. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Short Course* 12, 563 p.
- Curet, E.A. (1992) Stratigraphy and evolution of the Tertiary Aruba Basin. *Journal of Petroleum Geology* 15 (3), 283-304.
- Debenay J.P., André J.P., Lesourd M. (1999) Production of lime mud by breakdown of foraminiferal tests. *Marine Geology* 157, 159–170
- Díaz de Gamero, M.L. (1977) Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. *GEOS Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra* 22, 2-54.
- Díaz de Gamero, M.L. (1989) El Mioceno temprano y medio de Falcón septentrional, *GEOS Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra* 29, 22-35.
- Díaz de Gamero M.L. (1996) The changing course of the Orinoco River during the Neogene: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123(1-4), 385-402.
- Duerto, L., Escalona, A., Mann, P., (2006) Deep structure of the Merida Andes and Sierra de Perija mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin* 90, 505–528.
- Dunham, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Ham, W. E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P. (1992) T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Special Publication, Norwegian Petroleum Society (2), 121–146.

- Embry, A.F., Klován, J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. Canadian Petroleum Geology Bulletin 19, 730-781.
- Enos, P., Moore, C.H. (1983) Fore-reef slope environment. Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.). Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, 507-537.
- Escalona, A., Mann, P. (2011) Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. Marine and Petroleum Geology 28, 8-39.
- Folk, R.L. (1968) Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas (Hemphill's Book Store), 154p.
- Fornos, J.J., Ahr, W.M. (1997) Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. Journal of Sedimentary Research, 67, 364-373.
- Fouke, B., Beets, C.J., Meyers, W., Hanson, G., Melillo, A. (1996) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Chronostratigraphy and dolomitization history of the Seroe Domi Formation, Curaçao (Netherlands Antilles), Facies 35(1), 293-320.
- Frost, S.H. (1977) Oligocene reef coral biogeography, Caribbean and western Tethys. Mem BRGM 89, 342-352.
- Frost, S.H., Lagenheim, R.L.Jr. (1974) Cenozoic reef biofacies. Northern Illinois University Press, Illinois, 388 p.
- Garner, A.H. (1926) Suggested nomenclature and correlation of the geological formations in Venezuela. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Petroleum Development and Technology in 1925, 677-684.
- Gernant, R.E. (1972) The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (Lcebenscur). Journal of Paleontology 46(5), 735-741.
- Goddard, A., Talukdar, S.C. (2002) Cretaceous Fine-Grained Mudstones of the Maracaibo Basin, Venezuela, in Depositional Process and Characteristics of Siltstones, Mudstones and Shales. Scott, E.D., Bouma, A.H., Bryant, W.H. (Eds.), GCAGS Annual Meeting, Austin, Texas, Special Symposium Volume 52, 1093-1101.
- González de Juana, C., Iturralde de Aroza, J., Picard, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Foninves (Ed.), Caracas, 1021 p.
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Magnani, M.B. (2007) Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. AAPG Bulletin 91(5):653-84.

- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (2012) *The Geologic Time Scale*.
Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G (Eds.), Elsevier, Boston, 395p.
- Griffin, J., Fantini, A.V. (2014) *World Oil Outlook*. Griffin, J., Fantini A.V. (Eds.).
Organization of the Petroleum Exporting Countries (OPEC), 396p.
- Guevara, E. (1967) The Santa Rita, Jarillal and La Victoria formations. *Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, Boletín Informativo* 10(2), 51-69.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987), *Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic*, *Science* 235(4793), 1156-1167.
- Halfar, J., Mutti, M. (2005) Global dominance of coralline red-algal facies: A response to Miocene oceanographic events. *Geology* 33, 481-484.
- Hallock, P., Glenn E.C. (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate facies. *Palaios* 1, 55-64.
- Hallock, P., Sheps, K., Chapronière, G., Howell, M. (2006) Larger benthic foraminifers of the Marion Plateau, northeastern Australia (ODP Leg 194): comparison of faunas from bryozoan (Sites 1193 and 1194) and red algal (Sites 1196-1198) dominated carbonate platforms. *ODP Proceedings, Scientific Results* 194, 1-31.
- Hallock, P., Pomar, L. (2008) Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats. *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, Ft Lauderdale, Florida*, 16-20.
- Hernandez, E. (1997) *Sedimentology of a mixed carbonate-siliciclastic succession: the Guasare Formation, Maracaibo Basin, Venezuela*. Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, Canada, 444p.
- Hickman C.S., Lipps J.H. (1983) Foraminiferivory: Selective ingestion of foraminifera and test alterations produced by the neogastropod *Olivella*. *Journal of Foraminiferal Research* 12, 108-114.
- Hippolyte, J.C., Mann, P. (2011), Neogene–Quaternary tectonic evolution of the Leeward Antilles islands (Aruba, Bonaire, Curaçao) from fault kinematic analysis. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 259-277.
- Hottinger, L. (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(4), 491-505.
- Hottinger, L. (2001) Archaiasinids and Related Porcelaneous Larger Foraminifera from the Late Miocene of the Dominican Republic, *Journal of Paleontology* 75(3), 475-512.
- Insalaco, E. (1998) The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs, *Sedimentary Geology* 118(1–4), 159-186.

- Izarra, C., Jácome, M.I., Schmitz, M., Mora, P. (2005) Analyzing gravity anomalies over the Caribbean and Northern Venezuela tectonic plate boundary. Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Spain.
- Jackson, T.A., Robinson, E. (1994) The Netherlands and Venezuelan Antilles. Donovan, S.H. and Jackson, T.A. (eds.), *Caribbean Geology: An Introduction*, 249-263.
- James, K., (2000) The Venezuelan hydrocarbon habitat: Part 2. Hydrocarbon occurrences and generated-accumulated volumes. *Journal of Petroleum Geology* 23, 133-164.
- Johnson, J.G., Murphy, M.A. (1984) Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1349–1359.
- Johnson, K.G. (2001) Middle Miocene recovery of Caribbean reef corals: new data from the Tamana Formation, Trinidad. *Journal of Paleontology* 75(3), 513-26.
- Johnson, K.G., Sánchez-Villarga, M.R., Aguilera, O.A. (2009) The Oligocene-Miocene Transition on Coral Reefs in the Falcón Basin (NW Venezuela), *Palaios*, 24(1), 59-69.
- Jorry, S., Hasler C.A., Davaud E. (2006) Hydrodynamic behaviour of Nummulites: implications for depositional models, *Facies* 52(2), 221-235.
- Kellogg, J. N. (1984) Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. Bonini, W., Hargraves, R., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South-American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir* 162, 239–261.
- Kerr, A., Urbani, F., Spikings, R., Barry, T., Hastie, A., Tarney, J. (2008) The Siquisique basalt and gabbro units, Los Algodones, Lara state, Venezuela: Late Cretaceous oceanic plateau formed within the proto-Caribbean plate?. *GEOS Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra* 40, 19-21.
- Kroh, A., Nebelsick J.H. (2010) Echinoderms and Oligo-Miocene carbonate systems: potential applications in sedimentology and environmental reconstruction. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 42, 201-228.
- Lexico Estratigráfico de Venezuela (2011), <http://www.pdv.com/lexico/lexicoh.htm>, editado por PDVSA-Intevep.
- Macellari, C. (1987) Regional Geology and Oil Potential of the Guajira Peninsula NW Venezuela and Aruba. Earth Sciences and Resources Institute (ESRI), University of South Carolina, internal report, 195p.
- Macellari, C. (1995) Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. Tankard, A.J., Suárez, R.

- and Welsink H.J. (Eds.) Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62, 757-780.
- Malavé, J.B., Contreras, O.J. (2013) New Contributions to the Geodynamics of the Caribbean through Structural Transects in the Gulf of Venezuela and its Implications in the Definition of Petroleum Systems. AAPG International Conference and Exhibition, Cartagena, Colombia, pp. 12.
- Manker, J.P., Carter, B.D. (1987) Paleocology and paleogeography of an extensive rhodolith facies from the lower Oligocene of south Georgia and north Florida. *Palaios* 592, 181-188
- Mann, P. (1999) Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to present. Mann, P. (Ed.), Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, vol. 4. Elsevier Science B.V, Amsterdam, 3-31.
- Mann, P., Escalona, A., Castillo, M.V. (2006) Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. AAPG Bulletin 90(4):445-77.
- Martínez, M., Montero, J., Gutiérrez, J.V., César, G. (2008) Geoquímica Orgánica de las unidades sedimentarias de la Cuenca Central de Falcón. Memorias del IX Congreso Geológico Venezolano, Revista Geos 39, 47 + 10 p. y 35 láminas en CD.
- Mateu-Vicens, G., Brandano, M., Hallock, P. (2008) Depositional model and paleoecological reconstruction of the lower Tortonian distally steepened ramp of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Palaios* 23, 465-481.
- Miller, K.G. (2009) Sea level change, last 250 million years. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, Springer, 879-887.
- Montero-Serrano, J.C., Martínez, M., Riboulleau, A., Tribovillard, N., Márquez, Gutiérrez-Martín, J.V. (2010) Assessment of the oil source-rock potential of the Pedregoso Formation (Early Miocene) in the Falcón Basin of northwestern Venezuela, *Marine and Petroleum Geology* 27(5), 1107-1118.
- Muessig, K.W. (1978) The central Falcón igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw* 57, 261-266.
- Muessig, K.W. (1984a) Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón basin, Venezuela and adjacent areas. Bonini, W.E., Hangraves, R.B., Shagam, R. (Eds.) The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics, Geological Society of America, Memoir 162, 217-230.
- Muessig, K.W. (1984b). Paleomagnetic data on the basic igneous intrusions of the central Falcón Basin, Venezuela. Geological Society of America Memoirs 162, 231-238.

- Mutti, M., Piller, W.E., Betzler, C. (2010) Carbonate Systems During the Oligocene-Miocene Climatic Transition. Special Publication 42 of the IAS, 312p.
- Neal, J., Abreu, V. (2009). Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology* 37, 779–782.
- Netto, R.G., Buatios, L.A., Mángano, M.G., Balsiteri, P. (2007) *Gyrolithes* as a multipurpose burrow: an ethologic approach. *Revista Brasileira de Paleontologia* 10(3), 157-168.
- Nelson, C.S. (1988) An introductory perspective on nontropical shelf carbonates. *Sedimentary Geology* 60, 3–14.
- Novak, V., Santodomingo, N., Rösler, A., Di Martino, E., Braga, J.C., Taylor, P.D., Johnson, K.G., Renema, W. (2013) Environmental reconstruction of a late Burdigalian (Miocene) patch reef in deltaic deposits (East Kalimantan, Indonesia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374, 110-122.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M. (2008) *The Concise Geologic Time scale*. Cambridge University Press, 150p.
- Petersen, K.D., Nielsen, S.B., Clausen, O.R., Stephenson, R., Gerya, T. (2010) Small-Scale Mantle Convection Produces Stratigraphic Sequences in Sedimentary Basins, *Science* 329, 827-830.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1973) *Sand & Sandstone*, Springer (Ed.). Verlag, Berlin, 618p.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P., Hiscott, R.N. (1986) Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews* 23, 75-174
- Pindell, J., Barrett, S. (1990). Geological evolution of the Caribbean region, a Plate tectonic perspective. *The Caribbean Region. The Geology of North America. The Geological Society of America*, 405-432.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R. (2005) Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *Geological Society of America, Special Paper* 394, 7-52.
- Pinto, J., Ortega, S., Marín, Z., Berrios, I., Pérez, A., Pirela, M. (2011) Controls on the newly-discovered gas accumulations in the Miocene Perla carbonate bank, Gulf of Venezuela: A preliminary assessment. *Society of Petroleum Engineers, Western Venezuela Petroleum Section (editor). South American Oil and Gas Congress: 18-21*.
- Pinto, D., Diaz, N, Tang, G., Arends, A., Ramírez, R., Pomar, L., Padrón, V. (2014). Interpretación de rampas carbonáticas asociadas a paleoislas durante el

- Oligoceno-Mioceno en el Golfo de Venezuela. Caso de estudio: Campo de Perla. PDVSA. Memorias del 1er congreso venezolano de gas natural 16(1), 18 + ppt disponible en: https://www.researchgate.net/publication/271209466_PPT_ICVGAS_2014_INTE_RPRETACIN_RAMPAS_CARBONTICAS_PALEOISLAS_PERLA_pintod
- Pomar, L. (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research* 13, 313-334.
- Pomar, L., Hallock, P. (2007) Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province: Adaptive versus environmental influence. *Geology* 35, 899-902.
- Pomar, L., Hallock, P. (2008) Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology. *Earth Science Reviews* 87, 134-169.
- Pomar, L., Kendall, C. G. St. C. (2008) Architecture of carbonate platforms: A response to hydrodynamics and evolving ecology. En: *Controls on carbonate Platform and Reef Development* - J. Lukasik y A. Simo (Eds.). *SEPM Special Publication* 89, 187-216.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B. (2012) Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record, *Earth-Science Reviews*, 111(1-2), 56-81.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., Brandano, M. (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 404, 109-132.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P. (2015) Internal waves and carbonate systems. *Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology*, Kraków, Poland, pp. 425.
- Pomar, L., Esteban, Martinez, W., Espino, D., Castillo de Ott, V. M., Benkovics, L., Leyva T.C. (2016) Oligocene-Miocene Carbonates of the Perla Field, Offshore Venezuela: Depositional Model and Facies Architecture. *AAPG Special Publication*, in press.
- Ponte, R.L. (1951) Depósitos fosfáticos del Cerro Riecito, Estado Falcón. *Boletín Geológico (Caracas)* 1 (1), 7-73.
- Porras, L. (2000) Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas 1, 279–292.
- Reading, H.G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Reading, H.G. (Ed.), 688p.

- Reich, S., Di Martino, E., Todd, J.A., Wesselingh, F.P., Renema, W. (2015) Indirect paleo-seagrass indicators (IPSIs): A review, *Earth-Science Reviews*, 143(0), 161-186.
- Reiss, Z., Hottinger, L. (1984) *The Gulf of Aqaba*. Billings, W.D., Lange, O.L., Remmert, H. (Eds.). *Ecological Micropaleontology, Ecological Studies, Analysis and Synthesis* 50, 354 pp.
- Rey, O., Martínez, M., Romero, M., Vera, R., Ariza, M., Alezones, R., Gutiérrez, J. (2009) Sedimentología y Geoquímica Sedimentaria de la Formación El Paraíso, Cuenca de Falcón, Venezuela, *Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela* 24(4), 16-26.
- Riding, R. (1977) Reef concepts. *Proceedings Third International Coral Reef Symposium*, Miami, 209-213.
- Rincón, A.D., Solórzano, A., Benammi, M., Vignaud, P., McDonald, H.G. (2014) Chronology and geology of an Early Miocene mammalian assemblage in North of South America, from Cerro La Cruz (Castillo Formation), Lara State, Venezuela: implications in the 'changing course of Orinoco River' hypothesis. *Andean Geology* 41 (3), 507-528.
- Robinson, E. and Wright, R. M. (1993) Jamaican Paleogene larger Foraminifera. Wright, R. M. and Robinson, E. (Eds.), *Biostratigraphy of Jamaica*. Boulder Colorado, Geological Society of America Memoir 182, 283-345.
- Rodríguez, J., Sousa, J.C. 2003. Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara. B.S. Tesis. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela, 296 pp.
- Rodríguez, M., Caldera, D., Franco, A., (1976) Características de los depósitos de dolomitas, fosfatos y calizas de la región comprendida entre los ríos Tocuyo y El Tuque, Falcón Suroriental. Informe inédito DRM-ZN-4-45. Dirección de Geología y Minas, Caracas, 26 p.
- Rohr, R., Pantin, J.H., Reeder, L.R., Cross, R.H., Applegate, A.V., Wheeler, C.B., Jefferson, C.C. (1962) Mapa C-5 Geología de superficie. Creole Petroleum Corporation, Caracas. Mapa escala 1:100.000. [En: Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Cartografía Geológica Digital. Colección de mapas geológicos de Venezuela, Vol. 1, en DVD, 2007].
- Sageman, B.B., Speed, R.C. (2003) Upper Eocene limestones, associated sequence boundary, and proposed Eocene tectonics in Eastern Venezuela. *AAPG Special Volumes (Memoir)* 79, 157-9.

- Salvador, A. (1964) Proposed simplification of the stratigraphic nomenclature in the Eastern Venezuela Basin. *Asociación Venezolana Geología, Minas y Petróleo*, Boletín Informativo 7(6), 153-202.
- Sánchez-Villagra, M., Aguilera, O., Sánchez, R., Carlini, A.A. (2010) The Fossil Vertebrate Record of Venezuela of the Last 65 Million Years. *Urumaco and Venezuelan Paleontology, The Fossil Record of the Northern Neotropics* (Sánchez-Villagra, M., Aguilera, O., Carlini, A.A., Eds.). Indiana Press University, 19-51.
- Santeliz, H. (1972) Evaluación de reservas de rocas fosfáticas en el Cerro Riecito, Estado Falcón. *Memorias del Boletín Geológico (Caracas)* 5, 2773-2788.
- Schmoker, J.W., Halley, R.B., 1982. Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for south Florida. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 2561-2570.
- Sclater, J.G., Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research* 85, 3711-3739.
- Scoffin, T. P. (1970) The trapping and binding of subtidal carbonate sediments by marine vegetation in Bimini lagoon, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 40, 249-273.
- Seiglie, G.A. (1982) A note of the homeomorphism of three soritid genera (Foraminiferida). *Micropaleontology* 28(4), 431-434.
- Seiglie, G.A., Grove, K., Rivera, J.A (1977) Revision of some Caribbean archaiasinae new genera, species and subspecies. *Eclogae Geologicae Helveticae* 70 (3), 855-883.
- Senn, A. (1935) Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. *Eclog. Geol. Helv.* 28(1), 51-373.
- Serra-Kiel, J., Ferrández-Cañadell, C., García-Senz, J., Hernaiz Huerta, P.P. (2007) Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. *Boletín Geológico y Minero* 118 (2), 359-384.
- Sola, F., Braga, J.C., Aguirre, J. (2013) Hooked and tubular coralline algae indicate seagrass beds associated to Mediterranean Messinian reefs (Poniente Basin, Almería, SE Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374(0), 218-229.
- Spence, G.H., Tucker, M.E. (2007) A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates, *Journal of Sedimentary Research*, 77(10), 797-808.

- Stassen P., Dupuis, C., Magioncalda, R., Schulte, P., Steurbaut, E., Yans, J., Speijer, R.P. (2006) PETM in a shallow marine environment: Benthic foraminiferal Turnover and echinoid bloom (Sidi Nasseur, Tunisia). *Anuário do Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio de Janeiro* 29(1), 509-510.
- Steckler, M.S., Watts A.B. (1978) Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 1-13.
- Stienstra, P. (1991), *Sedimentary Petrology, Origin and Mining History of the Phosphate Rocks of Klein Curaçao, Curaçao and Aruba, Netherlands West Indies* Uitgaven. Publications Foundation for Scientific Research in the Caribbean Region 130, Amsterdam, 207 p.
- Stow, D.A.V. (1985) Deep-sea clastics: where are we and where are we going? Brenchley, P. and Williams, B.P.J. (Eds.). *Sedimentology. Recent developments and applied aspects*, 67-92.
- Stow, D.A.V. (1986) Deep clastic seas. Reading, H.G.(Ed.). *Sedimentary environments and facies*, 399-444.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H. Olaya, J., Rivera, C. (2000) Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19, 787-813.
- Tsuji, Y. (1993) Tide influenced high energy environments and rhodolith-associated carbonate deposition on the outer shelf and slope off the Mikayo Islands, southern Ryukyu Island Arc, Japan. *Marine Geology* 113, 255-271.
- Urbani, F. (2011) *Geología de la región septentrional de los estados de Lara y Yaracuy*. UCV y FUNVISIS (Eds.), 493 p.
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike H., Flower, B.P. (2001) Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science* 292:274-278.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowmman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- Vaughan, D. K. (1928) Species of larger arenaceous and orbitoidal foraminifera from the Tertiary deposits of Jamaica. *Journal of Paleontology* 1(4), 277-298, pls. 43-50.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Peter Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology* 161 (1-3), 59-88.

- Vessuri, H. (2005) Ciencia, política e historia de la ciencia contemporánea en Venezuela, *Revista Venezolana de Economía y Ciencias Sociales* 11, 65-67.
- Vigneaux, M., Marks P. (1971) Aquitanian. Carloni et al. (Eds.), *Stratotypes of Mediterranean Neogene stages*. *Giornale di Geologia* 37, 23-31.
- Villamil, T. (1999) Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153(1), 239-275.
- Watts, A.B., Ryan, W.B.F. (1976) Flexure of the lithosphere and continental margin basins, *Tectonophysics* 36, 25-44.
- Watts, A.B., Steckler, M.S. (1981) Subsidence and tectonics of atlantic-type continental margins. *Oceanologica Acta* 4, 143-154.
- Wheeler, C.B. (1959) Geology of South Central Falcón and Northwestern Lara and the Regional Stratigraphy and Oil Possibilities of Oligocene and Lower Miocene Sediments in the Falcón Basin. Creole Oil Company Internal Report, Caracas, 149p.
- Wheeler, C.B. (1960) Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental. *Memorias del III Congreso Geológico Venezolano* 1, 407-465.
- Wheeler, C.B. (1963) Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón basin, Venezuela. *AAPG Bulletin* 47, 35-68.
- Yanin, B.T., Barabishkin E.Yu. (2013) *Thalassinoides* Burrows (Decapoda Dwelling Structures) in Lower Cretaceous Sections of Southwestern and Central Crimea. *Stratigraphy and Geological Correlation* 40(3), 280-290.
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H., Flower, B.P. (2001) Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary, *Science* 292(5515), 274-278.

