

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO SEDIMENTOLÓGICO DE LA SECUENCIA
CRETÁCICA EN EL CAMPO EL FURRIAL, DE LA CUENCA
ORIENTAL DE VENEZUELA AL NORTE DEL ESTADO
MONAGAS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

por:

T.S.U Jorge L. Alviarez G.

y

Br. Freddy A. Rojas

para optar al título de

Ingeniero Geólogo

Caracas, Junio de 2007

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELO SEDIMENTOLÓGICO DE LA SECUENCIA CRETÁCICA EN EL CAMPO EL FURRIAL, DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA AL NORTE DEL ESTADO MONAGAS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Olga Rey

CO-TUTOR ACADÉMICO: Prof. Ricardo Alezones

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. José Teixeira

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por:
T.S.U Jorge L. Alviarez G.
y
Br. Freddy A. Rojas
para optar al título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, Junio de 2007

DEDICATORIA

A Dios por que con él todo lo puedo.

*A mi esposa **Luisalice** por brindarme en todo momento tu apoyo incondicional.*

*A la familia **Guerreiro-Rocha** en especial a **Ma. Alice** por brindarme siempre toda su colaboración en mi formación como profesional.*

*A mis padres **Teresa** y **Gustavo** y demás familiares, especialmente a mi abuela **Carmen** y mi tía **Yalilis**.*

*A **Josefina Grimán** por ser siempre mi mentor de vida...*

Freddy Abdalid Rojas

*A **Dios todo poderoso**, por haberme dado la vida y la salud, por darme fuerzas en los momentos en que creí era imposible culminar mi meta trazada.*

*A mis padres, **Marle** y **Domingo** (que en paz descanse), por su constante dedicación, apoyo y esmero en cada etapa de mi vida, ellos quienes nunca perdieron sus esperanzas en mi.*

*A mi esposa **Beicy** por haberme apoyado incondicionalmente en todo momento a lo largo de mi carrera profesional, que este logro sirva de ejemplo para mis hijos: **Karyn Lisseth** y **Miguel Angel**.*

*A mis **hermanos**: José Gregorio, Wilian Omar, Marle Haydee, Lisbeth Catherine, por tener de ellos apoyo y confiabilidad en los momentos difíciles*

*A mi abuela **Lina Rosa** (que en paz descanse)*

Jorge L. Alvarez G

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo especial de grado expresan sus agradecimientos y reconocimientos a las siguientes instituciones y personas:

A la **Universidad Central de Venezuela**, en especial a la **Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería**, por todos los conocimientos y aprendizajes impartidos a lo largo de nuestro desempeño como estudiantes.

A nuestros tutores académicos, profesora **Olga Rey** y profesor **Ricardo Alezones**, por brindarnos siempre su apoyo y orientación en nuestra formación como profesionales de las Ciencias de la Tierra.

A **PDVSA Intevep** por brindarnos esta excepcional oportunidad de desarrollar y financiar este trabajo especial de grado.

A nuestro tutor industrial **Ing. José Teixeira** por apoyarnos y guiarnos en cada una de las etapas de este trabajo.

A las profesoras **María Eugenia Sandoval** y **Carolina Machillanda** por toda su valiosa colaboración y orientación en la elaboración de este trabajo.

Al equipo de sedimentología de Intevep, **Franklin Ruiz, Ilio Rodríguez, Carlos Linares, Pedro Oropeza, Henry Oropeza, Clevis Medina, María Daniela y Solange Ortega** por toda su valiosa y desinteresada colaboración en la ejecución de este trabajo.

A nuestros compañeros y amigos **Ernesto** y **Luis Miguel**, por haber compartido y apoyado en todas las etapas de desarrollo de este trabajo.

**Alvarez G. Jorge L.
Rojas Freddy A.**

**MODELO SEDIMENTOLÓGICO DE LA SECUENCIA
CRETÁCICA EN EL CAMPO EL FURRIAL, DE LA CUENCA
ORIENTAL DE VENEZUELA AL NORTE DEL ESTADO
MONAGAS**

**Tutor Académico: Prof. Olga Rey. Co-Tutor Académico: Prof. Ricardo Alezones.
Tutor Industrial: Ing. José Teixeira. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología.
2007. 143 p.**

Palabras Claves: Cretácico Tardío, análisis secuencial, ambientes sedimentarios, mapas paleoambientales, Campo El Furrial, Cuenca Oriental de Venezuela.

Resumen

El objetivo del presente trabajo fue la construcción de un modelo sedimentológico para la sección cretácica del campo El Furrial, en la subcuenca de Maturín. Para ello se realizó la descripción y validación sedimentológica de los núcleos disponibles en el campo, que posteriormente permitió realizar una definición y distribución de litofacies, las cuales fueron caracterizadas petrográficamente. A partir de la información sedimentológica obtenida de los núcleos se construyeron cartas sedimentológicas, en las cuales se realizaron interpretaciones ambientales.

En base a la descripción sedimentológica de los núcleos se lograron definir 11 litofacies, codificadas de la siguiente forma: A1B, A1R, A1L, A2P, A2M y A3X para las litofacies arenosas, ST para limos, H y HB para litofacies heterolíticas, L para lutitas y C para carbonatos; siendo las litofacies arenosas las más abundantes en todo en intervalo de estudio.

La información sedimentológica adicionalmente con la información existente de trabajos previos, permitió el reconocimiento de superficies estratigráficas claves (límites de secuencias y de máxima inundación marina), que permitieron la definición de tres secuencias depositacionales de 3° orden, denominadas en orden estratigráfico ascendente como K3, K2 y K1, las cuales se encuentran limitadas tanto en el tope como en la base por superficies discordantes (SBK1, SBK2 y SBK3).

El ambiente sedimentario corresponde con un sistema deltaico mixto, dominado por la acción fluvial y de mareas, en el que se reconocieron depósitos de canales distributarios con abundancia de las litofacies A3X, A2P y A2M; barras de desembocaduras con dominio de las litofacies A3X, A1L y A1R; barras costeras en donde se presentan las litofacies A1B y A2M; y bahías distributarias representadas por las litofacies L y H.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	ii
ÍNDICE GENERAL	iv
FIGURAS Y TABLAS	viii
LISTADO DE ANEXOS	xiv

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades	1
1.2 Objetivos y alcances del trabajo	2
1.3 Limitaciones	3
1.4 Ubicación de la zona de estudio	4
1.5 Metodología	5
1.5.1 Revisión bibliográfica	5
1.5.2 Descripción sedimentológica de núcleos	6
1.5.3 Definición y distribución de litofacies	8
1.5.4 Elaboración y edición de hojas sedimentológicas	8
1.5.5 Evaluación petrográfica	9
1.5.6 Integración de la información roca – registro	11
1.5.7 Definición de secuencias depositacionales	11
1.5.8 Distribución areal de secuencias depositacionales	12
1.5.9 Definición de ambientes depositacionales	12
1.6 Trabajos previos	13

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Generalidades	18
2.2 Marco geológico estructural	20
2.3 Estratigrafía regional	25
2.3.1 Megasecuencia “pre-rift”	25
2.3.2 Megasecuencia “rift”	26
2.3.3 Megasecuencia de margen pasivo	27
2.3.4 Megasecuencia de colisión oblicua	29

2.4 Estratigrafía de la zona de estudio	31
2.4.1 Cretácico	31
2.4.1.1 Formación Barranquín	31
2.4.1.2 Formación El Cantil	33
2.4.1.3 Formación Chimada	33
2.4.1.4 Formación Querecual	34
2.4.1.5 Formación San Antonio	34
2.4.1.6 Formación San Juan	35
2.4.2 Terciario	35
2.4.2.1 Formación Vidoño	35
2.4.2.2 Formación Caratas	35
2.4.2.3 Formación Los Jabillos	37
2.4.2.4 Formación Areo	37
2.4.2.5 Formación Naricual	37
2.4.2.6 Formación Carapita	38
2.4.2.7 Formación La Pica	38
2.4.2.8 Formación Las Piedras	39
2.4.3 Cuaternario	40
2.4.3.1 Formación Mesa	40

CAPÍTULO 3: ESTRATIGRAFÍA LOCAL

3.1 Generalidades	41
3.2 Descripción de Litofacies	44
3.2.1 Litofacies A1B	44
3.2.2 Litofacies A1R	46
3.2.3 Litofacies A1L	48
3.2.4 Litofacies A2M	49
3.2.5 Litofacies A2P	51
3.2.6 Litofacies A3X	53
3.2.7 Litofacies ST	56
3.2.8 Litofacies H	56
3.2.9 Litofacies HB	57

3.2.10 Litofacies L	58
3.2.11 Litofacies C	59
3.3 Asociación de litofacies	61
3.3.1 Canales distributarios	63
3.3.2 Barras de desembocaduras	63
3.3.3 Barras de desembocadura distales	65
3.3.4 Bahía interdistributaria	66
3.4 Análisis Petrográfico	67
3.4.1 Caracterización Petrográfica de Rocas Clásticas	67
3.4.2 Caracterización petrográfica de rocas carbonáticas	82
3.5 Análisis de Difracción de Rayos X	86
3.6 Análisis Bioestratigráfico	88

CAPÍTULO 4: ANÁLISIS SECUENCIAL

4.1 Secuencia K3	95
4.1.1 Parasecuencia K3F	96
4.1.2 Parasecuencia K3E	96
4.1.3 Parasecuencia K3D	97
4.1.4 Parasecuencia K3C	97
4.1.5 Parasecuencia K3B	97
4.1.6 Parasecuencia K3A	99
4.2 Secuencia K2	99
4.2.1 Parasecuencia K2F	101
4.2.2 Parasecuencia K2E	102
4.2.3 Parasecuencia K2D	103
4.2.4 Parasecuencia K2C	106
4.2.5 Parasecuencia K2B	107
4.2.6 Parasecuencia K2A	107
4.3 Secuencia K1	108
4.3.1 Parasecuencia K1C	110
4.3.2 Parasecuencia K1B	111

4.3.3 Parasecuencia K1A	112
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES	114
CAPÍTULO 6: RECOMENDACIONES	117
BIBLIOGRAFÍA	118

FIGURAS Y TABLAS

	Página
Figura 1.1 Correspondencia de yacimientos del campo El Furrial, con el intervalo Cretácico en estudio. Tomado de Guzmán <i>et al.</i> (2001).	2
Figura 1.2 Ubicación regional de la zona de estudios, estado Monagas.	4
Figura 1.3 Localización del campo El Furrial en la Cuenca Oriental de Venezuela y ubicación respecto a los campos vecinos del norte de Monagas.	5
Figura 1.4 Mapa de ubicación de los núcleos descritos.	7
Figura 1.5 Ejemplo de una hoja sedimentológica, núcleo Ful -46 Tomado y modificado de Arostegui, G. <i>et al.</i> (2001).	9
Figura 1.6 Diagrama de clasificación de areniscas. Tomado y modificado de Pettijohn <i>et al.</i> (1972).	10
Figura 1.7 Diagrama de clasificación para carbonatos de mezcla de Mount (1985), adaptado por Zapata <i>et al.</i> (2001).	11
Figura 2.1 Subcuencas de Guárico y Maturín. Tomado de Erlich y Barrett (1992).	18
Figura 2.2 Contexto Tectónico del Caribe. Modificado de Pindell <i>et al.</i> (1988).	20
Figura 2.3 Rasgos Estructurales de la Cuenca Oriental de Venezuela Tomado de Roure <i>et al.</i> (1994).	22
Figura 2.4 “Trend” de Fallas Destrales del oriente venezolano. Tomado de Roure <i>et al.</i> (1994).	23
Figura 2.5 Asociación del Alto de Piritál y la Cuenca de Morichito. Tomado de Roure <i>et al.</i> (1994).	24
Figura 2.6 Cuadro Correlativo de la Cuenca Oriental de Venezuela. Modificado de Parnaud <i>et al.</i> (1995).	26
Figura 2.7 Interpretación de la secuencia Jurásico-Cretácico Modificado de Parnaud <i>et al.</i> (1995).	27
Figura 2.8 Columna Estratigráfica generalizada de la Cuenca Oriental	32

de Venezuela. Modificado de Hung (2005).

Figura 3.1	Distribución porcentual de litofacies clásticas.	42
Figura 3.2	Detalle de litofacies A1B. Nótese la intensa bioturbación en arenisca fina. Profundidad 17.616', núcleo Fn-21.	44
Figura 3.3	Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A1B. Nótese la porción de matriz.	46
Figura 3.4	Litofacies A1R. Arenisca fina a media con rizaduras asimétricas. Profundidad 17.219'6''-17.220'6''. Núcleo Fn-21.	47
Figura 3.5	Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A1R, nótese los contactos suturados y concavos convexos.	47
Figura 3.6	Litofacies A1L, arenisca arcillosa con láminas de arcilla. Profundidad 17.348'-17.349'. Núcleo Fn-21.	48
Figura 3.7	Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A1L, nótese disolución de granos (flecha roja).	49
Figura 3.8	Detalla de litofacies A2M. Arenisca de aspecto masivo, con fracturas rellenas de arcilla Profundidad 17.604'9''-17606'. Núcleo Fn-21.	50
Figura 3.9	Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A2M. Matriz arcillosa parcialmente relleno poro (flechas rojas).	51
Figura 3.10	Litofacies A2P. Arenisca con estratificación paralela y algunos granos de cuarzo dispersos (flecha roja). Profundidad 17.310'10''-17.311'13''.	52
Figura 3.11	Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A2P y la presencia de algunos fragmentos líticos.	53
Figura 3.12	Litofacies A3X, arenisca con estratificación cruzada planar con granos de cuarzo dispersos. Profundidad 17.573'-17.574'2''. Núcleo Fn-21.	54
Figura 3.13	Nótese el escogimiento moderado y proporción de matriz en muestra de litofacies A3X.	55
Figura 3.14	Litofacies ST, limolita finamente laminada con algunos	56

	lentes de arena fina. Profundidad 17.339'11'-17.341'.	
	Núcleo Fn-21.	
Figura 3.15	Litofacies heterolítica, limolitas - lutitas interestratificadas con areniscas finas. Profundidad 17.437'10''-17.438'2''. Núcleo Fn-21.	57
Figura 3.16	Litofacies de heterolita intensamente bioturbada. Profundidad 17.963'2''-17.964'4''. Núcleo Fn-21.	58
Figura 3.17	Litofacie L, Arcillitas finamente laminadas en ocasiones arenosas. Profundidad 17.174'-17.175'.	58
Figura 3.18	Litofacies Carbonática, con abundantes restos fósiles Profundidad 17.980'5''-17.981'. Núcleo Col 1-X.	59
Figura 3.19	Microfotografías de litofacies C, (a) micrita arenosa en área de mayor abundancia de aloquímicos, (b) wackestone con fragmentos de equinodermo y glauconita.	60
Figura 3.20	Principales ambientes sedimentarios de un sistema deltaico mixto, delta de Mahakam al este Indonesia, Tomado de Allen (1989).	62
Figura 3.21	Secuencia tipo de canal distributario del núcleo Ful-46, nótese la superficie erosiva y patrón granodecreciente. Modificado de Arostegui, G. <i>et al.</i> 2000.	64
Figura 3.22	Secuencia tipo barra de desembocadura del núcleo Ful-46, nótese el patrón granocreciente y base de arenisca con rizaduras. Modificado de Arostegui, G. <i>et al.</i> 2000.	65
Figura 3.23	Secuencia tipo bahía interdistributaria del núcleo Ful-46, nótese el carácter arcilloso-heterolítico, en contacto erosivo con canal suprayacente. Modificado de Arostegui, G. <i>et al.</i> 2000.	66
Figura 3.24	Microfotografías de arenisca de grano fino (a), arenisca de grano grueso (b) de las litofacies A1B y A3X respectivamente.	68
Figura 3.25	Microfotografías de arenisca de escogimiento bueno de la litofacies A1B(a), arenisca de escogimiento pobre de litofacies A3X (b).	68

Figura 3.26	Microfotografía mostrando diferentes tipos de contactos entre granos: (a) contactos puntuales, (b) contactos longitudinales.	69
Figura 3.27	Microfotografía de arenisca de litofacies A3X con granos en forma alargada y orientados	69
Figura 3.28	Microfotografías de mica muscovita deformada en muestra de litofacies A3X (a) y grano de circón en muestra de litofacies A2M (b).	70
Figura 3.29	Microfotografía de arenisca con alto contenido de matriz, litofacies A1B (a) y arenisca con poca matriz de litofacies A3X (b).	71
Figura 3.30	Matriz de caolinita mezclada con cemento de caolinita, (a) nícoles cruzados con objetivo 10 x, (b) nícoles paralelos y (c) nícoles cruzados, ambas con objetivo 20x.	71
Figura 3.31	Microfotografía mostrando sobrecrecimiento de cuarzo en forma de cemento, muestra de litofacies A1B.	72
Figura 3.32	Microfotografía en nícoles cruzados con luz reflejada, nótese el cemento de piritita y posterior reemplazo de granos, en muestra de litofacies A3X.	73
Figura 3.33	Microfotografía de arenisca con alta porosidad (18 %) producto de disolución, perteneciente a la litofacies A3X (a), arenisca de litofacies A1B con baja porosidad de menos de 1 % (b).	74
Figura 3.34	Distribución de muestras de litofacies A1B según la clasificación de Pettijohn <i>et al.</i> (1972).	75
Figura 3.35	Distribución de muestras de areniscas según clasificación de Pettijohn <i>et al.</i> (1972).	75
Figura 3.36	Microfotografía en muestras de litofacies A2M, mostrando deformación de mica muscovita por efecto de compactación.	76
Figura 3.37	Microfotografía en muestra de litofacies A2M con sobrecrecimiento de cuarzo en forma de cemento.	77

Figura 3.38	Microfotografía de arenisca con parches diseminados de cemento de calcita.	78
Figura 3.39	Microfotografía de arenisca mostrando disolución parcial de grano de cuarzo policristalino, generando porosidad secundaria por disolución.	78
Figura 3.40	Microfotografía en muestra de litofacies A3X mostrando proceso de reemplazo de pirita en grano del feldespato potásico.	79
Figura 3.41	Microfotografía en muestra de litofacies A1R, nótese los contactos suturados y longitudinales por efecto de la presión-solución.	80
Figura 3.42	Microfotografía de arenisca mostrando alteración de grano de feldespato potásico, (a) nícoles cruzados y (b) nícoles paralelos.	81
Figura 3.43	Microfotografía en muestra de litofacies C mostrando extraclasto de microclino en carbonato de mezcla (a), extraclastos de cuarzo en carbonato de mezcla (b).	83
Figura 3.44	Microfotografía matriz de micrita y cemento carbonático en muestra de litofacies C, carbonato puro.	84
Figura 3.45	Microfotografía en muestras de litofacies C, fragmentos fósiles en muestra de micrita arenosa (a), espinas de equinodermos con granos de glauconita en muestra de wackestone (b).	85
Figura 3.46	Microfotografía en muestra de wackestone de la litofacies C, mostrando porosidad intrapartícula por disolución.	85
Figura 3.47	Foto de microscopía electrónica de caolinita como matriz, profundidad 14.403'5'' pozo Ful-86.	86
Figura 3.48	Foto de microscopía electrónica de arcilla tipo ilita - esmectita, profundidad 14.794'3'' pozo Ful-86.	87
Figura 3.49	Foto de microscopía electrónica de arcilla tipo ilita - mica, profundidad 14.469 pozo Ful-86.	87
Figura 3.50	Cuadro de correlaciones bioestratigráficas del Cretácico	89

	Tomado de Duran <i>et al.</i> (2006).	
Figura 4.1	Pozo tipo de la sección de estudio, mostrando las secuencias depositacionales y los límites entre ellas.	94
Figura 4.2	Foto en núcleo de la discordancia SBK3, SBK3, núcleo Ful-86.	95
Figura 4.3	Foto en núcleo de discordancia SBK2, núcleo Fuc-06.	100
Figura 4.4	Resumen palinológico del núcleo Ful-86, foto de núcleo de lutitas de MFSK2 Tomado de Guzmán <i>et al.</i> (2001).	105
Figura 4.5	Foto en núcleo de discordancia SBK1, nótese el contacto erosivo entre areniscas de grano grueso y medio, núcleo FN-21.	109
Tabla 3.1	Escala de tamaño de grano. Modificado de Wentworth (1922).	43
Tabla 3.2	Características texturales de la Litofacies A1B.	45
Tabla 3.3	Constituyentes de la Litofacies A1B.	45
Tabla 3.4	Características texturales de la Litofacies A1R.	47
Tabla 3.5	Constituyentes de la Litofacies A1R.	47
Tabla 3.6	Características texturales de la Litofacies A1L.	49
Tabla 3.7	Constituyentes de la Litofacies A1L.	49
Tabla 3.8	Características texturales de la Litofacies A2M.	51
Tabla 3.9	Constituyentes de la Litofacies A2M.	51
Tabla 3.10	Características texturales de la Litofacies A2P.	53
Tabla 3.11	Constituyentes de la Litofacies A2P.	53
Tabla 3.12	Características texturales de la Litofacies A3X.	55
Tabla 3.13	Constituyentes de la Litofacies A3X.	55
Tabla 3.14	Constituyentes principales de la Litofacies C.	60
Tabla 3.15	Composición en detalle de los constituyentes de litofacies C.	60

LISTADO DE ANEXOS

- Anexo 1 Carta sedimentológica del núcleo Fn-21.
- Anexo 2 Carta sedimentológica del núcleo Ful-7.
- Anexo 3 Carta sedimentológica del núcleo Col - 1X.
- Anexo 4 Carta sedimentológica del núcleo Ful-46.
- Anexo 5 Carta sedimentológica del núcleo Ful-12
- Anexo 6 Carta sedimentológica del núcleo Ful-13
- Anexo 7 Carta sedimentológica del núcleo Ful-91
- Anexo 8 Carta sedimentológica del núcleo Fuc-06.
- Anexo 9 Modelo análogo de delta mixto.
- Anexo 10 Tabla resumen de análisis petrográfico.
- Anexo 11 Sección estratigráfica G-G', secuencia K3.
- Anexo 12 Sección estratigráfica H-H', secuencia K3.
- Anexo 13 Mapa paleoambiental parasecuencia K3-B.
- Anexo 14 Mapa paleoambiental parasecuencia K3-A.
- Anexo 15 Sección estratigráfica D-D', secuencia K2.
- Anexo 16 Sección estratigráfica E-E', secuencia K2.
- Anexo 17 Sección estratigráfica F-F', secuencia K2.
- Anexo 18 Mapa paleoambiental parasecuencia K2-F.
- Anexo 19 Mapa paleoambiental parasecuencia K2-E.
- Anexo 20 Mapa paleoambiental parasecuencia K2-D.
- Anexo 21 Mapa paleoambiental parasecuencia K2-C.
- Anexo 22 Mapa paleoambiental parasecuencia K2-B.
- Anexo 23 Mapa paleoambiental parasecuencia K2-A.
- Anexo 24 Sección estratigráfica A-A', secuencia K1.
- Anexo 25 Sección estratigráfica B-B', secuencia K1.
- Anexo 26 Sección estratigráfica C-C', secuencia K1.
- Anexo 27 Mapa paleoambiental parasecuencia K1-C.
- Anexo 28 Mapa paleoambiental parasecuencia K1-B.
- Anexo 29 Mapa paleoambiental parasecuencia K1-A

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

A partir del año 1985, la exploración sísmica moderna y la interpretación geológica bajo nuevos conceptos llevaron al descubrimiento de yacimientos profundos en el área de El Furrial. El campo El Furrial fue descubierto en el 1986 por el pozo El Furrial-1X, el cual fue completado a 4.565 m con una producción de 7.500 b/d de crudo con gravedad 28.5° API, con 275.6 m de arena neta petrolífera. La presión de los pozos alcanza 8.000 a 8.500 lpc a nivel de yacimiento; la presión superficial de flujo llega a 7.500 lpc. La temperatura del crudo se encuentra entre 280° F y 320° F. El espesor de arenas ha permitido el diseño de completaciones dobles, logrando una producción superior a 10.000 b/d/pozo.

Este campo fue considerado como una nueva provincia petrolera y sigue inalterable su producción. Tiene activos 184 pozos que bombean 400.000 barriles diarios, de los yacimientos: Jabillos, Areo y Naricual Inferior y cuenta con reservas de 4,5 millones de barriles. El campo está trabajando en recuperación secundaria, con una inyección diaria de agua de 550 millones de pies cúbicos, para reactivar la producción de los pozos.

El propósito de este estudio es la construcción un modelo sedimentológico de detalle para el Cretácico (incluye los yacimientos denominados Jabillos, Areo y parte de Naricual Inferior), ya que con anterioridad la parte basal del yacimiento Naricual Inferior se consideraba de edad Terciario (Figura 1.1), que permita definir las tendencias de sedimentación en el área, describir las características sedimentológicas y la distribución lateral y vertical de las secuencias sedimentarias.

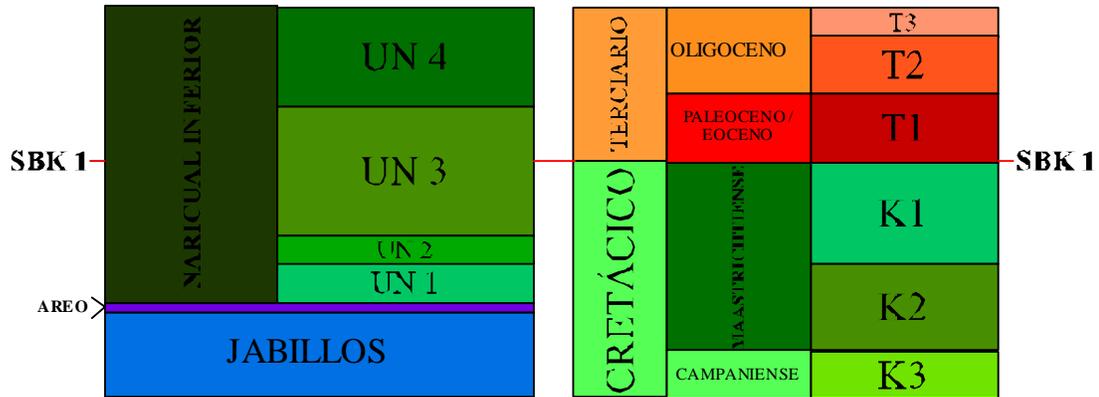


Figura 1.1 Correspondencia de yacimientos del campo El Furrial, con el intervalo Cretácico en estudio. Tomado de Guzmán *et al.* (2001)

1.2 Objetivos y alcance del trabajo

Los objetivos y alcances del Trabajo Especial de Grado son los siguientes:

Como objetivo general de este trabajo se tiene: ***generar un modelo sedimentológico para el Cretácico en el campo El Furrial.***

Para lograr el objetivo general de este trabajo se han planteado los siguientes objetivos específicos:

- ✓ Descripción sedimentológica detallada de núcleos de la zona de estudio, además de realizar la validación sedimentológica en detalle de las hojas sedimentológicas previamente elaboradas.
- ✓ Definición de litofacies sedimentarias a partir de la información sedimentológica de los núcleos descritos, estableciendo los tipos de contactos entre éstas.
- ✓ Elaboración de hojas sedimentológicas de cada uno de los núcleos descritos.

- ✓ Evaluación petrográfica de las litofacies arenosas definidas mediante el uso de la técnica de conteo modal.
- ✓ Definición de secuencias depositacionales y de parasecuencias a partir de las correlaciones.
- ✓ Construcción de secciones estratigráficas en dirección norte-sur y este-oeste, para cada una de las secuencias depositacionales identificadas en la sección de estudios.
- ✓ Definición de ambientes depositacionales para cada una de las parasecuencias definidas a partir de la identificación de asociaciones de litofacies en núcleos seleccionados.

El alcance de este trabajo especial de grado es poder establecer las condiciones de sedimentación que dominaron durante el Cretácico, la geometría y arquitectura de los cuerpos de arena asociados a las diferentes parasecuencias, así como también definir las asociaciones de litofacies más características de cada una de estas secuencias.

1.3 Limitaciones

La construcción de un modelo sedimentológico está condicionado por la cantidad de información que exista en el área de estudio, para el caso del campo El Furrial, el cual cuenta con 16 pozos con núcleos, la densidad de información representó un factor favorable para alcanzar los objetivos del presente trabajo, sin embargo se pueden enumerar algunas limitaciones:

- ✓ Los núcleos descritos no atravesaban de forma continua la sección cretácica, bien sea por el factor de recobro del núcleo o por la toma de muestras preservadas para análisis especiales, lo cual condicionó la descripción sedimentológica detallada y continua de los mismos.

- ✓ Los datos de bioestratigrafía en cierta medida no son continuos, debido a la abundancia de litologías arenosas y pocas arcillas, lo que limita desde el punto de vista estratigráfico las correlaciones y dataciones para el intervalo de estudio.

1.4 Ubicación del área de estudio

El campo El Furrial, está ubicado geográficamente en la región nororiental del país, en el área norte del estado Monagas (Figura 1.2), dentro del contexto geológico de la subcuenca de Monagas (Cuenca Oriental de Venezuela).

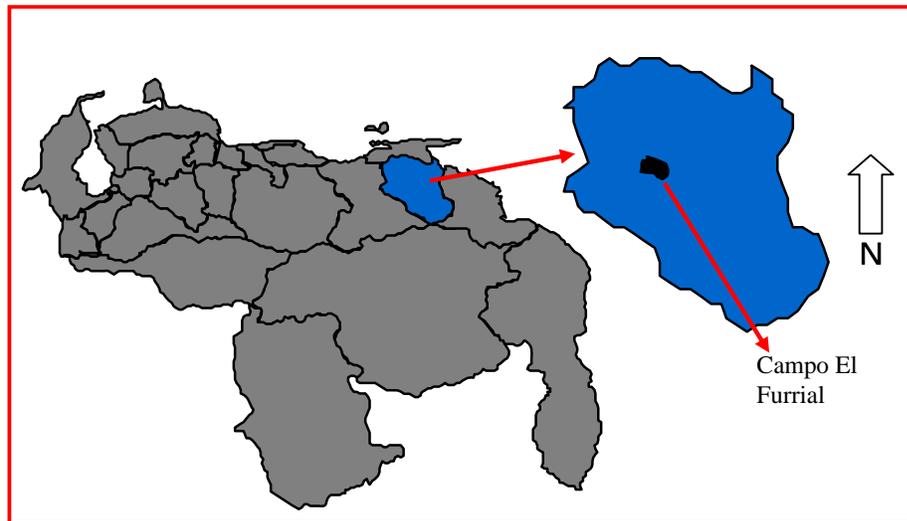


Figura 1.2 Ubicación regional de la zona de estudio, estado Monagas.

Está limitado hacia el norte por el campo Jusepín, hacia el sur por el corrimiento del Furrial (subsuelo), hacia el este por el campo Corozo y hacia el oeste limita con el campo Carito (Figura 1.3), enmarcado dentro de las coordenadas UTM:

- Norte 1.075.726 – Este 441.273
- Norte 1.075.726 – Este 459.937
- Norte 1.065.000 – Este 459.937
- Norte 1.065.000 – Este 441.273

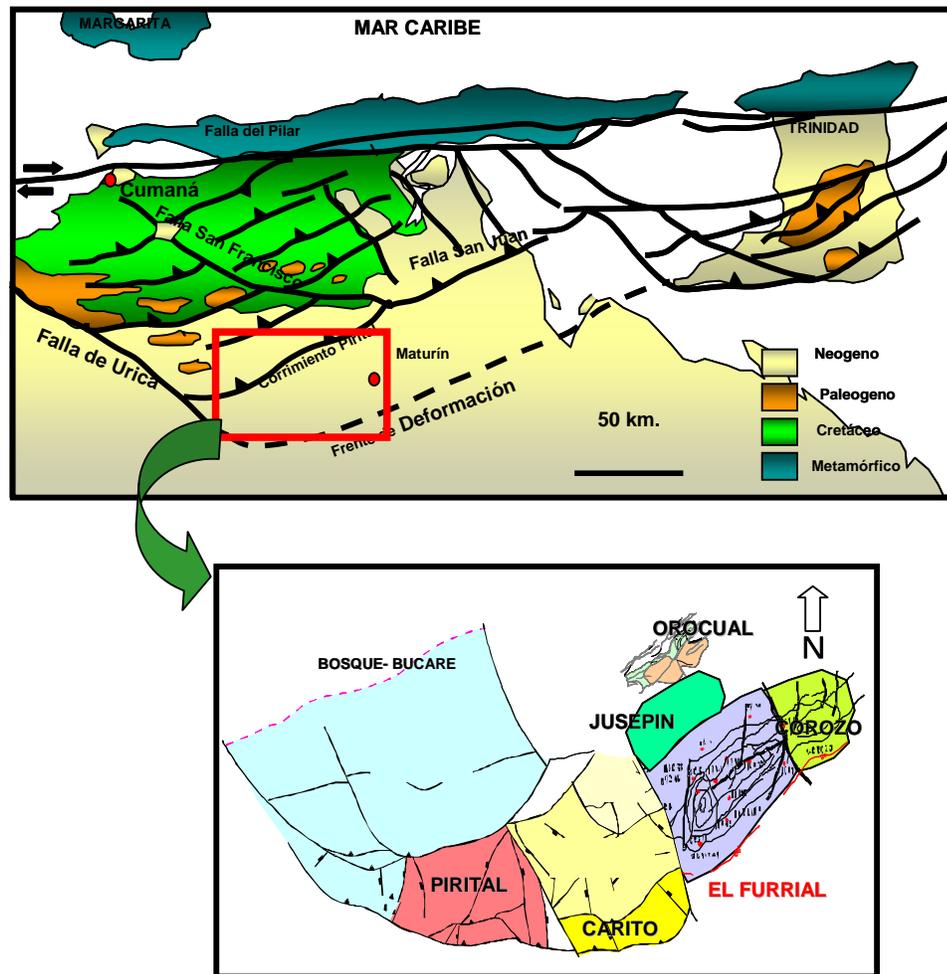


Figura 1.3 Localización del campo El Furrial en la Cuenca Oriental de Venezuela y ubicación respecto a los campos vecinos del norte de Monagas.

1.5 Metodología

La metodología empleada para llevar a cabo este trabajo especial de grado se describe de acuerdo a las siguientes etapas:

1.5.1 Revisión bibliográfica

Esta etapa consistió en la recopilación bibliográfica de la mayoría de la información geológica de interés de la Cuenca Oriental de Venezuela, con el

objeto de delinear las características geológicas de la zona de estudio; la cual se llevó a cabo mediante el uso de la información de estudios convencionales, especiales, bioestratigráficos, sedimentológicos y trabajos publicados, al mismo tiempo que se realizó una búsqueda de referencias bibliográficas en las bases de datos: GeoRef (Biblioteca Virgil Winkler de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la U.C.V), Science Citation Index (IVIC) y biblioteca de INTEVEP (C.I.T).

1.5.2 Descripción sedimentológica de núcleos

Luego de realizar la calibración núcleo-perfil, en donde se compara el registro Core-Gamma (profundidades del núcleo) con el registro Gamma Ray (GR) del pozo (profundidades del registro) de tal forma de establecer las correcciones necesarias para que ambas profundidades coincidan; se realizó la descripción sedimentológica detallada la cual consistió del reconocimiento de los tipos litológicos, color, características texturales (tamaño de grano, escogimiento, redondez), estructuras sedimentarias, características diagenéticas, tipos de contactos, espesores, contenido fósil, componentes accesorios y grado de impregnación de hidrocarburo.

Se describieron un total de 1.171 pies (357 m) de núcleos (Anexos 1-4) distribuidos entre los pozos: Ful-7, Ful-46, Fn-21 y Col 1x, los cuales se encuentran ubicados al norte del estado Monagas, los tres primeros en el campo El Furrial y el último en el campo Corozo. También se empleó la información disponible de doce núcleos previamente descritos (Anexos 5-9), los cuales fueron validados conjuntamente con los integrantes del proyecto (Estudio Integrado Norte de Monagas – Campo El Furrial) en donde se encuentra enmarcado el presente trabajo (Figura 1.4).

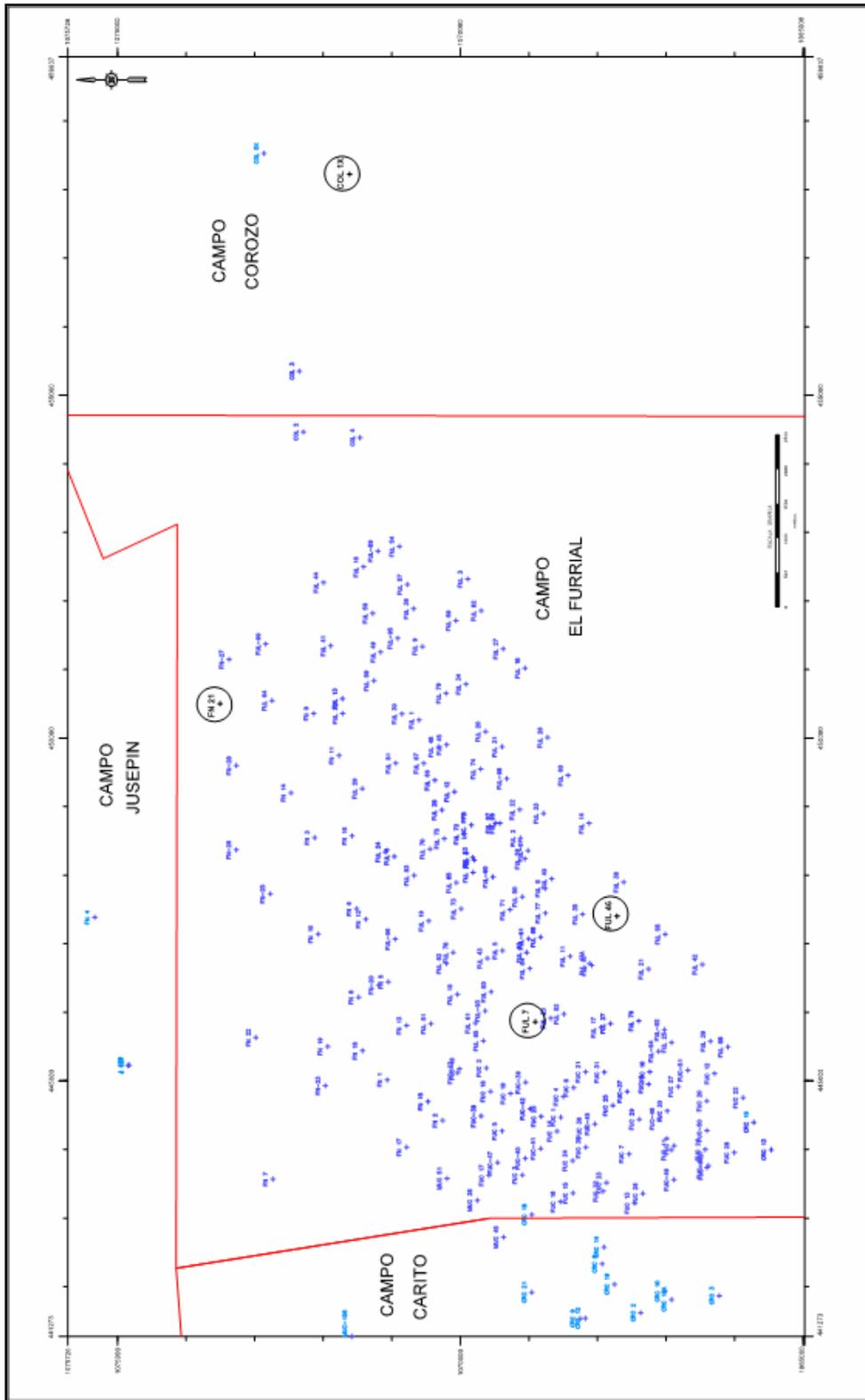


Figura 1.4 Mapa de ubicación de los núcleos descritos

1.5.3 Definición y distribución de litofacies

Para la definición de las litofacies se tomaron en consideración los siguientes criterios: tipos litológicos, características texturales tales como tamaño de grano, escogimiento y redondez, características físicas (estructuras sedimentarias de orden interno y de orden externo) y la actividad biológica, en la cual está incluida el grado de bioturbación y el contenido fósil. Las litofacies definidas fueron adaptadas de acuerdo a la nomenclatura del proyecto Norte de Monagas llevado a cabo por PDVSA Intevep.

Se establecieron los tipos de contactos entre las litofacies definidas, los cuales incluyen contacto abrupto, transicional y erosivo. Esto con el objeto de dividir los núcleos descritos en intervalos que guarden relación con los procesos de sedimentación, identificación de posibles superficies estratigráficas claves o definición de la asociación de litofacies.

1.5.4 Elaboración y edición de las hojas sedimentológicas de los núcleos

Luego de realizada la descripción sedimentológica y definición de las litofacies, se procedió a la elaboración de las hojas sedimentológicas para cada uno de los núcleos descritos mediante el uso del “software Apple Core” versión 8.1, en donde se representan gráficamente todas las características y criterios empleados para la descripción. Posteriormente las hojas fueron editadas con el uso del “software Canvas” versiones 8 y 9, a las que se anexan las curvas de los registros de Gamma Ray y Core Gamma, con valores entre 0 y 150 API (Figura 1.5).

Para las muestras de composición: carbonatos de mezcla y carbonatos puros, se emplearon los parámetros de clasificación de Mount (1985) y Dunham (1962) respectivamente. El primero considera la porción clástica en las rocas, mientras que el segundo toma en cuenta la textura depositacional de la roca (Figura 1.7).

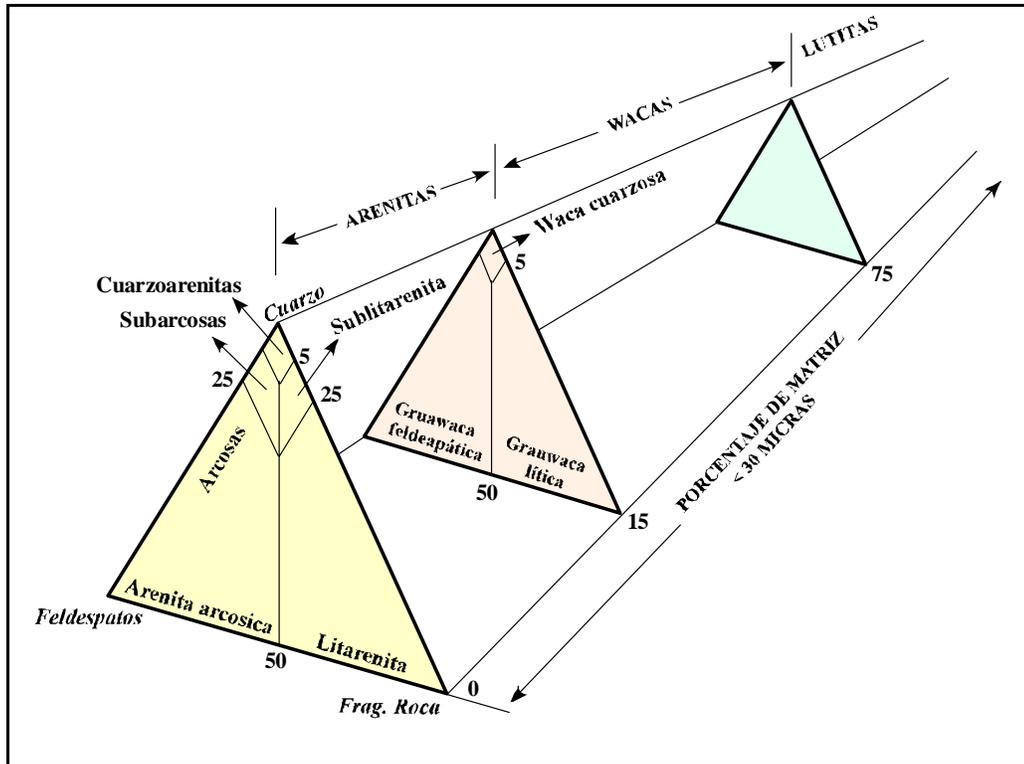


Figura 1.6 Diagrama de clasificación de areniscas.

Tomado y modificado de Pettijohn *et al.* (1972).

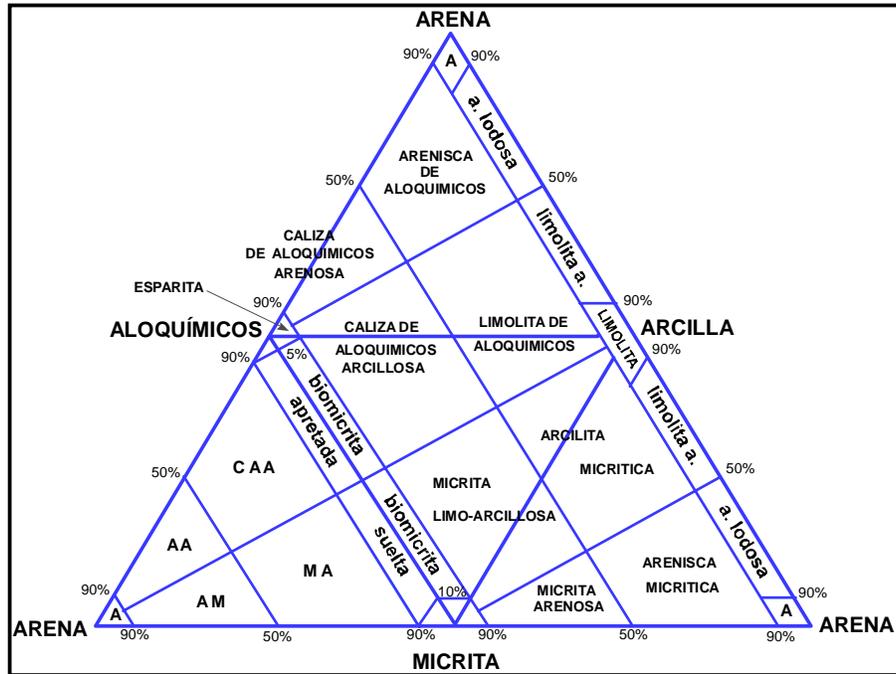


Figura 1.7 Diagrama de clasificación para carbonatos de mezcla de Mount (1985), adaptado por Zapata *et al.* (2001).

1.5.6 Integración de la información roca-registro

Luego de obtenidos los datos a partir de la descripción de los núcleos, de los estudios petrofísicos e informes técnicos de análisis bioestratigráficos, se integró toda esta información en la curva del registro gamma ray, para poder observar las tendencias de los diferentes cuerpos litológicos.

1.5.7 Definición y descripción de parasecuencias

Para la definición de las parasecuencias se emplearon los conceptos básicos de estratigrafía secuencial, al mismo tiempo que se realizó un análisis de las características litológicas y físicas correspondientes a cada uno de los cuatro núcleos descritos, con el objeto de identificar superficies estratigráficas claves tales como superficies de máxima inundación (MFS) y límites de secuencia (SB).

Esta información sedimentológica se integró al resto de núcleos del área de estudio.

1.5.8 Distribución areal de las parasecuencias

Se llevó a cabo tomando en consideración la interpretación sedimentológica de las litofacies que se definieron para la zona de estudio, basados en las correlaciones de los pozos con núcleo seleccionados para el área del campo El Furrial. Para tal fin se realizaron seis (6) secciones estratigráficas, tanto en dirección norte-sur como este-oeste, extrapolando la información de las correlaciones al resto del campo lo que permitió identificar la geometría de los cuerpos sedimentarios.

1.5.9 Definición de ambientes depositacionales

Mediante el análisis de las características de las litofacies definidas, de la información paleontológica disponible (icnofósiles e información suministrada por la bioestratigrafía) y del contexto geológico del área en estudio (control tectónico regional en el periodo de la sedimentación, evolución secuencial tanto vertical como lateral, relación espacio-tiempo con las litofacies vecinas), se establecieron las condiciones sedimentológicas que dieron origen a las parasecuencias definidas para el intervalo de estudio (ambientes sedimentarios).

Posteriormente se construyeron mapas paleoambientales para cada una de las parasecuencias definidas. Para la construcción de estos mapas se identificaron los pozos fallados para evitar distorsiones producidas por efectos estructurales, se incorporaron a un mapa base las electrofacies “*log signatures*” para guiar el proceso de interpretación en ausencia de información de núcleos, y se incorporaron los datos sedimentológicos e interpretaciones de las asociaciones de litofacies obtenidas de los núcleos.

1.6 Trabajos previos

Los trabajos previos referentes a estudios de la geología estructural, sedimentología y estratigrafía de la zona de interés serán agrupados entre los trabajos de escala regional, a nivel de toda la cuenca y los trabajos relativos a la zona del norte del estado Monagas en el intervalo de interés.

Estudios regionales

Rosales (1972) considera que los esfuerzos compresivos dirigidos hacia el sur en el área de la Serranía del Interior Oriental, no son directrices regionales sino más bien vectores secundarios de una deformación originada por fallas transcurrentes destrales que afectan todo el norte de Venezuela.

Eva *et al.*, (1989) dividen la evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela en cuatro episodios mayores: a) Una fase de pre-“rift” de edad Paleozoico, b) Una fase de “rifting” y “drifting” de edad Jurásico y Cretácico Temprano, c) Un período de margen pasivo durante el Cretácico-Paleógeno y d) Una fase final de colisión oblicua en el Neógeno y Cuaternario que resulta en la formación de la Serranía del Interior y la transformación del margen pasivo a una cuenca antepaís.

Más tarde, Ostos (1990) propone un modelo tectónico, en el cual considera la existencia de una cuenca marginal al norte de Venezuela durante el Cretácico, la cual evolucionó en su parte sur a un margen convergente desde un margen pasivo.

Un estudio integrado regional fue también conducido por Intevep en el año 1991 para caracterizar las áreas yacimientos en el transecto Chacopata-Uverito (Parnaud *et al.* 1991). Una parte del trabajo se dedicó a la sección Oligoceno, denominada en subsuelo como Formación Merecure y coincidente con la sección

de Naricual Superior/Medio en El Furrial. Los ambientes sedimentarios interpretados varían desde próximo – costero hasta plataforma interna.

En el año 1992, Erlich y Barrett realizan una revisión general del desarrollo tectono-estratigráfico de la Cuenca Oriental de Venezuela durante el Cretácico en base a las actividades de exploración y producción desarrolladas para el momento, con el objeto de construir y refinar los modelos geohistóricos del noreste venezolano.

Posteriormente Villegas en el año 1993, por medio de las correlaciones de registros eléctricos de pozos, elabora mapas estructurales, isópacos, de espesores erosionados y secciones regionales, logrando determinar las diferentes posiciones del eje de la cuenca durante la sedimentación de los intervalos limitados por marcadores o capas guías regionales para el intervalo Cretácico; también compara la ubicación de estos ejes con la posición actual de la cuenca, observando la migración gradual del depocentro desde el noroeste en Guárico, hacia este, debido al basculamineto de la cuenca en el Terciario.

Azavache *et al.* (1994) explican que la flexura de la Cuenca Oriental de Venezuela comenzó durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano, evidenciado por la gran discordancia entre el Cretácico y la Formación Oficina del Mioceno Temprano.

Crux *et al.* (1995) identifican límites de secuencia por la presencia de terminaciones “*onlap*” locales y truncamientos de reflectores. Los estudios bioestratigráficos revelan un evento de profundización abrupto en el Mioceno Temprano al oeste de la subcuenca de Maturín, con una condensación de estos sedimentos durante este tiempo.

Estudios de la zona de interés

Existen varios estudios sobre la sedimentología del campo El Furrial, los cuales fueron realizados en el pasado. El pionero de ellos fue el Estudio Sedimentológico del pozo Ful-12 por CSC, Consultores (Muñoz, 1987), en el cual se analizó una porción del yacimiento Naricual Superior por encima del marcador M6. Se propuso un ambiente sedimentario próximo – costero con barras litorales y lagunas detrás de estas, asociadas con canales de marea, llanuras de marea, pantano litoral.

Posteriormente a este estudio, Ghosh *et al.*, (1989) realizaron un estudio geológico, para el Oligoceno y el Cretácico en el intervalo del yacimiento Naricual Inferior, sobre los pozos Ful-2, Ful-6, Ful-7, Fn-1 y Col-1 (núcleos) y Ful-1, Ful-5 (muestras de canal), proponiendo un ambiente de sedimentación próximo – costero a nerítico interno para el Oligoceno, en el cual se incluyen depósitos de barras y barreras, canales de marea y llanuras de marea, lagunas, bahías costeras y arenas litorales retrabajadas

Cabe destacar que durante muchos años se ha usado el nombre “Formación Naricual” de forma incorrecta para referirse a los yacimientos Naricual Superior e Inferior correspondiente al intervalo Cretácico Tardío; sin embargo se ha demostrado que la verdadera Formación Naricual, de edad Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano, es la que aflora en la Serranía del Interior (localidad tipo en Minas de Naricual, estado Anzoátegui) y está descrita como un desarrollo deltaico (Socas, 1990), producto del emplazamiento de las napas como consecuencia de la colisión oblicua de la placa Caribe con la de Suramérica.

Tres estudios geológicos en serie fueron realizados, por Intevep, para los pozos Ful-12 (Bauduhin de S. *et al.*, 1990), Ful-13 (Isea *et al.*, 1992) y Ful-14 (MacQuhae de M. *et al.*, 1991):

En el primero se propone un ambiente de sedimentación próximo – costero a marino somero con desarrollo de canales estuarinos, barras costeras, llanuras de marea, lagunas, marismas, bahías y arenas litorales retrabajadas.

El estudio del Ful-13 comprende un análisis sedimentológico – bioestratigráfico completo, el cual ha sido referencia en estudios posteriores puesto que abarca toda la sección del yacimiento de Naricual Superior e Inferior. Se identificaron tres grandes unidades (I, II, III) de las cuales las dos últimas pertenecen al Oligoceno. La unidad II corresponde a un desarrollo de plataforma interna con desarrollo de barras sub-litorales delgadas y arcillas de plataforma, depositadas en aguas relativamente tranquilas. La unidad III fue descrita como un complejo próximo – costero con desarrollo de barras y barreras litorales, bahías costeras, canales estuarinos y paleosuelos.

Por su parte, el estudio geológico del Ful-14 definió la secuencia sedimentaria del yacimiento Naricual Superior como próximo – costero con un aumento de la influencia marina hacia el tope de la sección. Los depósitos comprenden canales estuarinos, marismas, lagunas, barras costeras apiladas, bahías y barras de plataforma.

Bejarano *et al.* (1995) elaboran un análisis de la secuencia estratigráfica con perfiles de pozos, con el fin de establecer la evolución estratigráfica de la sección desde el Paleoceno al Mioceno Medio.

Chevalier *et al.* (1995) tratan de explicar la complejidad estructural de la parte oriental de la subcuenca de Maturín, proponiendo dos fases de deformación compresivas durante el Mioceno Medio. Una primera fase de tipo “*thin skin tectonics*” y una segunda fase de tipo “*thick skin tectonics*”.

Di Croce (1995) subdivide la secuencia cretácica-paleocena en cinco ciclos de segundo orden transgresivo – regresivo y subdivide al Neógeno en tres secuencias de segundo orden, además establece los principales ambientes

depositacionales del ciclo Cretácico-Terciario y reconstruye la evolución tectónica-estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Lezama *et al.* (1995) caracterizan lutitas altamente resistivas en el campo Las Piedritas – Caño Colorado, subcuenca de Maturín, estado Monagas, destacando cambios en los porcentajes de torio y uranio, en donde su alto contenido puede ser la causa del comportamiento anómalo de estas lutitas, esto con el objeto de caracterizarlas como potentes intervalos sellos del yacimiento Naricual Superior.

Uroza *et al.* (1999) realizan un estudio detallado del análisis de las facies depositacionales, incluyendo la geometría y arquitectura, además de estudios detallados de los ambientes depositacionales y arquitectura de yacimiento para el Oligoceno en el norte de Monagas.

Por último, Guzmán *et al.* (2001) llevan a cabo la interacción con el proyecto integrado del norte de Monagas (PINM), especialmente en la elaboración del modelaje de algunas de las superficies estratigráficas de interés en el análisis secuencial, las cuales definen marcadores estratigráficos para los campos del norte de Monagas.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra localizada en el noreste del país entre las coordenadas 8° - 11° de latitud norte y 61° - 66° de longitud oeste, limitada al sur por las rocas precámbricas del escudo de Guayana, al oeste por el arco del Baúl, al este por la corteza oceánica del Atlántico y al norte por el cinturón ígneo-metamórfico de las cordilleras de la Costa y de Araya-Paria. La Cuenca Oriental de Venezuela es un nombre general asignado a dos subcuencas antepaís ubicadas en la región nororiental de Venezuela (Figura 2.1): la subcuenca de Guárico en el oeste y la subcuenca de Maturín en el este. Ambas subcuencas se encuentran separadas por el arco de Urica, una estructura que estuvo activa intermitentemente desde el Mioceno al Holoceno (Erlich y Barrett, 1992).

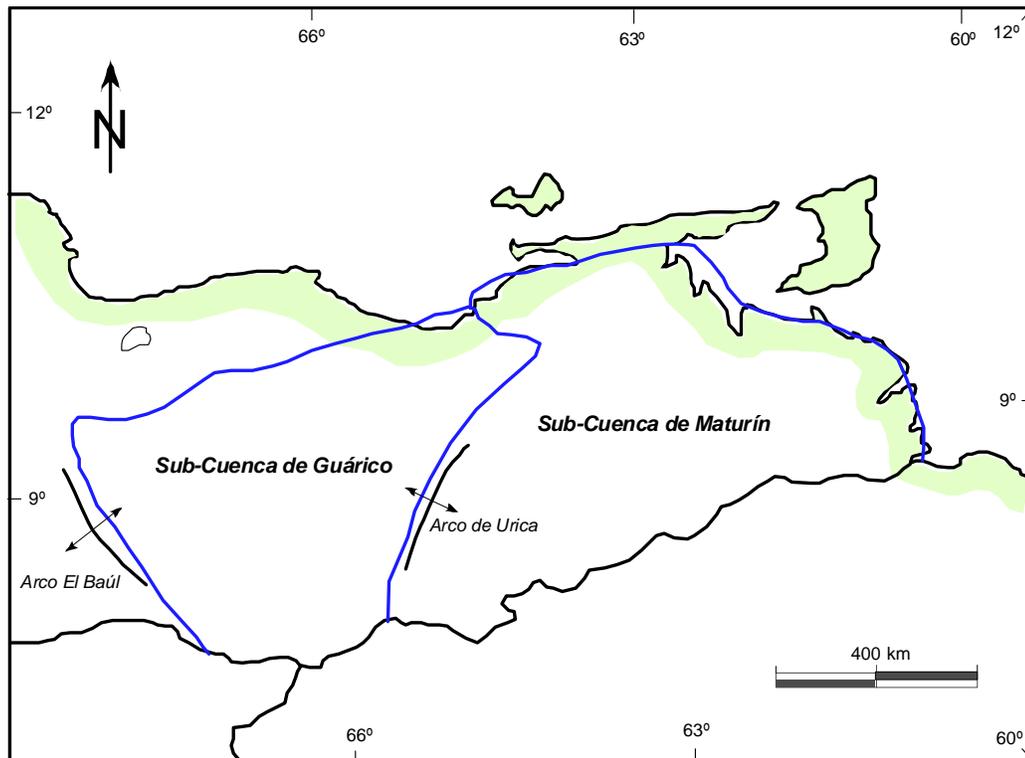


Figura 2.1 Subcuencas de Guárico y Maturín

Tomado de Erlich y Barrett (1992).

El área total de la cuenca es de aproximadamente 200.000 km², es una cuenca elongada y asimétrica con más de 8 km (6.000 ft) de sedimentos terciarios. El flanco sur de la cuenca buza ligeramente hacia el norte, mientras que el flanco norte está limitado por el cinturón de corrimientos de la Serranía del Interior Oriental (Di Croce, 1995).

La secuencia sedimentaria al sur de este cinturón es considerada como la sección autóctona de la Placa Suramericana, constituida principalmente de rocas cretácico-terciarias de margen pasivo y de relleno de cuenca antepaís, que suprayacen discordantemente por encima de los sedimentos del Paleozoico inferior y del basamento ígneo-metamórfico de edad Precámbrico.

El margen norte de la cuenca no está del todo bien definido, el cual está representado por rocas ígneas y metamórficas. Bellizzia, (1972); Stephan, (1977); Erlich y Barrett, (1990) consideran a esta sección del margen norte como alóctona, habiendo sido transportada hacia el sur, desde unas pocas decenas de kilómetros hasta un máximo de 1000 km antes de su emplazamiento.

El frente de corrimiento de la Serranía del Interior Oriental está conformado por rocas clásticas de edad Cretácico Tardío a Terciario tardío. Hung (2005), lo define como un cinturón autóctono-parautóctono con pliegues y corrimientos más antiguos al oeste, de edad Eoceno y más jóvenes hacia el este de edad Mioceno. El cual se encuentra separado de la Cuenca Oriental de Venezuela por la compleja estructura del alto de Pirital.

Parnaud *et al.* (1995) consideran la Cuenca Oriental de Venezuela como una cuenca flexural antepaís (foreland) que se desarrolló en el Neógeno sobre el margen pasivo del cratón Suramericano, comprende dos de las principales provincias petrolíferas de este continente: (a) los extensos campos de la Faja Petrolífera cerca del río Orinoco y (b) el gigantesco campo El Furrial.

La Cuenca Oriental de Venezuela es el resultado de una compleja evolución tectónica iniciada en el Mesozoico con la ruptura de Pangea, la deriva de Suramérica hasta el desarrollo y migración de la Placa del Caribe. La cuenca está asociada con la migración relativa hacia el este de la Placa Caribe a lo largo de la falla transcurrente dextral de El Pilar (Pindell, 1988; Erlich y Barrett, 1990). Estudios geológicos y geofísicos delimitan la Placa Caribe estableciendo su límite sur en la amplia y compleja zona transpresional del norte venezolano, la cual se encuentra rodeada por cuatro placas rígidas (Figura 2.2): la Placa de Norte América, la de Suramérica, Cocos y la de Nazca (Hung, 2005).

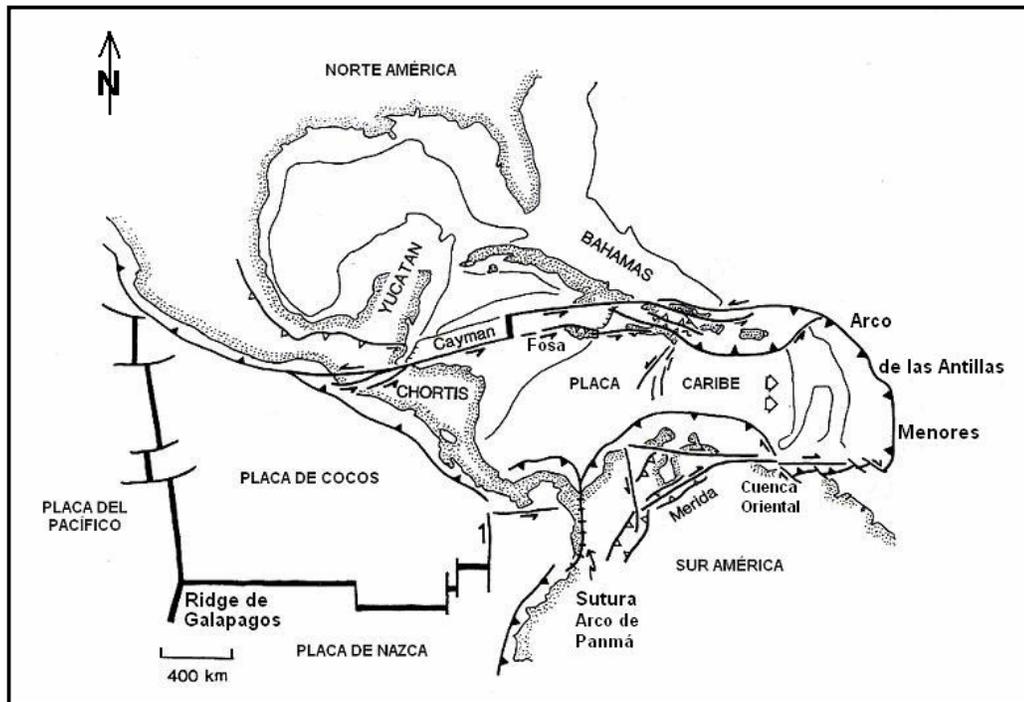


Figura 2.2 Contexto Tectónico del Caribe

Modificado de Pindell *et al.* (1988).

2.2 Marco Geológico Estructural

La evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela de acuerdo con Parnaud *et al.* (1995), puede ser dividida en cuatro episodios mayores:

(a) Una fase pre-“rift” desarrollada durante el Paleozoico.

- (b) Un episodio de “rifting” y posterior “drifting” ocurrido durante el Jurásico y el Cretácico Temprano, el cual está caracterizado por estructuras de “grabens”, por la creación de corteza oceánica y por el desarrollo de una discordancia a nivel regional.
- (c) Un período de margen pasivo durante el Cretácico-Paleoceno, y
- (d) Una fase final de colisión oblicua durante el Neógeno-Cuaternario, la cual da origen a la Serranía del Interior y a la transformación del margen pasivo en una cuenca antepaís, resultado de la colisión de la Placa Caribe con la placa Suramericana. Este evento fue diacrónico con un desplazamiento relativo de la Placa Caribe desde el oeste hacia el este progresivamente. De estos cuatro episodios sólo los dos últimos pueden ser reconocidos en la región central de la Cuenca Oriental de Venezuela, en el subsuelo y en afloramientos. Los dos primeros son interpretados de datos sísmicos en la subcuenca de Trinidad al este y en la subcuenca de Guárico, al oeste.

Parnaud *et al.*, (1995) reconocen dos provincias tectónicas diferentes (Figura 2.3). Una provincia autóctona que se extiende desde el eje de la cuenca hasta el río Orinoco, la cual es extensional y está caracterizada por fallamiento normal de dirección N60°-70°E y fallas transcurrentes con rumbo E-O que son más jóvenes en la parte sur que en la norte. También están presentes fallas transcurrentes de orientación N70°O. Otra provincia alóctona que se extiende desde la falla de El Pilar hasta al eje de la cuenca, siendo ésta última una falla dextral que representa la traza en superficie del complejo límite entre las placas Caribe y Suramericana.

El sur de la falla transformante-dextral de El Pilar está constituido por afloramientos cretácico-terciarios de la Serranía del Interior y de un cinturón de corrimiento que se extiende hacia el sur en el subsuelo de la subcuenca de Maturín (Roure *et al.*, 1994).

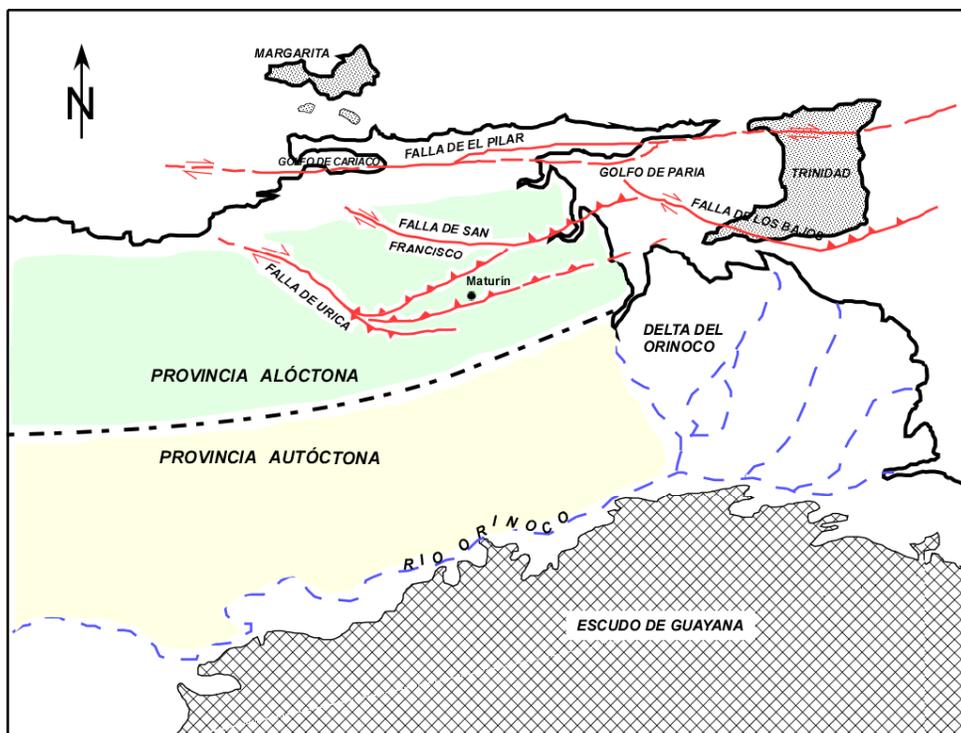


Figura 2.3 Rasgos Estructurales de la Cuenca Oriental de Venezuela

Tomado de Roure *et al.* (1994)

La zona oriental de la provincia alóctona está deformada por un grupo (trend) de fallas dextrales con dirección noroeste: la falla de Urica en el oeste, la falla de San Francisco en la parte central y la falla de Los Bajos hacia el este, delimitando así bloques estructurales individuales, el boque de Santa Rosa al este, el bloque de Bergantín, el bloque de Caripe y el bloque de Trinidad ubicado al oeste, los cuales disminuyen progresivamente de altura hacia el este (Figura 2.4).

De acuerdo con Hung (2005), la Cuenca Oriental de Venezuela puede ser dividida en tres provincias estructurales: (1) la Serranía del Interior, (2) las estribaciones de Monagas, y (3) el “foreland” de Maturín; siendo las principales fallas geológicas entre estas provincias la falla de El Pilar, la de Urica, San Francisco, Piritál, Los Bajos y el mismo frente de deformación. La Serranía del Interior incluye un cinturón plegado con vergencia hacia el sureste, con pliegues de corrimientos orientados aproximadamente en la dirección N70°E.

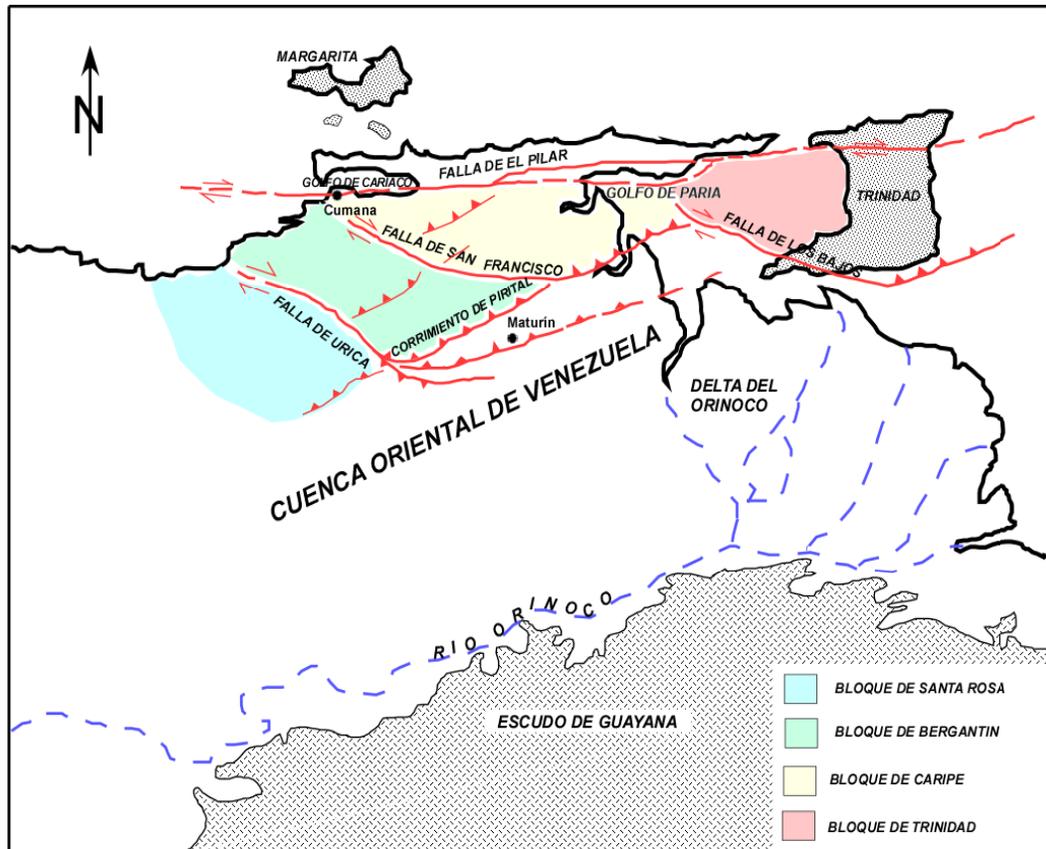


Figura 2.4 “Trend” de Fallas Destrales del oriente venezolano

Tomado de Roure *et al.* (1994)

Los principales corrimientos de la Cuenca Oriental de Venezuela incluyen el de Cerro Jiménez, Manresa, Orocuai y el corrimiento de Pirital. Este último es considerado un elemento tectónico importante en el subsuelo de esta provincia, con un desplazamiento horizontal de 20-30 km y un desplazamiento vertical de 4-5 km. Todo el movimiento a lo largo del corrimiento de Pirital es registrado en el relleno simultáneo de la cuenca de Morichito (Figura 2.5); este emplazamiento indujo a una migración progresiva de la cuenca “piggy-back” de Morichito hacia el sur (Di Croce, 1995).

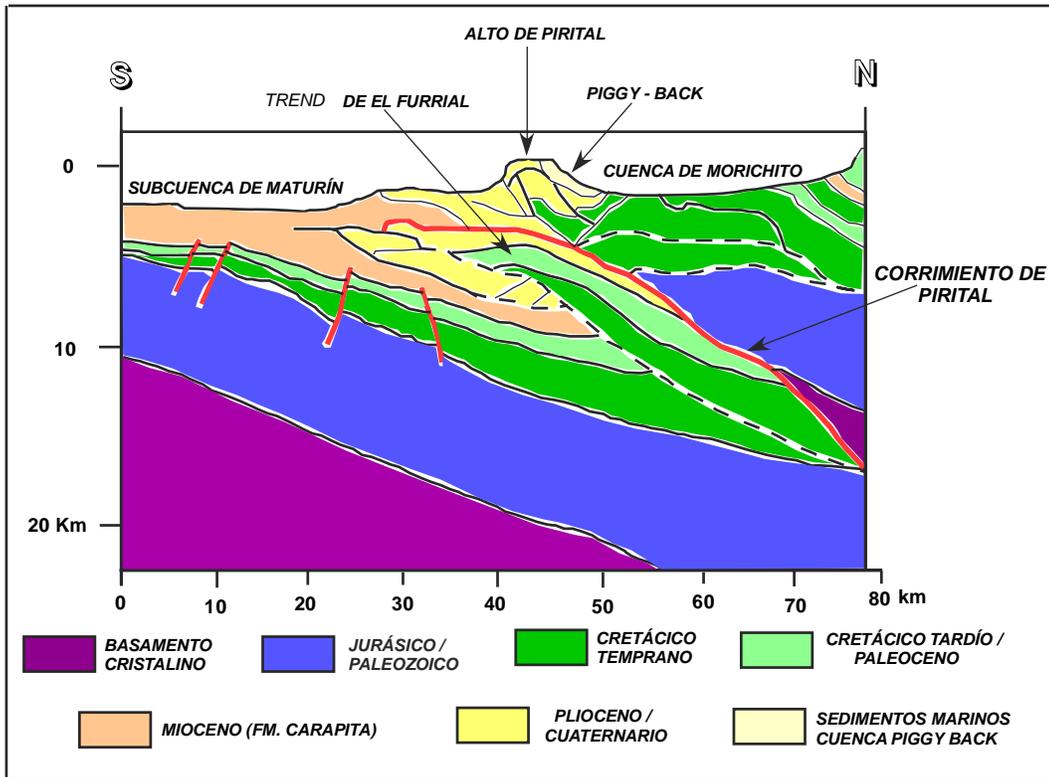


Figura 2.5 Asociación del Alto de Pirital y la Cuenca de Morichito

Tomado de Roure *et al.* (1994).

El levantamiento de la Serranía del Interior se inicia durante el Eoceno Tardío y parte del Oligoceno (Di Croce, 1995). Este proceso está marcado por el hiato paleontológico registrado entre las formaciones Caratas en su Miembro Tinajitas y Los Jabillos. De igual forma, según Hung (2005), en el oriente de Venezuela existen dos conjuntos de edades vinculadas a dos eventos tectónicos: uno de edad Eoceno y otro de edad Mioceno, el más joven está probablemente asociado con la colisión oblicua del arco volcánico de las Antillas Menores, mientras que el más antiguo sugiere una contracción ocurrida, en dirección nort-sur, antes que el arco volcánico llegase al oriente venezolano.

En la subcuenca de Guárico, hacia el oeste, y en Trinidad se han identificado capas de evaporitas de edad Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, las cuales se han propuesto para explicar la superficie de despegue de los corrimientos de El Furrial y Orocuál (Roure *et al.*, 1994).

2.3 Estratigrafía Regional

Eva *et al.*, (1989) reconocen cuatro fases tectono-estratigráficas desarrolladas en el sur del Caribe:

(a) Una fase de “rifting” continental y desarrollo de un margen pasivo, ocurrida durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano.

(b) Una fase de desarrollo de un arco de islas y una colisión subsiguiente, la cual comienza en el Cretácico Tardío y Paleógeno.

(c) Otra fase de movimiento transpresional, en donde la Placa Caribe se desplaza hacia el este con respecto a la Placa de Suramérica, a lo largo de fallas transcurrentes dextrales tal como la falla de El Pilar.

(d) Una última fase de colisión del arco de Panamá, ocurrida durante el Mioceno Tardío y Plioceno Temprano, caracterizada por la colisión continental del istmo de Panamá contra Suramérica en la región de Colombia.

Parnaud *et al.*, (1995) definen cuatro megasecuencias depositacionales en la Cuenca Oriental de Venezuela (Figura 2.6): (1) megasecuencia pre-“rift”, (2) megasecuencia “rift”, (3) megasecuencia de margen pasivo y (4) megasecuencia de colisión oblicua. Todas estas fueron desarrolladas desde el Paleozoico, en un proceso de “rifting”, hasta el Cenozoico asociadas con un evento transpresivo en el borde norte de Suramérica.

2.3.1 Megasecuencia de Pre-“rift”

La megasecuencia de pre-“rift” que se desarrolló durante el Paleozoico es identificada mediante perfiles sísmicos. Está asociada con las formaciones Hato Viejo y Carrizal en la subcuenca de Guárico, las cuales fueron depositadas en ambientes litorales y marino neríticos. La secuencia reportada por perforaciones está compuesta principalmente por areniscas de grano grueso a fino, ligeramente calcáreas, intercaladas con conglomerados y lutitas verdes. La edad de la Formación Carrizal es Devónico – Carbonífero Temprano, esta secuencia alcanza espesores entre 3000 y 5000 metros (Parnaud *op cit.* 1995).

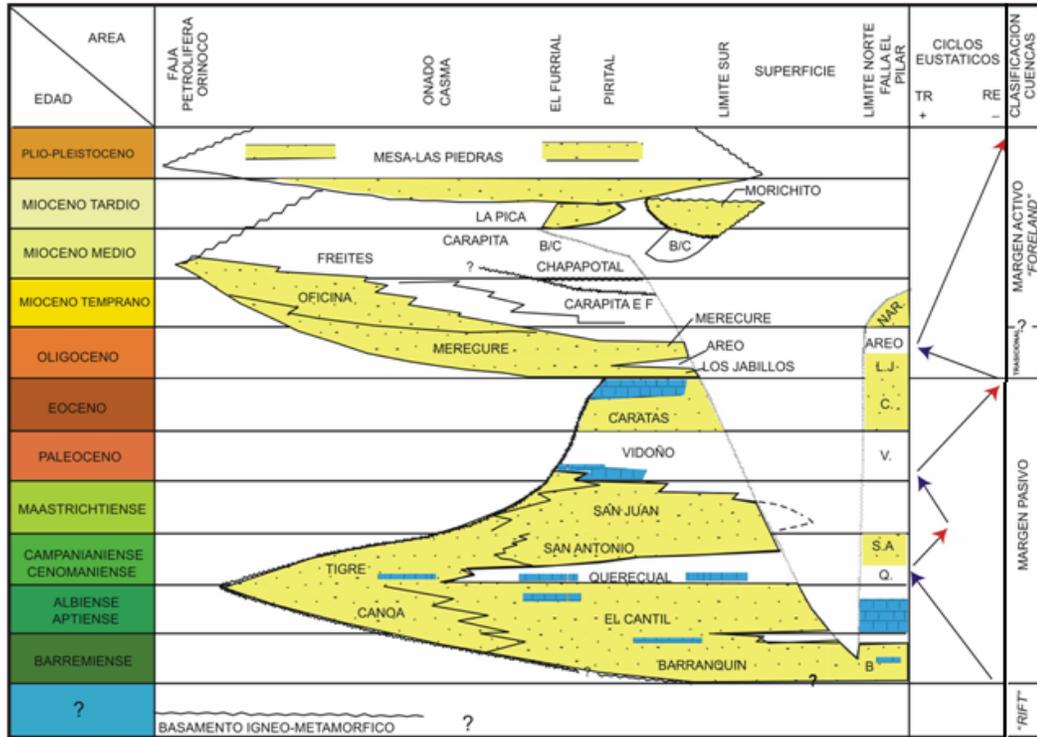


Figura 2.6 Cuadro Correlativo de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Modificado de Parnaud *et al.* (1995).

2.3.2 Megasecuencia “Rift”

La megasecuencia “rift” desarrollada durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, fue identificada como la Formación La Quinta (Formación Ipire, L.E.V, 1970) al oeste de la subcuenca de Maturín en el Graben de Espino (Figura 2.7). Esta formación, fue depositada en ambientes continentales, está compuesta principalmente de lutitas rojas y mantos basálticos (Parnaud *et al.*, 1995). Estas capas rojas constituyen la sección antigua de la secuencia autóctona del norte de Suramérica y parecen estar presentes sobre una amplia zona del noroeste de Suramérica (Eva *et al.* , 1989).

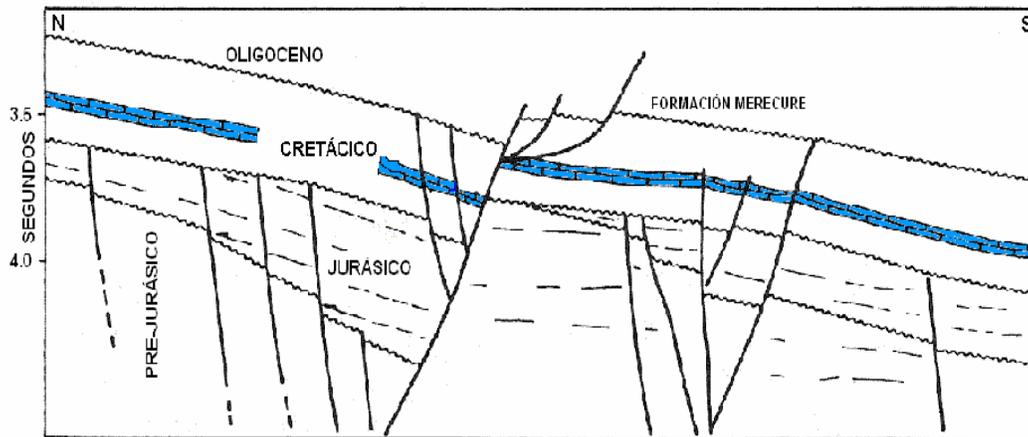


Figura 2.7 Interpretación de la secuencia Jurásico-Cretácico
Modificado de Parnaud *et al.* (1995)

Según Erlich y Barrett (1992), el proceso de “rifting” que afectó el margen norte de Suramérica fue parte de la apertura del Atlántico nor-central, cuando Norteamérica se separó de Gondwana. Esta apertura del Atlántico nor-central fue diacrónica siendo más antigua en el norte y más joven en el sur entre Norte y Suramérica. El registro sedimentario sugiere que el “rifting” ocurrido a lo largo del este de Venezuela se inició en el pre-Barremiense, aunque los datos radiométricos en rocas ígneas indican una edad Triásico Tardío – Jurásico Temprano.

2.3.3 Megasecuencia de Margen Pasivo

La megasecuencia de margen pasivo abarca las rocas del Cretácico - Paleógeno y está caracterizada por tres principales eventos transgresivos que se desarrollaron desde el norte hacia el sur, y culminaron durante el Turoniense, en el Paleoceno-Eoceno Temprano y en el Oligoceno (Parnaud *et al.*, 1995).

El inicio del primer evento transgresivo comienza con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquín, estando marcado el máximo avance de la transgresión por los depósitos carbonáticos de plataforma, los cuales

son diacrónicos en la dirección norte-sur. Esta transgresión es definida como una secuencia intermedia del Cretácico.

En el área de El Pilar, al norte, esas calizas corresponden al nivel superior de la Formación Barranquín de edad Barremiense, más hacia el sur corresponden con los afloramientos albienses de la Formación El Cantíl. En el campo El Furrial estas calizas transgresivas son de edad Aptiense-Campaniense y corresponden a las formaciones El Cantíl, Querecual y San Antonio. En el área de El Furrial han sido perforadas otras facies intermedias entre las formaciones Tigre y San Antonio, las cuales están caracterizadas por areniscas ricas en materia orgánica, calizas dolomíticas fosilíferas con fragmentos de equinodermos, y presencia de glauconita (Parnaud *et al.*, 1995).

Las principales rocas madres fueron depositadas durante esta transgresión. Estas son rocas lodosas ricas en materia orgánica depositadas en ambientes batiales, representadas por las formaciones Querecual y San Antonio de edad Albiense tardío-Campaniense.

Durante el Paleoceno-Eoceno se inicia el siguiente evento transgresivo, el cual ocurre posterior a la regresión del Maastrichtiense, representado por la Formación San Juan. El último evento transgresivo se desarrolló durante el Oligoceno y comenzó con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure, la cual fue depositada en un ambiente continental en la parte sur de la cuenca y en un ambiente de plataforma interna hacia la parte norte de la cuenca. Está compuesta principalmente de una alternancia de areniscas de grano fino a grueso y lutitas (Parnaud *et al.*, *op. cit.*).

Según Erlich y Barrett (1992), este período de margen pasivo abarca el final del proceso de “rifting” en el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano hasta el inicio de la actividad tectónica en el Eoceno. En este período el margen norte de Suramérica sufre una marcada subsidencia y permite la acumulación de 3 a 4 km

(12.000 ft) de rocas clásticas predominantes marinas, aunque la sección del Cretácico Inferior también contiene varias unidades carbonáticas gruesas.

De acuerdo con Di Croce *et al.* (1995), la secuencia de margen pasivo consiste en rocas clásticas marinas del Cretácico al Oligoceno. Durante el Oligoceno, el margen pasivo fue un grueso prisma sedimentario el cual se adelgazaba hacia el sur con terminaciones “onlap” contra las rocas precámbricas del escudo de Guayana. La paleogeografía de la Cuenca Oriental de Venezuela muestra una fuente sedimentaria al sur, para las rocas clásticas del Cretácico. Por otra parte el Cretácico Inferior está compuesto por rocas sedimentarias del Barremiense que gradan hacia arriba desde facies continentales en la base hasta carbonatos marinos someros en el tope.

Basado en el registro sedimentario de las subcuencas de Guárico y Maturín, la depositación del margen pasivo parece haberse iniciado durante el Neocomiense (Hauteriviense tardío-Barremiense), con las areniscas y lutitas fluvio-deltaicas de la Formación Barranquín. La parte superior de ésta última muestra claramente la influencia temprana de subsidencia y transgresión marina sobre el margen continental. Las calizas marino-someras y las rocas clásticas marinas gradan concordantemente hacia arriba a las lutitas marino somero y los wackestones – packstones de la Formación El Cantíl, en el norte de la subcuenca de Maturín (Erlich y Barrett, 1992).

2.3.4 Megasecuencia de Colisión Oblicua

La megasecuencia de margen pasivo finalizó en el Oligoceno debido a la colisión de la placa del Caribe contra la Placa de Suramérica, la cuenca preexistente cambió a una cuenca antepaís. La colisión oblicua migró progresivamente hacia el este durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano, dividiendo la cuenca antepaís en tres áreas: (a) un área meridional desde Cerro Negro hasta Oritupano, correspondiente a la zona de plataforma, (b)

una zona central desde Acema-Casma hasta Pirital, correspondiente al “foredeep” y (c) un área septentrional al norte de la falla de Pirital, correspondiente a la zona de sobrecorrimientos (Parnaud *et al.*, 1995).

El “foredeep” también migró desde el norte hacia el sur, migración que estuvo asociada al apilamiento de las unidades alóctonas, emplazadas por la colisión entre las Placas del Caribe y Suramérica. Este fue rellenado principalmente durante el Plioceno-Pleistoceno con la depositación de las formaciones La Pica y Las Piedras, depositadas en ambientes marino-someros a continental. Esta megasecuencia de colisión oblicua alcanza un espesor máximo de 6000 m.

Según Parnaud *et al.* (*op. cit.*), los depósitos sinorogénicos que se acumularon cerca del frente de deformación y en la unidad alóctona, contienen numerosas discordancias que ayudan a separar varias formaciones existentes y a datar los eventos de levantamiento ocurridos: (a) la Formación Naricual del Mioceno Temprano registra el inicio del levantamiento en el norte de la Serranía del Interior y la propagación contemporánea del sistema deltaico hacia el sur, (b) el Miembro Chapapotal de la Formación Carapita, del Mioceno Medio está emparentado con el corrimiento de Pirital, (c) la Formación Morichito corresponde al relleno continental de la cuenca “piggy-back”, transportada hacia el sur por el corrimiento de Pirital y (d) los sedimentos turbidíticos de la parte inferior de la Formación Carapita poseen una posible dirección de transporte desde el noroeste hacia el sureste.

La fase de margen pasivo aparentemente finalizó de manera diacrónica a lo largo del borde norte de Suramérica. El inicio del movimiento rumbo-deslizante transpresional es más antiguo en el oeste de Venezuela y hacia el norte de Colombia, posiblemente de edad Eoceno Temprano a Medio, y más joven en el este, en el oriente venezolano y norte de Trinidad con edad Oligoceno a Mioceno Medio. La deformación a todo lo largo del norte de Venezuela ha continuado hasta el presente, probablemente como resultado del movimiento relativo hacia el

este de la Placa Caribe respecto a la placa Suramericana. Durante esta fase de desarrollo de la cuenca antepaís, las subcuencas de Guárico y Maturín fueron superpuestas sobre la antigua secuencia de margen pasivo (Erlich y Barrett, 1992).

En la parte nor-central de la subcuenca de Maturín las areniscas y lutitas de la Formación Naricual de edad Oligoceno, depositadas en ambientes deltaicos a marino someros, suprayacen de forma discordante a la Formación San Juan del Cretácico Tardío, con la erosión del Paleoceno y el Eoceno. La sedimentación de la subcuenca de Guárico es posterior al inicio del levantamiento del Eoceno Medio.

2.4 Estratigrafía de la Zona de Estudio. (Tomado de Comisión Venezolana de Estratigrafía y Terminología, 1970; Léxico Estratigráfico Electrónico).

A continuación se describen las características litológicas de las formaciones que componen la estratigrafía de la zona de estudio (Figura 2.8).

2.4.1 Cretácico

2.4.1.1 Formación Barranquín (Cretácico Temprano)

Liddle (1928, 1946) definió la Formación Barranquín, como "un gran espesor de areniscas cuarcíticas, rojizo-blanquecino, intercaladas con lutitas varicoloreadas con capas ocasionales de calizas verdosas o negras, más comunes en la parte superior". Hedberg (1950-a) amplía la descripción, con la observación de los espesores plurimétricos de las capas y la presencia de estratificación cruzada en gran escala, presente en casi todos los horizontes de areniscas.

Von Der Osten (1954), define y distingue miembros, en los cuales las calizas macizas se hallan en la mitad inferior y no superior de la formación. En la región de Santa Fe, Von Der Osten (*op. cit.*) definió así los miembros, de base a tope:

EDAD		FORMACIÓN	ESPESOR Metros	LITOLOGÍA	ACTIVIDAD TECTÓNICA		
CUATERNARIO	PLEISTOCENO	MESA /	200		FOREDEEP		
	PLIOCENO	LAS PIEDRAS LA PICA	2200				
TERCIARIO	NEOGENO	MIOCENO	TARDÍO	50 - 2200		FOREDEEP	
			MEDIO	CARAPITA B/C			100
		TEMPRANO	CARAPITA E/F	1600			
		OLIGOCENO	TARDÍO	NARICUAL AREO			250 - 1200
	PALEOGENO	EOCENO	TEMPRANO	LOS JABILLOS	150 - 350		MARGEN PASIVO
			TARDÍO				
		MEDIO	TINAJITAS	300 - 600	Calizas dolomíticas o glauconíticas		
		TEMPRANO	CARATAS		Limolitas y Areniscas		
		PALEOCENO	VIDOÑO	200 - 300	Lutitas negras		
		MESOZOICO	MAASTRICHIENSE	SAN JUAN	1400		
SANTONIENSE	SAN ANTONIO		Lutitas fosilíferas y glauconíticas				
TURONIENSE	QUERECUAL		250	Calizas laminadas orgánicas y lutitas negras picríticas			
CENOMANIENSE			650				
ALBIENSE	CHIMANA		270	Lutitas			
APTIENSE	EL CANTÍL GARCIA		860	Calizas			
			100	Areniscas fluvial a costeras			
BARREMIENSE	BARRANQUÍN		1300	Areniscas			
		1700	Calizas intercaladas con lutitas				
JURÁSICO	IPIRE	?	Areniscas de grano fino limolitas				
PALEOZOICO	CÁMBRICO	CARRIZAL HATO VIEJO	1800	Capas rojas no fosilíferas con flujos basálticos intercalados	RIFTING		
				Areniscas arcosas y cuarsíticas de grano medio-fino.	BASAMENTO		
				Areniscas de grano fino y limolitas			
		PRECÁMBRICO	?	Rocas metaígneas y metasedimentarias.			

Figura 2.8 Columna Estratigráfica generalizada de la Cuenca Oriental de Venezuela. Modificado de Hung (2005)

Venados: Secuencia de intercalaciones de cuarcitas macizas blancas en paquetes de hasta 20 m de espesor, con estratificación cruzada, con lutitas arenosas de color gamuza, no fosilíferas.

Morro Blanco: Secuencia de calizas biostrómicas de escala métrica a submétrica, intercaladas con intervalos limolíticos y arenosos, de menos de 10 m de espesor.

Picuda: Secuencia de paquetes decamétricos de areniscas cuarcíticas blancas, intercaladas con lutitas de colores vivos en menor cantidad, lutitas arenosas (rítmicas); las calizas son raras y de carácter lenticular.

Taguarumo: El miembro superior es tratado en el Léxico estratigráfico de Venezuela (1970) como formación aparte (Guillaume *et al.*, 1972). Consiste en una secuencia de lutitas y areniscas, con dominio de las primeras, donde con frecuencia se hallan calizas verdes con *Trigonia* (Von Der Osten, 1954).

2.4.1.2 Formación El Cantil (Aptiense-Cenomaniense)

La formación es muy variable lateralmente. Las calizas fosilíferas macizas, frecuentemente con aspecto arrecifal, son típicas y localmente constituyen el mayor volumen de la formación. El resto, están separadas entre sí por cantidades apreciables de arenisca, lutita y caliza finamente estratificadas. Esta variabilidad se aprecia en las secciones columnares de la Formación Borracha presentadas por Rod y Maync (1954), quienes designaron una capa persistente de margas y lutitas fosilíferas cerca de la base con el nombre de Miembro García, elevada hoy en día al rango de formación (L.E.V, 1998).

2.4.1.3 Formación Chimana (Albiense)

Hay y Aymard (1977) reportan en el subsuelo, al norte y noreste de Anaco (Anzoátegui septentrional), una litología compuesta por areniscas masivas de grano fino a muy fino, color gris y calcáreas; calizas delgadas y conchíferas y lutitas gris oscuro, calcáreas y arenosas. González de Juana *et al.*, (1980) definen la Formación Chimana como "una invasión marina que cubrió extensas zonas del oriente de Venezuela", y señalan que su contenido de areniscas aumenta

rápidamente hacia el sur de su área tipo. Macsotay *et al.* (1986), separan la Formación Chimana de la Formación Boquerón en su sección tipo, aparentemente por diferencias entre los mecanismos de sedimentación entre ambas unidades.

2.4.1.4 Formación Querecual (Albiense tardío-Santoniense)

Consiste de calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonácea-bituminosas y lutitas calcáreas. El color de las calizas y lutitas es típicamente negro, aunque también han sido reportados colores claros para la unidad en el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela (Hay y Aymard, 1977), la laminación alcanza valores entre 10 y 20 láminas por pulgada (Hedberg, 1950), atribuidas a la alternancia de foraminíferos planctónicos con material carbonoso. Son abundantes las formas discoidales, esferoidales y elipsoidales que han sido descritas como concreciones, alcanzando diámetros entre unas cuantas pulgadas, hasta varios pies, así como también se ha observado, que la laminación puede envolverlas o desvanecerse dentro de ellas (González de Juana *et al.*, 1980). Yoris (1988), reporta 20 a 30 laminaciones por centímetro, en una localidad de la Formación Querecual entre La Soledad y Miraflores, estado Monagas. El contenido de pirita de la unidad, también es característico y es el responsable de las fuentes sulfurosas que frecuentemente se presentan en sus afloramientos (González de Juana *et al.*, *op. cit.*). Las estructuras definidas por muchos autores como concrecionarias, han sido reportadas como de almohadilla y bola por estiramiento de capas, por Macsotay *et al.*, (1985). La presencia de capas ftaníticas o calizas silíceas negras, es una característica de la parte superior de la formación (M.E.M, 1956; L.E.V, 1970; González de Juana *et al.*, *op. cit.*; Macsotay *et al.*, *op. cit.*).

2.4.1.5 Formación San Antonio (Cenomaniense-Campaniense)

La unidad consiste esencialmente de calizas y lutitas negras, como la Formación Querecual infrayacente, pero además contiene numerosas capas de areniscas duras de color gris claro y de chert. Una característica típica es la

presencia de diques anastomósicos de areniscas, analizados detalladamente por Laubscher (1961). Las cantidades y proporciones de areniscas y chert son muy variables; en algunos sitios son tan escasas que es imposible diferenciar la unidad de la Formación Querecual. En otros lugares, el gran desarrollo de areniscas hace que la Formación San Antonio se confunda con la Formación San Juan suprayacente (Rosales, 1960).

2.4.1.6 Formación San Juan (Maastrichtiense tardío)

Consiste en una alternancia monótona de capas de areniscas de 0,3 a 1 m de espesor, muy duras, gris a gris claro de grano fino, bien escogidas, escasamente glauconíticas y localmente calcáreas. Estas capas de areniscas se intercalan con capas centimétricas de lutitas negras, arenáceas, localmente calcáreas y limolitas negras. En los ríos Aragua, Orégano y en la quebrada La Pegua, las areniscas del tope se tornan muy glauconíticas. Las capas de arenisca son tabulares, su color de meteorización es crema y rojizo (Rosales, *op. cit.*). Las estructuras sedimentarias más comunes son: estructuras de carga, estructuras de almohadilla y bola (en las areniscas), diques y sills clásticos, capas estiradas y estructuras de desplomes arenosos (Vivas, 1987).

2.4.2 Terciario

2.4.2.1 Formación Vidoño (Paleoceno)

Según Hedberg y Pyre (1944), la formación está constituida por lutitas oscuras, ricas en foraminíferos, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas duras, con glauconita. En la sección tipo, la Formación Vidoño consiste de una secuencia de lutitas negras, silíceas y calcáreo-arenáceas, frecuentemente glauconíticas y piritosas, con fractura en astilla o punta de lápiz y con intercalaciones menores de limolitas calcáreas, gris verdoso y areniscas de grano fino, gris oscuro, de espesores centimétricos (Macsoy *et al.*, 1986). En la sección del Sinclinal de Tinajitas, Lourier *et al.*, (1986) describen esta formación

como lutitas limosas, duras, gris verdoso oscuro a marrón, con desarrollo de fisuras rellenas con yeso, dispuestas en patrón geométrico. A partir de los 105 m, se desarrollan capas de limolitas y areniscas finas glauconíticas, las cuales se hacen menos frecuentes hacia el tope de la sección; se presentan manchas de oxidación, costras de óxido de hierro y manganeso.

2.4.2.2 Formación Caratas (Eoceno Temprano a Tardío)

Consiste en una secuencia compleja de limolitas pluridecamétricas y areniscas plurimétricas, que pueden ser marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas (Hedberg y Pyre, 1944). En el río Querecual, es de carácter pelítico-arenoso (Renz, 1962) y va pasando gradualmente a secuencias más arenosas hacia el sureste (Rosales, 1960) y más pelíticas hacia el noroeste (Macsoy *et al.*, 1986), pero en todas las áreas presenta una anomalía carbonática plurimétrica en su tope, que constituye el Miembro Tinajitas.

Las areniscas son de grano fino a medio, gris verdosas, que meteorizan a pardo oscuro y pardo rojizo, de espesores centimétricos a métricos, pero que llegan a formar paquetes pluridecamétricos. Las limolitas y lutitas son de color gris oscuro, monótonas, en las que se intercalan ocasionalmente calcarenitas o marlitas. Campos *et al.*, (1985) describieron a la formación en el subsuelo del noreste del estado Anzoátegui (Pozo La Vieja-1), compuesta predominantemente de calizas grises a gris verdoso, masivas, recristalizadas y glauconíticas, con ocasionales intercalaciones de lutita y arcilita. Mencionaron que el contenido de arenisca aumenta hacia el sur hasta que, en el área de Santa Bárbara, la sección se compone de areniscas masivas con características eléctricas y sísmicas similares a las de la suprayacente Formación Los Jabillos. Según Macsoy *et al.*, (*op. cit.*) se vuelve más lutítica hacia el noroeste, describieron las estructuras sedimentarias, como calcos de carga y de flujo en la base de las areniscas y, ocasionalmente, estratificación cruzada.

2.4.2.3 Formación Los Jabillos (Oligoceno)

De Sisto (1972, p. 2577) describió a Los Jabillos en el campo La Vieja como "areniscas gruesas y macizas, comúnmente claras a gris rosado, de grano medio a grueso, muy duras y cuarcíticas, intercaladas con capas delgadas de lutitas y algunas capas de carbón". Macsotay *et al.*, (1986 p. 7156) describieron la formación como principalmente de areniscas cuarcíferas, de grano medio a grueso, en capas de gran espesor, con intercalaciones de lutitas limosa y comúnmente rítmicas.

2.4.2.4 Formación Areo (Oligoceno)

En la descripción original, Hedberg (1950) menciona como litología predominante, la presencia de lutitas grises con capas delgadas de concreciones, glauconíticas de ferrolita amarillenta a rojiza, asociadas con moluscos. Además, capas ocasionales de areniscas cuarcíticas duras, gris claro a blanco, de 1 a 10 m de espesor, con fracturas perpendiculares a la estratificación. Se encuentran también algunas calizas duras y delgadas. Salvador (1964), en el área de Tinajitas, describe lutitas calcáreas gris-verdoso, limolitas verdosas y glauconíticas con foraminíferos y areniscas de grano fino, duras, grises y arcillosas. Lamb (1964) menciona limolitas grises muy fosilíferas y lutitas gris oscuro, en la sección del río Aragua. Socas (1991) describió a un Areo atípico en el área de Naricual, caracterizado por lutitas gris oscuras con diques de arenisca e intercalaciones de limolitas y areniscas delgadas con cemento calcáreo y concreciones ferruginosas alrededor de fósiles bivalvos.

2.4.2.5 Formación Naricual (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano)

La formación se compone de un tramo inferior de 488 m de lutitas carbonosas, lutitas arenosas y areniscas, un tramo medio de 914 a 1.067 m que contiene los "paquetes" carboníferos de Santa María, Mallorquín y Aragüita, y un intervalo superior de 457 m de areniscas gruesas intercaladas con lutitas grises no-

fosilíferas y algunos carbones. Las areniscas son típicamente masivas, de color claro, cuarzosas, friables a cuarcíticas y de grano medio a grueso (Hedberg y Pyre, 1944). Hacia el este, Peirson (1965-a, 21) describió 15% a 25% de areniscas blancas y cuarzosas, hasta 1% de carbón y 75%-85% de lutitas ligníticas, lutitas arenosas y limolitas, todo finamente laminado.

2.4.2.6 Formación Carapita (Oligoceno-Mioceno)

En el subsuelo, la Formación Carapita consiste casi exclusivamente de lutitas de color gris oscuro a negro, macizas, a menudo lustrosas, en general calcáreas y con un alto contenido de foraminíferos. Localmente pueden ser piríticas o glauconíticas (Stainforth, 1971).

En términos generales, las areniscas son escasas y sólo se presentan en las áreas donde la Formación Carapita pasa gradualmente a las formaciones Oficina al sur y Capiricual al oeste, o donde está presente el Miembro Chapapotal, constituido por areniscas lenticulares turbidíticas.

2.4.2.7 Formación La Pica (Mioceno Tardío)

En la localidad tipo la Formación La Pica consiste en lutitas grises, limolitas, con desarrollos importantes de areniscas arcillosas de grano fino (Hedberg, 1950). En el Área Mayor de Santa Bárbara, según la descripción de De Sisto (1961-a), la zona basal "F" es una cuña de lutitas grises, con algunas arenas y limolitas. La zona "E" está constituida por arenas friables de grano fino, que forman numerosos lentes separados por intervalos lutíticos. La zona "D" es también lutítica, con muy pocas arenas, mientras que la "C", presenta un desarrollo de areniscas similar al de la zona "E". La zona "B" es un intervalo lutítico, y la zona superior "A", consiste en limolitas, lutitas limosas y areniscas laminadas, de grano fino. En Pedernales, según Barnola (1960), el Miembro Amacuro está formado por lutitas y arcillas grises a verdes, micáceas y carbonáceas, con intercalaciones de limos y arenas limosas. El Miembro

Pedernales está formado por areniscas de grano medio, con intercalaciones de lutita. El Miembro Cotorra está constituido por areniscas de grano fino, areniscas limosas y limolitas estratificadas con arcillas y lutitas de color gris azulado a verde.

2.4.2.8 Formación Las Piedras (Mioceno Tardío-Plioceno)

En la localidad tipo, la Formación Las Piedras consiste en areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, interlaminadas con lutitas gris a verdoso, arcillitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg, 1950). También se encuentran algunas calizas arenosas duras y de color verde. González de Juana (1946) mencionó un conjunto mineralógico más complejo que el de la Formación Mesa, con abundante andalucita, biotita, clorita, cloritoide, kyanita y corundum y, menos abundante, granate, glaucofano, hornblenda, epidoto, estaurolita, sillimanita, moscovita y titanita.

El miembro basal Prespantal, en su localidad tipo, entre los km. 67 y 70 de la carretera de Puerto La Cruz a San Tomé, entre San Mateo y Cantaura, contiene en su parte inferior areniscas conglomeráticas que pasan hacia arriba a areniscas laminadas, ferruginosas con limolitas y arcillas pardo-rojizas moteadas. En la parte superior predominan las arcillas pardo-rojizas yesíferas, con ocasionales capas de arenisca en capas delgadas. El Miembro Caicaito, localizado entre los km. 73 y 79 de la misma vía, consiste principalmente en arcillitas y limolitas gris azulado, que meteorizan a colores pardos, con intercalaciones de areniscas laminares localmente duras y calcáreas (González de Juana, *op. cit.*).

2.4.3 Cuaternario

2.4.3.1 Formación Mesa (Pleistoceno)

En los límites norte y sur de la Mesa de Guanipa, la Formación Mesa consiste de arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso cementadas y muy duras; conglomerados rojos a casi negros, arenas blanco-amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita. En la Mesa de Tonoro se observan capas lenticulares de conglomerados, arenas, y algunas arcillas. Al noroeste de Santa Rosa existe una capa lenticular de conglomerado, de más de 25 m de espesor, con delgadas intercalaciones de arenas (González de Juana , 1946).

En Santa Bárbara de Maturín, la parte superior de la formación (76 m), consiste en gravas con intercalaciones de arenas y arcilla roja y amarillo intenso, la parte inferior (60 m) está formada por clásticos finos (arenas gris y blanco, intercaladas con arenas arcillosas y arcillas gris abigarradas). Al suroeste de Maturín, la Formación Mesa está compuesta por arcillas moteadas y abigarradas, con nódulos, sin arenas. En los llanos centro-orientales, la formación está constituida por arenas no compactadas.

3. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

3.1 Generalidades

Para la sección de estudio del Cretácico en el campo El Furrial, se definieron once (11) litofacies a partir de las características sedimentológicas observadas en los núcleos descritos. Estas litofacies corresponden con seis (6) litofacies arenosas, una (1) limosa, dos (2) de carácter heterolítico, una (1) arcillosa y una (1) litofacies carbonática.

Las litofacies fueron codificadas empleando los siguientes criterios: tipo litológico, tamaño de grano predominante, estructura sedimentaria asociada y grado de bioturbación; tal como se indica a continuación:

A: areniscas	}	<i>Litología</i>
ST: limolitas		
H: heterolitas		
L: Arcillitas		
C: Carbonatos		
1: grano fino	}	<i>Granulometría</i>
2: grano medio		
3: grano grueso		
X: estratificación cruzada	}	<i>Estructura sedimentaria</i>
P: estratificación paralela		
M: carácter masivo		
L: laminaciones		
R: rizaduras		
B: bioturbación		

Las litofacies definidas en este trabajo se presentan en orden de abundancia tal como se muestra en la figura 3.1, con predominio de las litofacies arenosas, particularmente la litofacies de arenisca con estratificación cruzada (A3X).

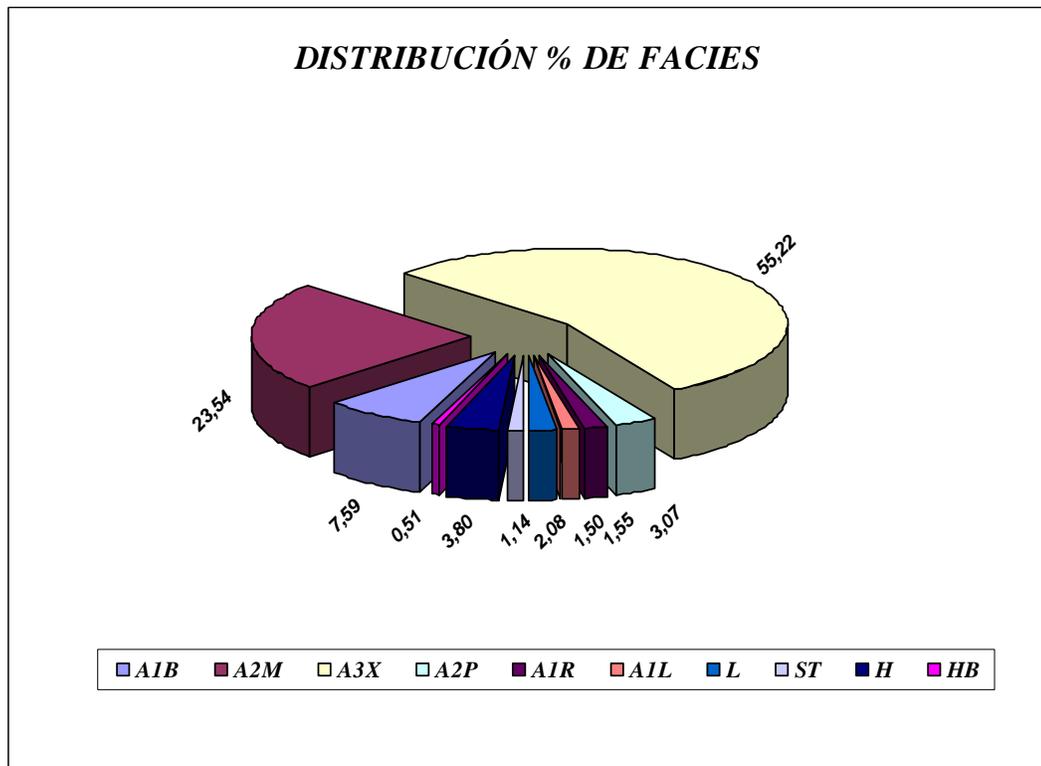


Figura 3.1 Distribución porcentual de litofacies clásticas.

Las areniscas fueron clasificadas desde el punto de vista granulométrico y composicional, para ello se empleó la escala de tamaño de grano modificada de Wentworth (1922) (Tabla 3.1) y el esquema de Pettijohn *et al.* (1972).

Los carbonatos presentan características composicionales que permiten ubicarlos en el campo conocido como “carbonatos de mezcla”, para su clasificación se empleó el diagrama triangular de Mount (1985) adaptado por Zapata *et al.* (2001). También se identificaron carbonatos puros los cuales se clasificaron de acuerdo con Dunham (1962).

Para la caracterización desde el punto de vista petrográfico (Anexo 10) de cada una de las litofacies arenosas, se presentan cuadros de características texturales y de composición en donde los componentes detríticos de las areniscas fueron agrupados entre los granos de cuarzo, incluyendo los cuarzoes monocristalinos (*Qm*) y policristalinos (*Qp*); los granos de feldespatos, incluidos en estos la ortosa (*Ort*), el microclino (*Mic*) y las plagioclasas (*Plag*); y los fragmentos de rocas, en los cuales están contenidos los fragmentos de roca de origen ígneo (*ígn*), metamórfico (*Met*) y sedimentario (*Sed*).

Tabla 3.1 Escala de tamaño de grano. Modificado de Wentworth (1922).

<i>Milímetros</i>	<i>Tamaño de Grano</i>	<i>Micras</i>
3,51 - 4,00	<i>Gránulo Superior</i>	
2,41 - 3,50	<i>Gránulo</i>	
2,00 - 2,40	<i>Gránulo Inferior</i>	
1,80 - 1,99	<i>Arena Muy Gruesa Superior</i>	
1,21 - 1,79	<i>Arena Muy Gruesa</i>	
1,00 - 1,20	<i>Arena Muy Gruesa Inferior</i>	
0,90 - 0,99	<i>Arena Gruesa Superior</i>	
0,60 - 0,89	<i>Arena Gruesa</i>	
0,50 - 0,59	<i>Arena Gruesa Inferior</i>	500
0,45 - 0,49	<i>Arena Media Superior</i>	
0,30 - 0,44	<i>Arena Media</i>	
0,25 - 0,29	<i>Arena Media Inferior</i>	250
0,225 - 0,240	<i>Arena Fina Superior</i>	
0,151 - 0,224	<i>Arena Fina</i>	
0,125 - 0,150	<i>Arena Fina Inferior</i>	125
0,110 - 0,124	<i>Arena Muy Fina Superior</i>	
0,076 - 0,109	<i>Arena Muy Fina</i>	
0,625 - 0,075	<i>Arena Muy Fina Inferior</i>	62,5

A continuación, en la sección 3.2 se muestra la descripción sedimentológica detallada de las litofacies definidas en este trabajo, la cual está acompañada de fotografías de núcleos tomadas de: Arostegui, G. y Machillanda, C (2000).

3.2 Descripción de Litofacies

3.2.1 Litofacies A1B: Arenisca de grano fino bioturbada

Arenisca de tamaño de grano fino a medio, los granos son subredondeados a subangulosos y el escogimiento es de moderado a bueno, de color gris claro. Presenta un aspecto masivo debido al alto *grado de bioturbación* que la caracteriza. Entre los géneros de icnofósiles identificados en esta litofacies se encuentran *Thalassinoides*, *Arenicolites* y *Ophiomorpha*, siendo este último el más abundante de todos. Las areniscas de esta litofacies no presentan grado alguno de impregnación de hidrocarburos (Figura 3.2).

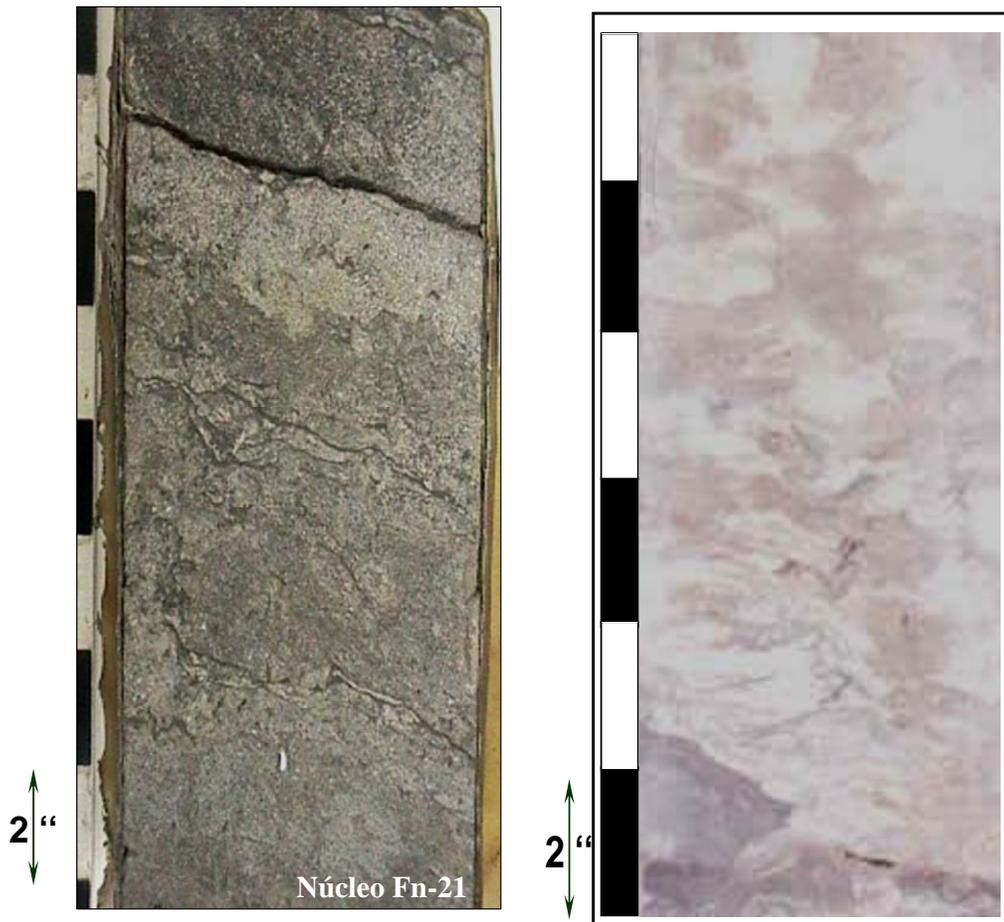


Figura 3.2 Detalle de litofacies A1B. Nótese la intensa bioturbación en arenisca fina. Profundidad 17.616'-17.618', núcleo Fn-21.

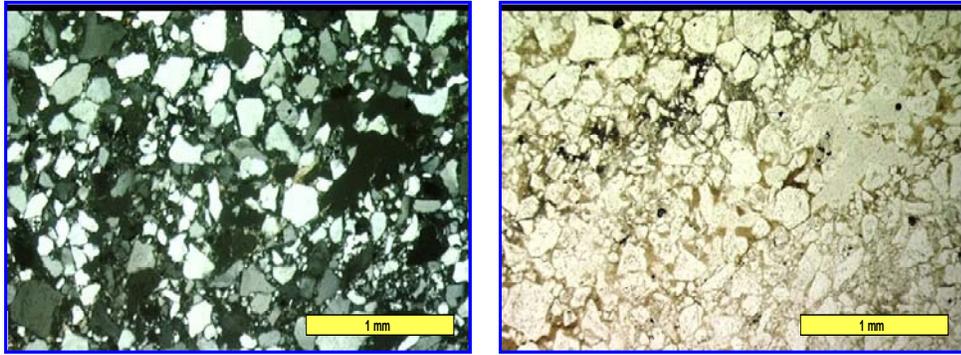
De acuerdo con la clasificación de Pettijohn *et al.* (1972), se identificaron wacas de cuarzo, grauwas feldespáticas y cuarzo arenitas (Figura 3.3). En las tablas 3.2 y 3.3 se muestran las características texturales y composicionales para estos tipos de rocas identificadas en el análisis petrográfico de la litofacies.

Tabla 3.2 Características texturales de la Litofacies A1B.

Tipo de roca	Tamaño de grano (mm)			Escogimiento	Redondez	Granulometría promedio
	Máximo	Mínimo	Promedio			
Waca Cuarzosa	1,11	0,037	0,11	Pobrementemente Escogida	Subangular a Subredondeada	Arena Muy Fina Superior
Grauwaca feldespática	1,85	0,074	0,259	Moderado	Subredondeada	Arena Media Inferior
Cuarzoarenita	0,875	0,125	0,416	Moderado	Subangular	Arena Media

Tabla 3.3 Constituyentes de la Litofacies A1B.

Tipo de roca	Detríticos %			Matriz %	Cemento %	Porosidad %
	Cuarzo	Feldespatos	Fragmentos de roca			
Waca Cuarzosa	67,3	2,7	1,3	26,3 Arcillosa	1 Sílice	1
Grauwaca feldespática	56,7	6	0,7	35,4 Arcillosa	0,3 Sílice	1
Cuarzoarenita	81,3	0,3	0,3	6,7 Arcillosa	1 Sílice	10,3



Nícoles cruzados

Nícoles paralelos

Figura 3.3 Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A1B.

Nótese la porción de matriz.

3.2.2 Litofacies A1R: Arenisca de grano fino con rizaduras

Arenisca fina inferior y raras veces media inferior, con granos subredondeados y de buen escogimiento, de color marrón claro. Caracterizada por poseer *rizaduras asimétricas* y laminaciones paralelas de arcilla oscura tanto discontinuas como continuas, de máximo 5 mm de espesor (Figura 3.4). Esta litofacies presenta escasa bioturbación, con escasas fracturas horizontales y niveles de clastos de arcilla marrón claro de hasta 3 mm de diámetro. El grado de impregnación de hidrocarburos es variado, desde bajo a moderado.

Se realizó un análisis petrográfico a una muestra perteneciente a esta litofacies (Figura 3.5), que corresponde con una cuarzoarenita según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1972). En las tablas 3.4 y 3.5 se muestran las características de esta litofacies.

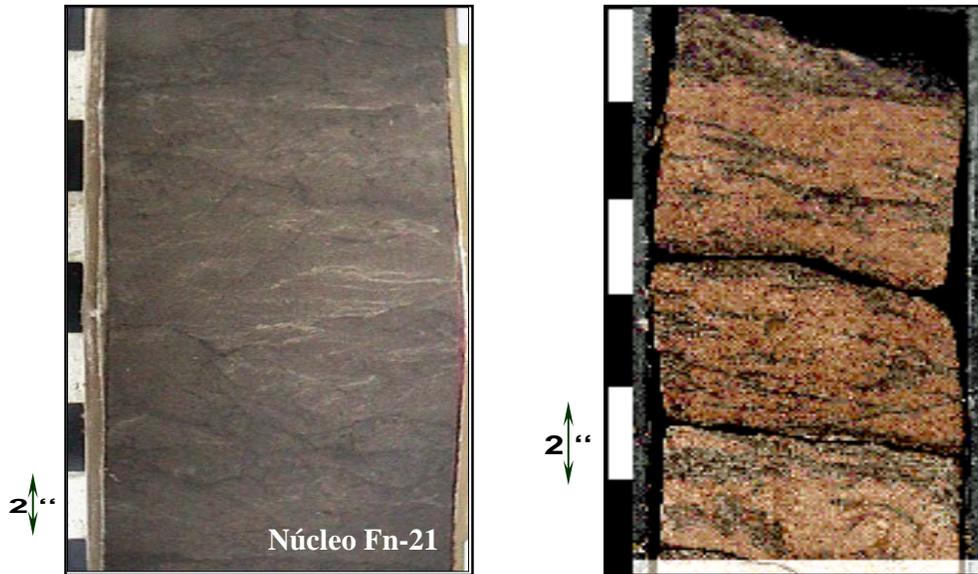


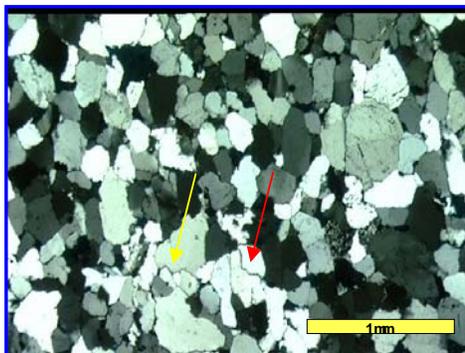
Figura 3.4 Litofacies A1R. Arenisca fina a media con rizaduras asimétricas. Profundidad 17.219'6''-17.220'6''. Núcleo Fn-21.

Tabla 3.4 Características texturales de la Litofacies A1R

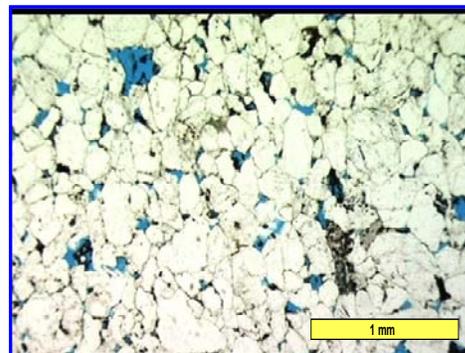
Tipo de roca	Tamaño de grano (mm)			Escogimiento	Redondez	Granulometría promedio
	Máximo	Mínimo	Promedio			
Cuarzoarenita	0,653	0,076	0,192	Bueno	Subredondeada	Arena Fina

Tabla 3.5 Constituyentes de la Litofacies A1R

Tipo de roca	Detriticos %			Matriz %	Cemento %	Porosidad %
	Cuarzo	Feldespatos	Fragmentos de roca			
Cuarzoarenita	84,7	1,7	0,3	6,3 Arcillosa	1,7 Sílice	5,3



Nícoles cruzados



Nícoles paralelos

Figura 3.5 Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A1R, nótese los contactos suturados y concavos convexos.

3.2.3 Litofacies A1L: Arenisca de grano fino con laminaciones de arcilla

Arenisca de color marrón claro, con tamaño de grano fino inferior a muy fino, subredondeados y de escogimiento moderado. La litofacies se caracteriza por poseer *laminaciones de arcilla* discontinuas, onduladas y en forma de delgados lentes de hasta 1 cm de espesor. Puede presentar estratificación cruzada planar de bajo ángulo, estratificación paralela, rizaduras unidireccionales y laminaciones flaser (Figura 3.6). Presenta ocasionalmente granos de cuarzo dispersos y clastos milimétricos de arcilla marrón claro, los cuales se disponen a lo largo de los planos de estratificación. La bioturbación es rara con escasas trazas del icnogénero *Ophimorpha*.

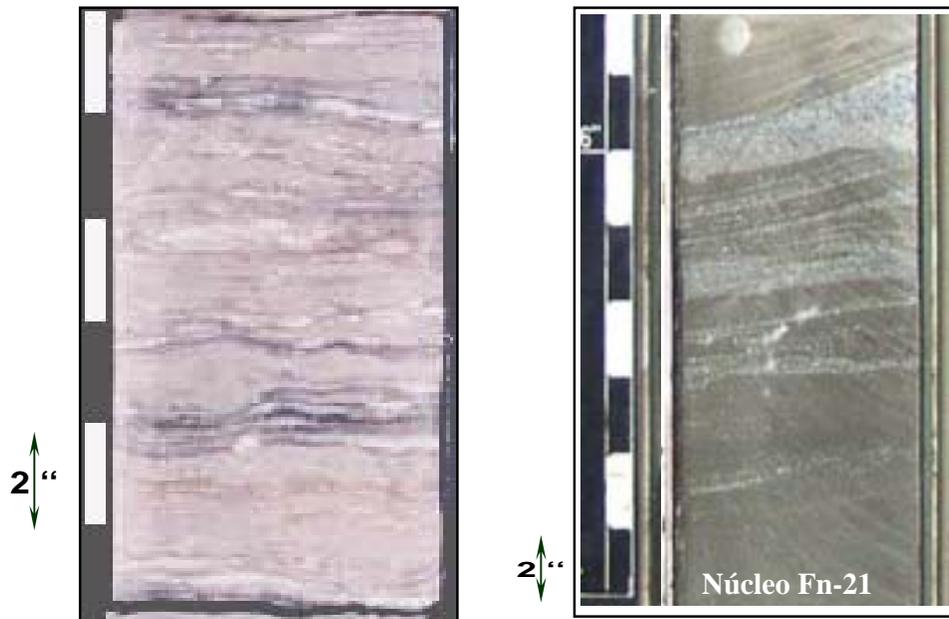


Figura 3.6 Litofacies A1L, arenisca arcillosa con láminas de arcilla.
Profundidad 17.348'-17.349'. Núcleo Fn-21.

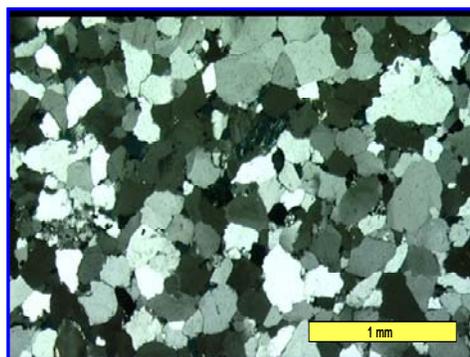
Se realizó el análisis petrográfico a una muestra perteneciente a esta litofacies, clasificándose como una cuarzoarenita, (Pettijohn *et al.* 1972). A continuación se muestran las características petrográficas de esta litofacies. (Tablas 3.6 y 3.7). En la figura 3.7 se observa disolución de granos.

Tabla 3.6 Características texturales de la Litofacies A1L

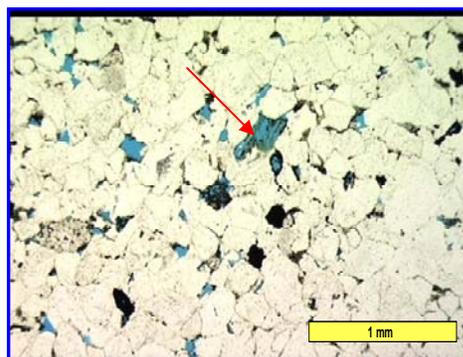
Tipo de roca	Tamaño de grano (mm)			Escogimiento	Redondez	Granulometría promedio
	Máximo	Mínimo	Promedio			
Cuarzoarenita	1,269	0,076	0,23	Bueno	Subangular	Arena Fina Superior

Tabla 3.7 Constituyentes de la Litofacies A1L

Tipo de roca	Detríticos %			Matriz %	Cemento %	Porosidad %
	Cuarzo	Feldespatos	Fragmentos de roca			
Cuarzoarenita	88,6	1,3	1,7	5,7 Arcillosa	1,3 Sílice	3,3 Primaria



Nícoles cruzados



Nícoles paralelos

Figura 3.7 Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A1L, nótese disolución de granos (flecha roja).

3.2.4 Litofacies A2M: Arenisca de grano medio masiva

Arenisca de tamaño de grano fino superior a medio, los granos son subredondeados y de buen escogimiento, color gris claro. Las areniscas son *masivas*, con algunos granos de cuarzo redondeados de 2 a 5 mm de diámetro, los cuales se pueden observar dispersos o en intervalos de 1 a 5 cm de espesor, estos últimos se interpretan como niveles de reactivación de energía.

Presenta algunas láminas discontinuas milimétricas de arcilla oscura de hasta 3 mm de grosor, asociadas con restos de materia orgánica y escasos clastos milimétricos de arcilla oscura, que por la general son de forma alargada y angulares. El grado de impregnación de esta litofacies es bajo (Figura 3.8).

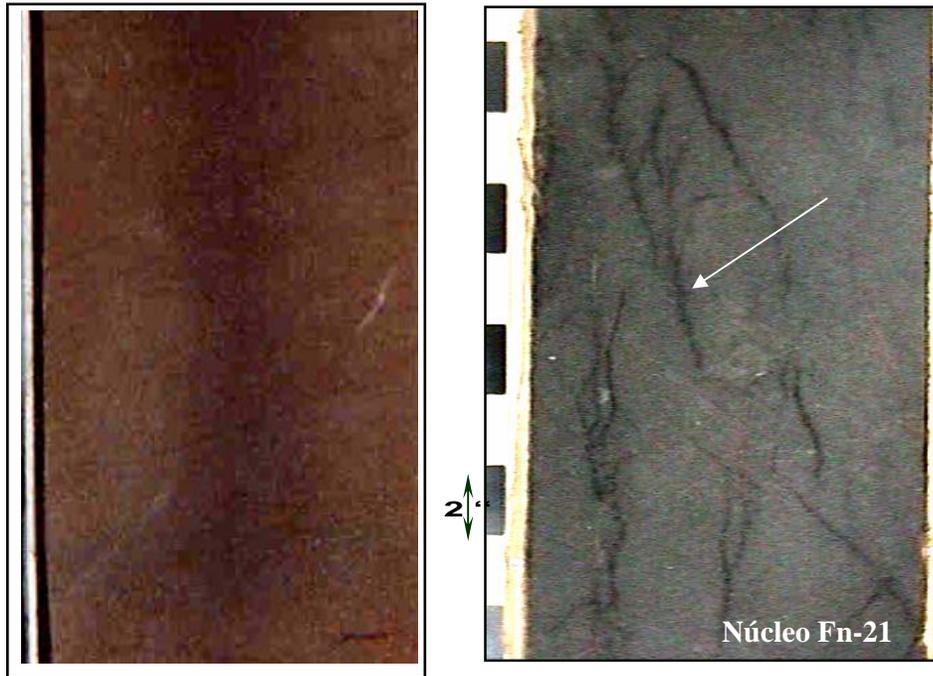


Figura 3.8 Detalla de litofacies A2M. Arenisca de aspecto masivo, con fracturas rellenas de arcilla Profundidad 17.604'9''-17606'. Núcleo Fn-21.

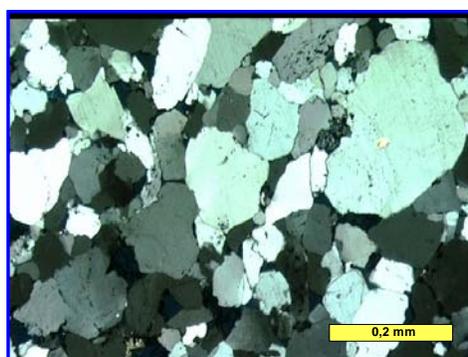
Se realizó el análisis petrográfico a una muestra perteneciente a esta litofacies, clasificándose como una cuarzoarenita, (Pettijohn *et al.* 1972). A continuación se muestran las características petrográficas de esta litofacies. (Tablas 3.10 y 3.11). En la figura 3.9 se observa matriz arcillosa parcialmente rellenando poro.

Tabla 3.8 Características texturales de la Litofacies A2M

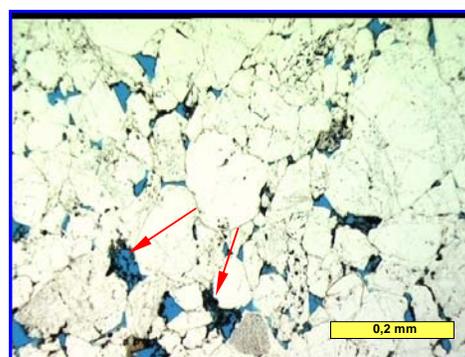
Tipo de roca	Tamaño de grano (mm)			Escogimiento	Redondez	Granulometría promedio
	Máximo	Mínimo	Promedio			
Cuarzoarenita	0,461	0,038	0,115	Bueno	Subredondeada	Arena Fina Superior

Tabla 3.9 Constituyentes de la Litofacies A2M

Tipo de roca	Detríticos %			Matriz %	Cemento %	Porosidad %
	Cuarzo	Feldespatos	Fragmentos de roca			
Cuarzoarenita	84,7	3,7	1,3	5,7 Arcillosa	1,3 Sílice	3,3



Nícoles cruzados



Nícoles paralelos

Figura 3.9 Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A2M.

Matriz arcillosa parcialmente relleno de poro (flechas rojas)

3.2.5 Litofacies A2P: Arenisca de grano medio con estratificación paralela

Arenisca de color marrón claro, con tamaño de grano fino superior a medio. El escogimiento es moderado y los granos son subangulares. La estructura interna típica de esta litofacies es la *estratificación paralela*. Presenta en algunas ocasiones granos de cuarzo de 2 a 5 mm de diámetro dispersos o en forma de delgadas láminas que no exceden los 2 cm de espesor, los cuales se encuentran

asociados con niveles de aumento de energía. La litofacies posee algunas laminaciones discontinuas de arcilla de espesor milimétrico de hasta 3 mm (Figura 3.10). La bioturbación en esta litofacies es rara o ausente, ocasionalmente se observa el género *Ophiomorpha*. El grado de impregnación de hidrocarburos es bajo.

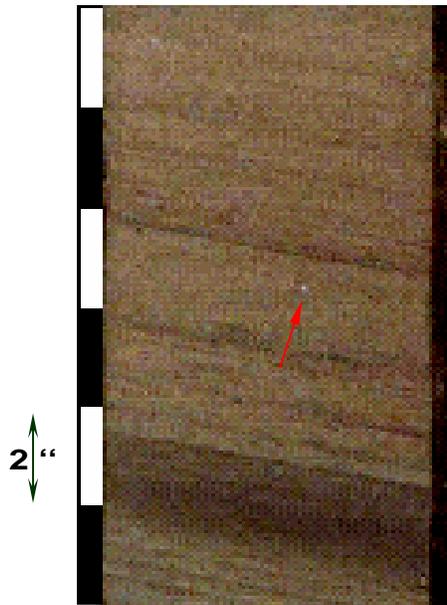


Figura 3.10 Litofacies A2P. Arenisca con estratificación paralela y algunos granos de cuarzo dispersos (flecha roja). Profundidad 17.310' 10''-17.311' 13''.

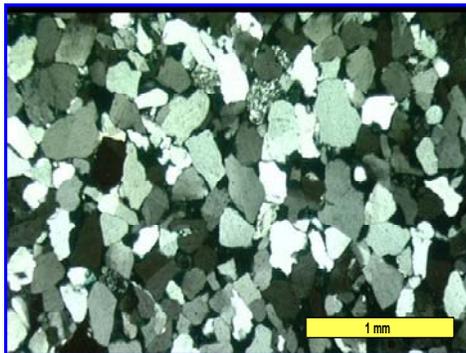
Se realizó el análisis petrográfico a una muestra perteneciente a esta litofacies, clasificándose como una cuarzoarenita, (Pettijohn *et al.* 1972). A continuación se muestran las características petrográficas de esta litofacies. (Tablas 3.8 y 3.9). En la figura 3.11 se observa algunos fragmentos líticos.

Tabla 3.10 Características texturales de la Litofacies A2P

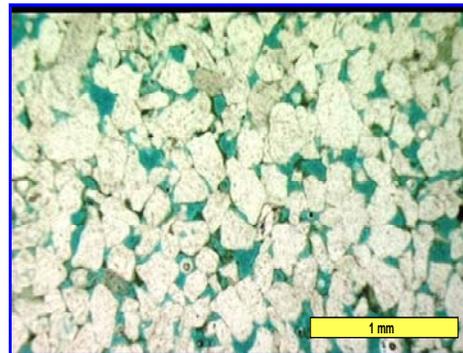
Tipo de roca	Tamaño de grano (mm)			Escogimiento	Redondez	Granulometría promedio
	Máximo	Mínimo	Promedio			
Cuarzoarenita	0,653	0,038	0,23	Moderado	Subangular	Arena Fina Superior

Tabla 3.11 Constituyentes de la Litofacies A2P

Tipo de roca	Detríticos %			Matriz %	Cemento %	Porosidad %
	Cuarzo	Feldespatos	Fragmentos de roca			
Cuarzoarenita	69,3	2	3	8,3 Arcillosa	1 Sílice	18



Nícoles cruzados



Nícoles paralelos

Figura 3.11 Microfotografía de cuarzoarenita perteneciente a la litofacies A2P y la presencia de algunos fragmentos líticos.

3.2.6 Litofacies A3X: Arenisca de grano grueso con estratificación cruzada

Arenisca de color marrón medio a oscuro, con tamaño de grano variable, entre medio y grueso, subangulares a angulares, el escogimiento es moderado. Esta litofacies se caracteriza por poseer *estratificación cruzada* planar de ángulo alto a medio, en ocasiones se observa estratificación cruzada bidireccional, con granos de cuarzo dispersos subangulares de tamaño variado, desde 1 mm hasta 5

mm de diámetro dispuestos en forma de delgadas bandas asociadas a los planos de la estratificación (Figura 3.12).

Esta litofacies presenta escasas láminas discontinuas de arcilla oscura, con espesores de hasta 5 mm y clastos de arcilla oscura de forma alargada de hasta 3 cm de diámetro; se observan algunas hojuelas de micas muscovita asociadas a los granos de cuarzo. El grado de impregnación de hidrocarburo va de moderado a bajo. También es frecuente encontrar en esta litofacies superficies estilolíticas y algunas fracturas abiertas rellenas con material arcilloso de color oscuro. Generalmente la bioturbación está ausente, sin embargo se pueden encontrar algunas trazas del icnogénero *Ophiomorpha*.

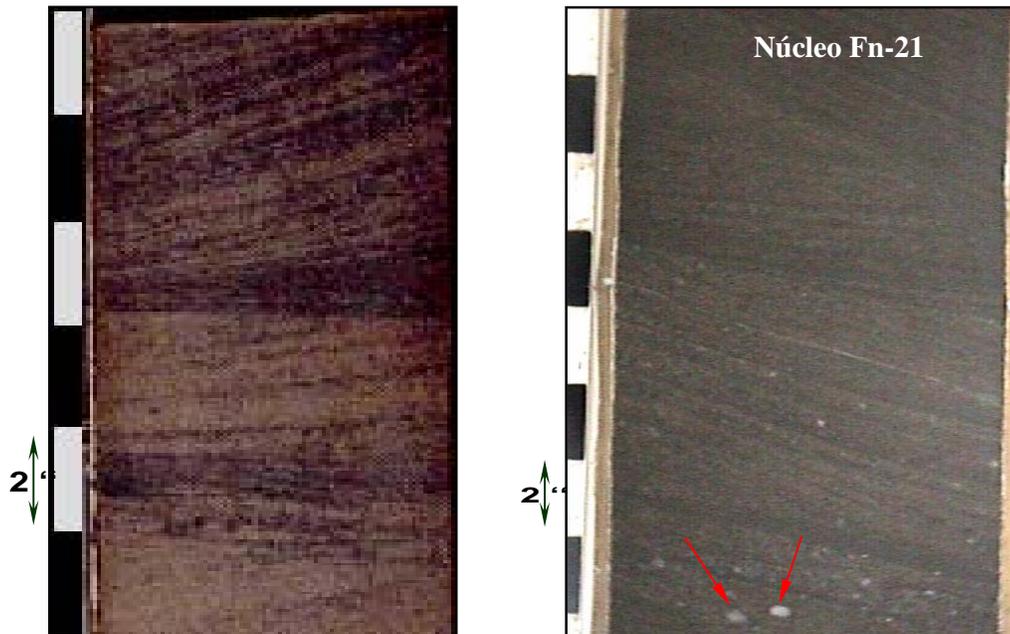


Figura 3.12 Litofacies A3X, arenisca con estratificación cruzada planar con granos de cuarzo dispersos. Profundidad 17.573'-17.574'2''. Núcleo Fn-21.

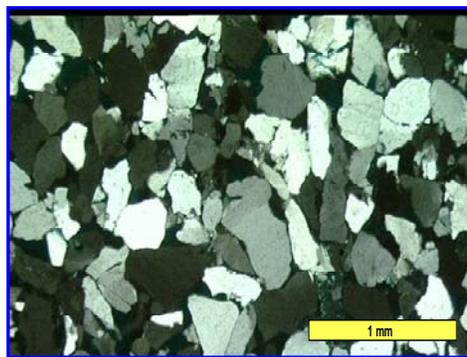
Se analizaron dos muestras pertenecientes a esta litofacies, clasificandose como cuarzoarenita y subarcosa (Pettijohn *et al.* 1972). A continuación se muestran las características petrográficas observadas. (Tablas 3.12 y 3.13). En la figura 3.13 se observa la proporción de matriz.

Tabla 3.12 Características texturales de la Litofacies A3X.

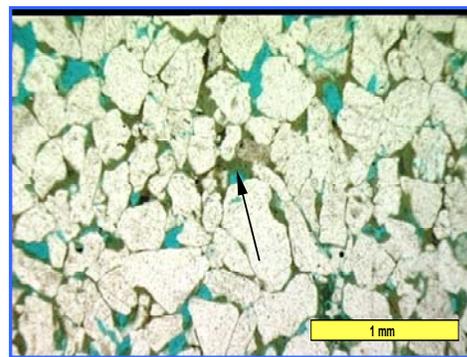
Tipo de roca	Tamaño de grano (mm)			Escogimiento	Redondez	Granulometría promedio
	Máximo	Mínimo	Promedio			
Cuarzo-arenita	0,692	0,076	0,3	Moderado	Subredondeada	Arena Media
Subarcosa	0,703	0,111	0,66	Moderado	Subangular	Arena Gruesa

Tabla 3.13 Constituyentes de la Litofacies A3X.

Tipo de roca	Detríticos %			Matriz %	Cemento %	Porosidad %
	Cuarzo	Feldespatos	Fragmentos de roca			
Cuarzo-Arenita	71,7	3,3	0,9	8,7 Arcillosa	4,3 Sílice	10,7
Subarcosa	69,7	4,7	0,7	12,7 Arcillosa	2 Sílice	10



Nícoles cruzados



Nícoles paralelos

Figura 3.13 Nótese el escogimiento moderado y proporción de matriz (flecha negra), en muestra de litofacies A3X

3.2.7 Litofacies ST: Limolitas

Limolitas de color gris medio a gris oscuro, finamente laminadas. Presenta láminas o lentes muy delgados de arenisca de grano muy fino, así como también laminaciones continuas y discontinuas de arcilla marrón claro. Como accesorio puede contener nódulos de pirita. La bioturbación en esta litofacies es escasa y no se observa impregnación de hidrocarburos (Figura 3.14).

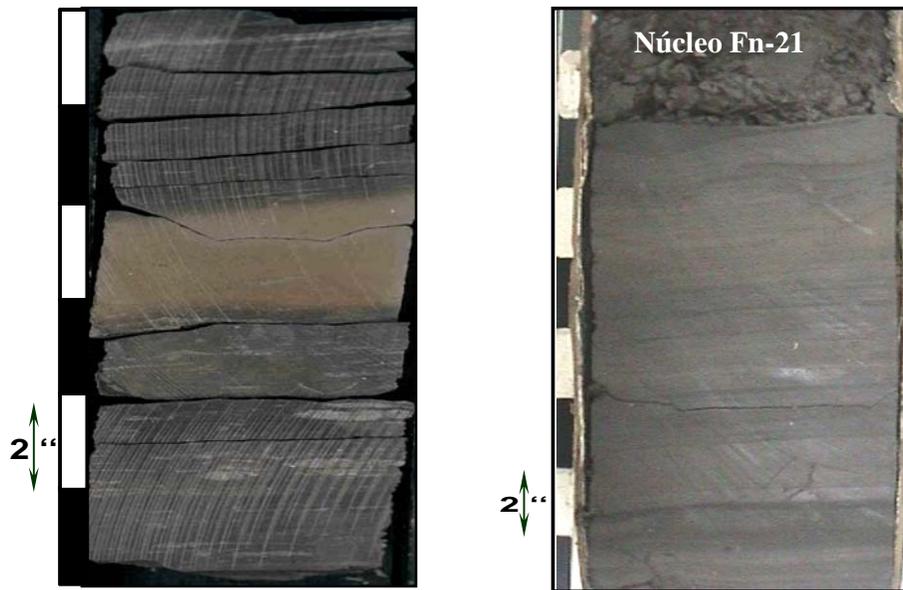


Figura 3.14 Litofacies ST, limolita finamente laminada con algunos lentes de arena fina. Profundidad 17.339'11'-17.341'. Núcleo Fn-21.

3.2.8 Litofacie H: Heterolita

Heterolita, arcillitas o limolitas de color gris oscuro *interestratificadas* con delgadas bandas de arenisca de grano fino a muy fino, redondeados a subredondeados y bien escogidas, de color gris claro. En esta facies es común la presencia de laminaciones lenticulares y onduladas tanto de las arcillas como de las arenas, y rizaduras de corriente (Figura 3.15). Presenta escasos restos de materia orgánica y nódulos de pirita. La bioturbación es escasa o nula, con ningún grado de impregnación de hidrocarburos.

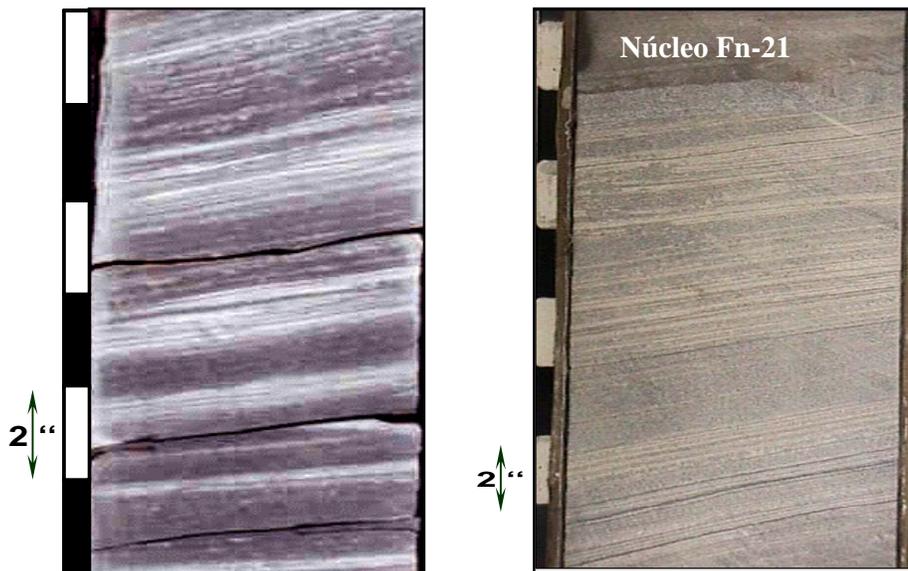


Figura 3.15 Litofacies heterolítica, limolitas - lutitas interestratificadas con areniscas finas. Profundidad 17.437'10''-17.438'2''. Núcleo Fn-21.

3.2.9 Litofacies HB: Heterolita bioturbada

Heterolita, arcillitas o limolitas de color gris oscuro y en ocasiones gris claro, interestratificadas con areniscas de color gris claro en forma de bandas delgadas, de grano fino a muy fino, subredondeados y de escogimiento moderado. La *intensa a moderada bioturbación* es el carácter típico de esta litofacies, en donde son comunes las trazas de los icnogéneros *Thalassinoides*, *Ophimorpha* y *Teichichnus* (Figura 3.16). Presenta ocasionalmente rizaduras, estructuras de cargas y laminaciones flaser, con un grado de impregnación de hidrocarburo bajo.

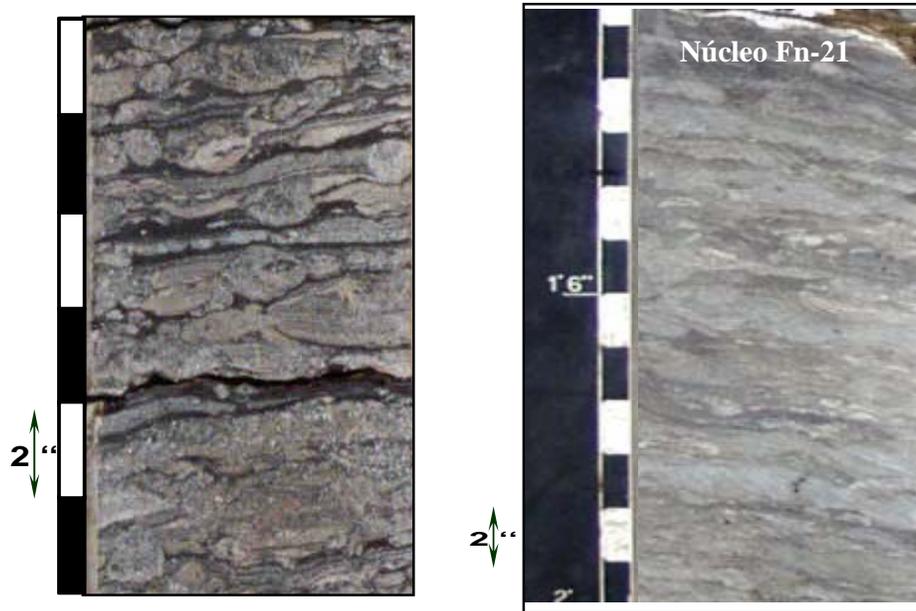


Figura 3.16 Litofacies de heterolita intensamente bioturbada.
Profundidad 17.963'2''-17.964'4''. Núcleo Fn-21.

3.2.10 Litofacies L: Arcillitas

Arcillitas de color gris medio, en ocasiones gris oscuro, y rara veces arenosa. Presentan algunas veces laminaciones muy delgadas de limo y en menor cantidad lentes delgadas de arenisca de grano muy fino. Son finamente laminadas, friables y en algunas ocasiones masivas y muy compactas, con restos de materia orgánica negra diseminada (Figura 3.17).



Figura 3.17 Litofacie L, Arcillitas finamente laminadas en ocasiones arenosas.
Profundidad 17.174'-17.175'.

3.2.11 Litofacies C: Carbonatos

Calizas de color variable desde gris claro a gris oscuro, muy compactas con abundantes superficies estilolíticas (Figura 3.18). La litofacies presenta laminaciones milimétricas de arcilla oscura y ocasionalmente se encuentra bioturbada por el género *Thalassinoides*. Presenta fragmentos fósiles, entre los que destacan los fragmentos de moluscos (pelicípodos), ostrácodos, espinas de equinodermos; también es frecuente observar fragmentos de corales y algas verdes. La litofacies presenta en algunos intervalos extraclastos de granulometría muy fina, soportados por lodo carbonático.

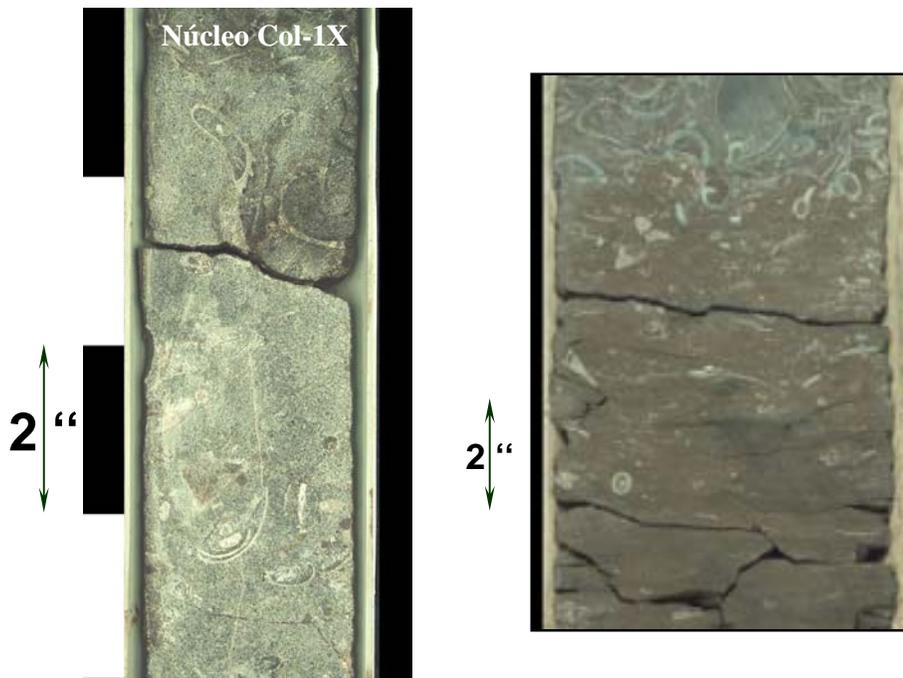


Figura 3.18 Litofacies Carbonática, con abundantes restos fósiles
Profundidad 17.980'5''-17.981'. Núcleo Col 1-X.

En el análisis petrográfico de esta litofacies se identificaron carbonatos puros y de mezcla, los primeros han sido clasificados como wackestone y los segundos como micrita arenosa. Para ambos tipos de rocas se presentan a continuación las tablas 3.14 y 3.15 con las características petrográficas identificadas. En la figuras 3.19 se muestra microfotografía de esta litofacies.

Tabla 3.14 Constituyentes principales de la Litofacies C

Tipo de roca	Extraclásticos %	Ortoquímicos %	Aloquímicos %	Porosidad %
Wackestone	Accesorio	87	12	1
Micrita Arenosa	35	40	25	Trazas

Tabla 3.15 Composición en detalle de los constituyentes de litofacies C.

Tipo de roca	Extraclásticos %	Ortoquímicos %		Aloquímicos %	Porosidad %
		Matriz	Cemento		
Wackestone	Cuarzo plutónico	30	70	Fragmento de moluscos (bivalvos), espinas de equinodermos y algas	1
		Micrita	Espato		Intrapartícula, por disolución
Micrita Arenosa	Cuarzo: 70 %	90 Micrita	10 Espato	Fragmentos de moluscos (bivalvos)	---
	Feldespatos: 25 %				
	Fragmentos de roca: 5 %				

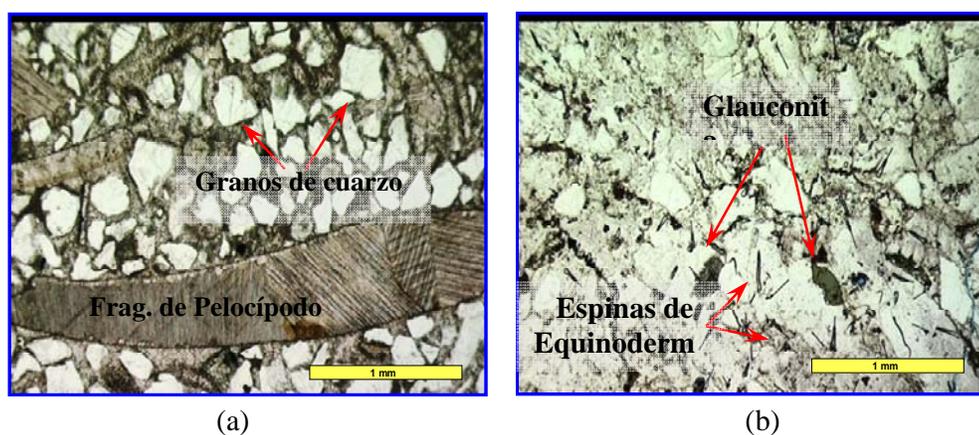


Figura 3.19 Microfotografías de litofacies C, (a) micrita arenosa en área de mayor abundancia de aloquímicos, (b) wackestone con fragmentos de equinodermo y glauconita.

3.3 Asociación de litofacies

De acuerdo a los resultados obtenidos del análisis sedimentológico de los núcleos, la descripción de las litofacies, la integración de la información bioestratigráfica y la información complementaria de los registros de pozos, se logró interpretar el ambiente de sedimentación para el intervalo de estudio correspondiente al Campaniense - Maastrichtiense en el campo el Furrial, el cual corresponde en general a un sistema de sedimentación deltaico.

El sistema deltaico en estudio corresponde con un delta mixto, es decir, dominado tanto por la acción fluvial como por la acción de las mareas. En el primer tipo de delta los cuerpos de arena por lo general se acumulan en forma lobulada o interdigitada con los depósitos limo-arcillosos de la bahía interdistributaria; mientras que en el segundo tipo las arenas se depositan formando cordones o barras alargadas ortogonales a la línea de costa.

En el sistema sedimentario se pueden identificar tres de los ambientes sedimentarios de un delta (Figura 3.20): *la llanura deltaica*, en donde es típico encontrar depósitos arenosos de canales distributarios; *el frente deltaico* constituido principalmente por depósitos arenosos, depositados en la zona de desembocadura de los distributarios; y una zona de *prodelta* en la que es frecuente encontrar depósitos de materiales finos, limos y arcillas.

A partir del análisis detallado de las litofacies, se identificaron las siguientes asociaciones de facies o depósitos sedimentarios correspondientes a un sistema deltaico:

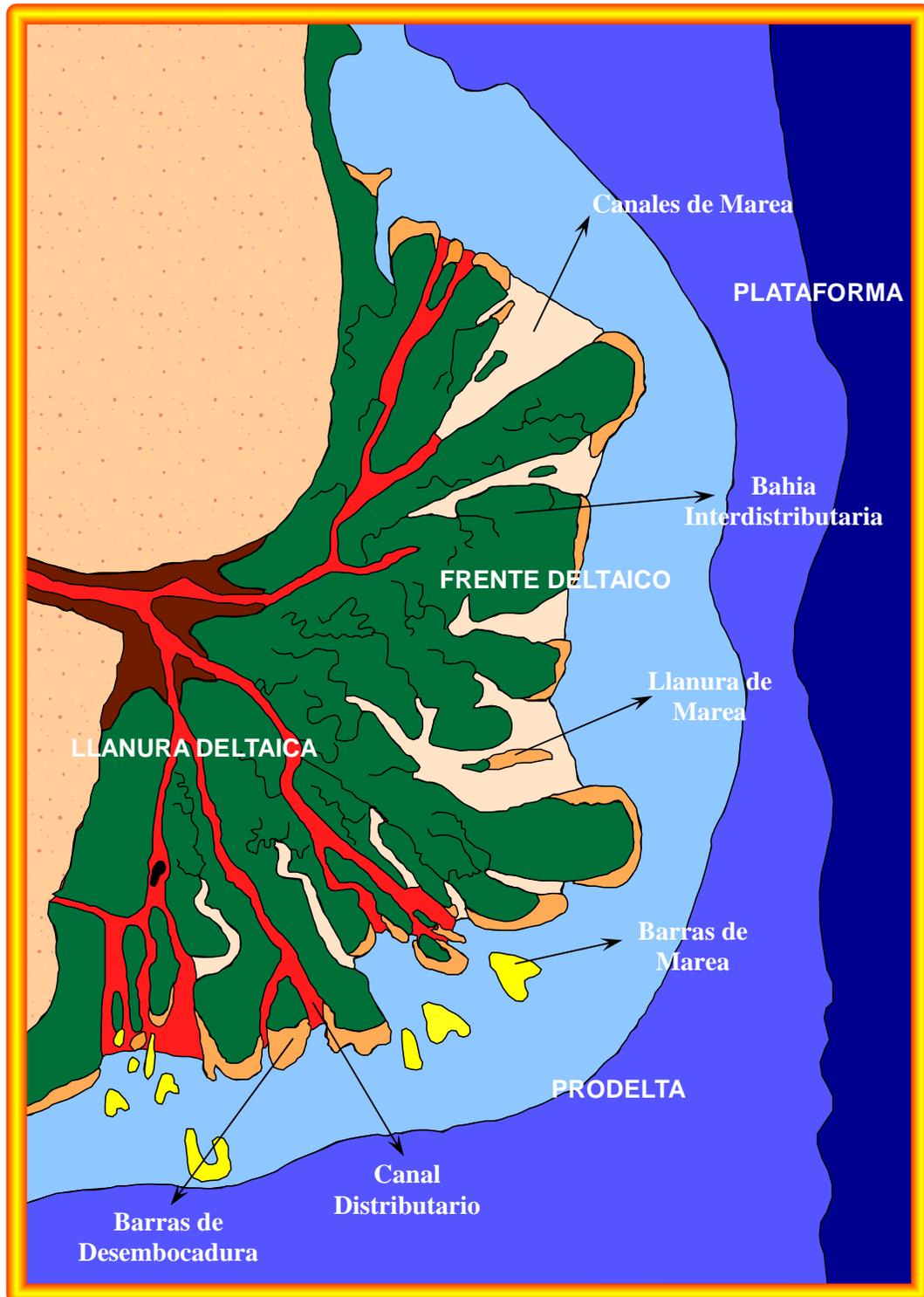


Figura 3.20 Principales ambientes sedimentarios de un sistema deltaico mixto, delta de Mahakam al este Indonesia, tomado de Allen (1989).

3.3.1 Canales distributarios

La asociación de canales distributarios está caracterizada por patrones granodecrecientes, conformados por las siguientes litofacies: A3X, A2P y A2M. El contacto infrayacente de los canales es erosivo, sobre las arcillas de la bahía interdistributaria y/o sobre las arenas de las barras de desembocadura, mientras que el superior es transicional con fases de canales abandonados y/o bahía. Los espesores varían entre 15 y 30 pies (4,5 y 9,0 m). Por lo general exhiben un patrón granodecreciente hacia el tope. Para la mayoría de los canales distridutarios interpretados se evidencia una naturaleza multi-histórica, lo que indica el apilamiento vertical de varios canales que coalescen lateralmente, formando en muchos casos cinturones de canales de varios kilómetros de extensión (Figura 3.21).

3.3.2 Barras de desembocaduras

La asociación de barras de desembocadura está caracterizada por patrones granocrecientes, se encuentra comúnmente conformada por las areniscas con rizaduras de la litofacies A1R en la base, mientras que hacia el tope se observan areniscas con estratificación cruzada de la litofacies A3X. En menor frecuencia de ocurrencia, estas barras pueden presentar areniscas con estratificación paralela y masiva, de las litofacies A2P y A2M respectivamente. Su contacto inferior es transicional con las arcillitas de prodelta, mientras que el contacto superior por lo general puede ser abrupto con las arcillitas de la bahía interdistributaria, aunque puede encontrarse algunas veces en contacto erosivo con las areniscas de los canales.

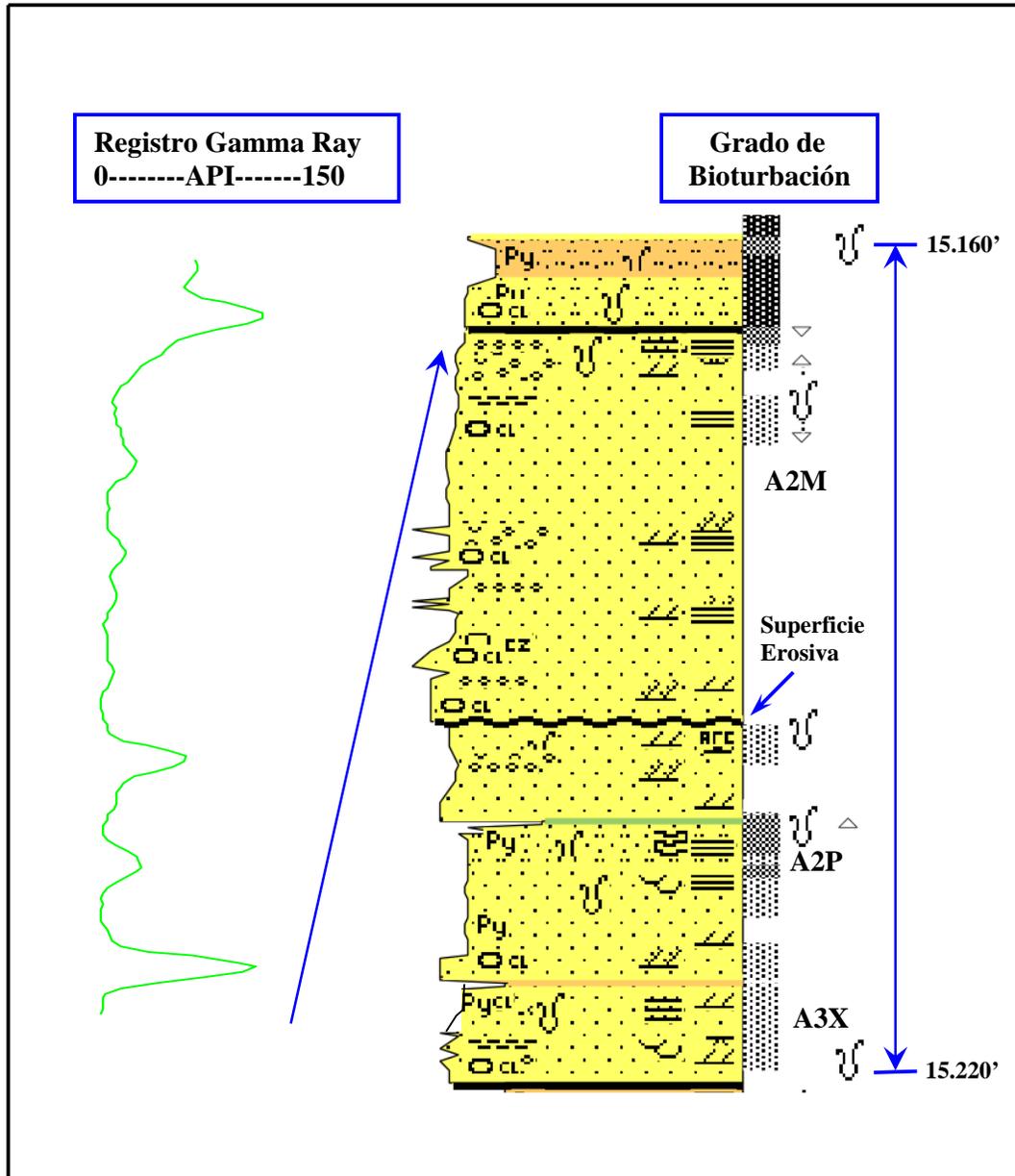


Figura 3.21 Secuencia tipo de canal distributivo del núcleo Ful-46, nótese la superficie erosiva y patrón granodecreciente. Modificado de Arostegui, G. *et al.* 2000.

Las barras de desembocadura pertenecientes a los deltas con dominio de marea presentan estratificación bidireccional, característica que las diferencian de las barras de desembocadura de los deltas con dominio fluvial. Los espesores varían entre 10 y 30 pies (3,0 y 9,0 m), figura 3.22.

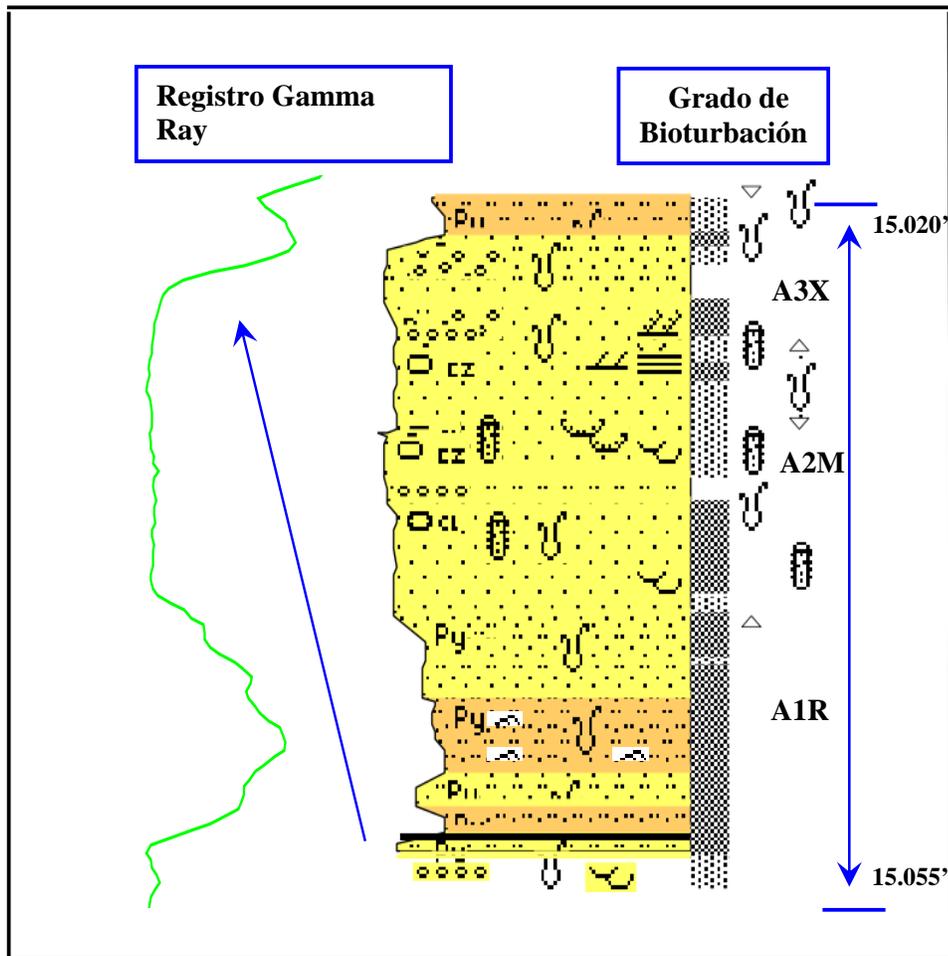


Figura 3.22 Secuencia tipo barra de desembocadura del núcleo Ful-46, nótese el patrón granocreciente y base de arenisca con rizaduras. Modificado de Arostegui, G. *et al.* 2000.

3.3.3 Barras de desembocadura distales

Presenta una secuencia granocreciente de grano fino a medio, constituida principalmente por las areniscas bioturbadas de la litofacies A1B y areniscas con estratificación cruzada de la litofacies A3X. Por lo general se encuentra en contacto transicional, tanto infrayacente como suprayacente, con las arcillitas de la asociación de bahía interdistributaria. El espesor de esta asociación de litofacies es en promedio de 9 pies (2,70 m).

3.3.4 Bahía interdistributaria

Esta asociación de litofacies se caracteriza por contener sedimentos finos, arcillitas de las litofacies L, limolitas de las litofacies ST y en menor abundancia algunos intervalos de la litofacies heterolita H. Algunos niveles de estos depósitos pueden contener moderada bioturbación y sin contenido fósil. Esta asociación por lo general se encuentra en contacto abrupto sobre las areniscas de las barras y el contacto superior es erosivo con las areniscas de los canales. El espesor que alcanza esta asociación varía entre 20 y 5 pies (6 y 1,5 m) (Figura 3.23).

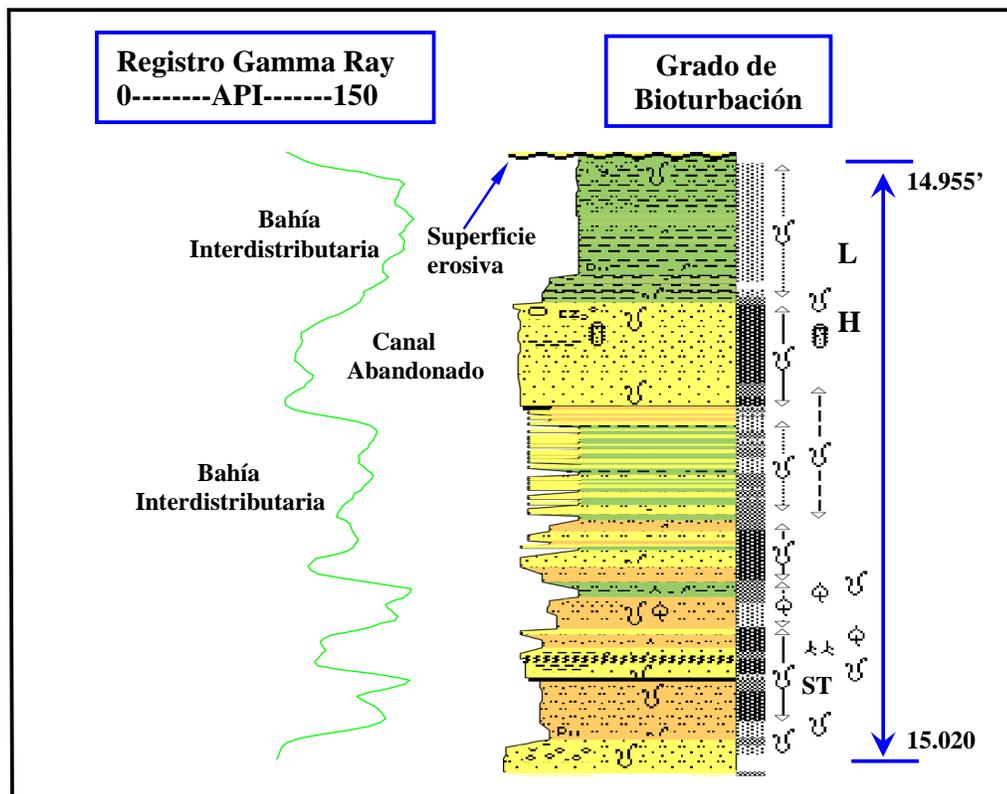


Figura 3.23 Secuencia tipo bahía interdistributaria del núcleo Ful-46, nótese el carácter arcilloso-heterolítico, en contacto erosivo con canal suprayacente. Modificado de Arostegui, G. *et al.* 2000.

3.4 Análisis Petrográfico

El análisis petrográfico se le practicó a un total de 35 secciones finas correspondientes a los pozos Ful-46 y Fn-21, cubriendo un rango de profundidad entre 14.875 y 15.470 pies (595 ft) para el pozo Ful-46 y entre 17.054 y 17.353 pies (299 ft) para el pozo Fn-21. Del total de las secciones finas analizadas, 31 corresponden a areniscas y 4 corresponden a carbonatos, de los cuales 2 son carbonatos puros y 2 de mezcla.

La petrografía convencional consistió en la identificación de las características texturales de las muestras, tales como: tamaño de grano, grado de escogimiento, redondez de los granos y tipos de contactos predominante en la muestra. Mediante el uso del “software” “Petrog” se realizó un conteo modal para cada una de las 35 muestras seleccionadas, esto con el objeto de determinar cuantitativamente los porcentajes de los constituyentes de las muestras: componentes detríticos, matriz, proporción de cemento y porcentaje de porosidad.

En esta sección del análisis petrográfico se presenta de forma descriptiva las características texturales, constituyentes de las rocas y procesos diagénéticos del conjunto de muestras analizadas para cada una de las litofacies definidas

3.4.1 Caracterización Petrográfica de Rocas Clásticas

3.4.1.1 Textura

El tamaño de grano que presentan las litofacies varía desde *arena muy fina* a *arena gruesa*, con intervalos entre 0,11 mm y 0,66 mm. La litofacies de arenisca bioturbada (A1B) presenta los granos de tamaño más fino (Figura 3.24-a), mientras que la litofacies de arenisca con estratificación cruzada (A3X) posee los granos de tamaño más gruesos (Figura 3.24-b).

En las muestras analizadas los granos exhiben una redondez que varía desde sub-angular hasta sub-redondeados, siendo las areniscas de granulometría entre media superior y gruesa las que poseen los rangos más bajos de redondez.

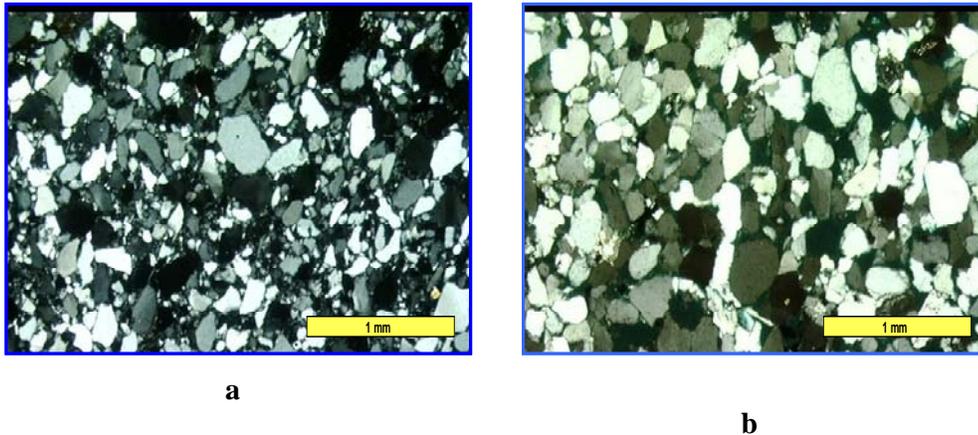


Figura 3.24 Microfotografías de arenisca de grano fino (a), arenisca de grano grueso (b) de las litofacies A1B y A3X respectivamente.

El escogimiento de las muestras varía en un amplio intervalo, desde *bueno* a *pobremente escogido* (Figura 3.25), siendo las areniscas de granulometría entre fina y media inferior las que exhiben el mejor grado de escogimiento, tal como es el caso de las areniscas de las litofacies de areniscas masivas (A2M), con rizaduras (A1R) y con láminas de arcilla (A1L).

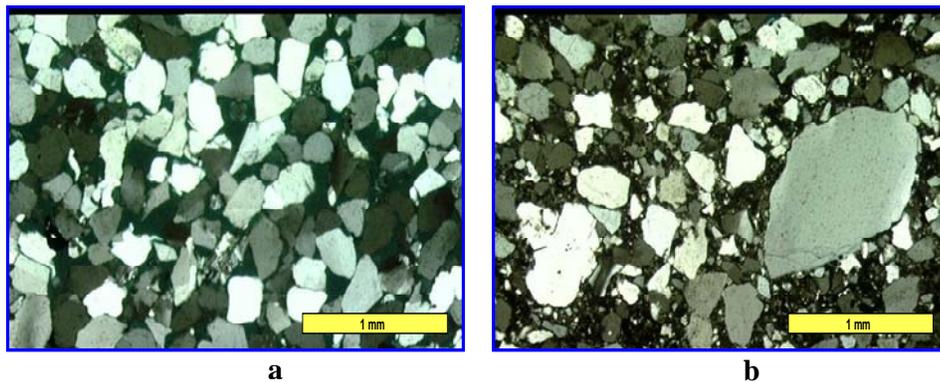


Figura 3.25 Microfotografías de arenisca de escogimiento bueno de la litofacies A1B(a), arenisca de escogimiento pobre de litofacies A3X (b).

3.4.1.2 Contactos y orientación de los granos

Los tipos de contactos más frecuentes en orden de abundancia en las muestras son los *longitudinales*, *cóncavo-convexo* y *suturados*, aunque algunas muestras de la litofacies de arenisca bioturbada (A1B) presentan mayor abundancia de contactos puntuales (Figura 3.26).

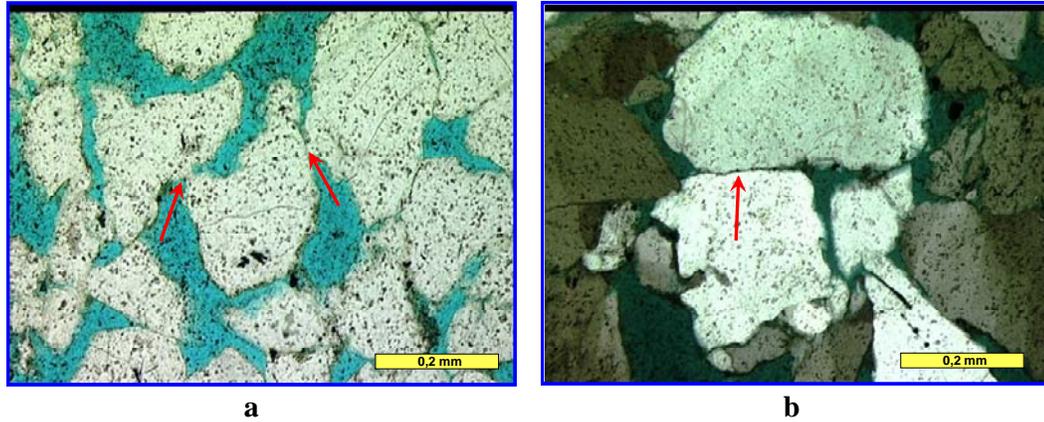


Figura 3.26 Microfotografía mostrando diferentes tipos de contactos entre granos: (a) contactos puntuales, (b) contactos longitudinales.

En general la orientación de los granos es isotrópica (sin orientación preferencial alguna), sólo en una muestra de la facies de arenisca con estratificación cruzada (A3X), a la profundidad de 15.253'11'' se presenta un patrón de granos en forma alargada y orientados (Figura 3.27). Esta arenisca presenta intercalación en bandas de arena muy fina superior y arena media con tamaños de grano entre 0,115 mm y 0,307 mm, respectivamente.

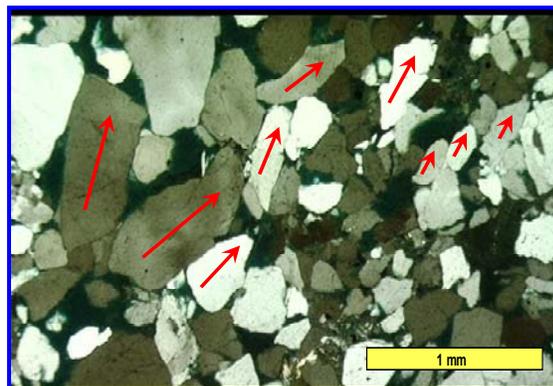


Figura 3.27 Microfotografía de arenisca de litofacies A3X con granos en forma alargada y orientados.

3.4.1.3 Constituyentes principales

(a) Componentes Detríticos

Para las seis litofacies arenosas analizadas los componentes detríticos varían desde 63 % como mínimo, para las muestras de la litofacies de arenisca bioturbada (A1B) y hasta 89 % como máximo para las muestras de las litofacies de arenisca masiva (A2M). El principal componente está representado por los granos de cuarzo monocristalinos de origen plutónico (la gran mayoría con extinción total) y en menor proporción los cuarzos policristalinos, en su mayoría de origen metamórfico, seguido en orden de abundancia por los granos de feldespatos potásicos, fragmentos de rocas, entre los que abundan los granos de chert y en menor proporción fragmentos de rocas volcánicas; como minerales accesorios se observan granos de circón y mica muscovita (Figura 3.28).

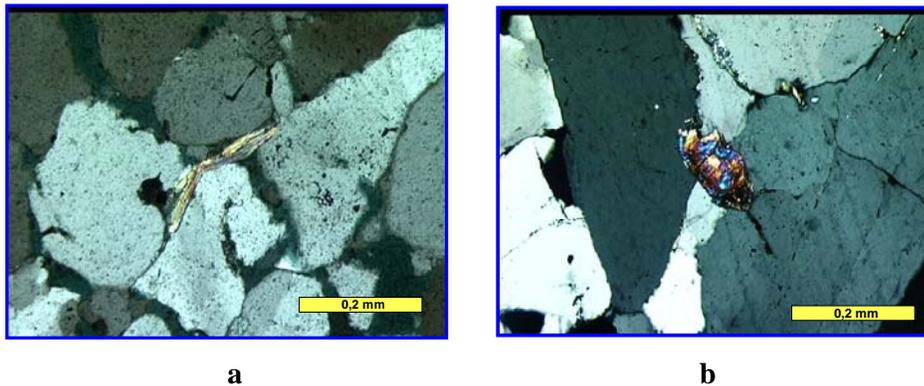


Figura 3.28 Microfotografías de mica muscovita deformada en muestra de litofacies A3X (a) y grano de circón en muestra de litofacies A2M (b).

(b) Matriz

La matriz está conformada por minerales de arcilla probablemente del tipo illita/esmectita e illita y se encuentra presente en todas las muestras analizadas, con valores que oscilan entre 3 y 36 % como máximo. Los valores porcentuales más elevados de matriz corresponden a la litofacies de arenisca bioturbada (A1B) (Figura 3.29-a), mientras que los valores menores se encuentran asociados a las

areniscas de la litofacies A3X (Figura 3.29-b). En la mayoría de las muestras es frecuente encontrar la arcilla tipo caolinita (como matriz), con su aspecto típico de microcristales hexagonales y de color marrón-grisáceo en nícoles paralelos, mezclada en ocasiones con cemento de caolinita (Figura 3.30).

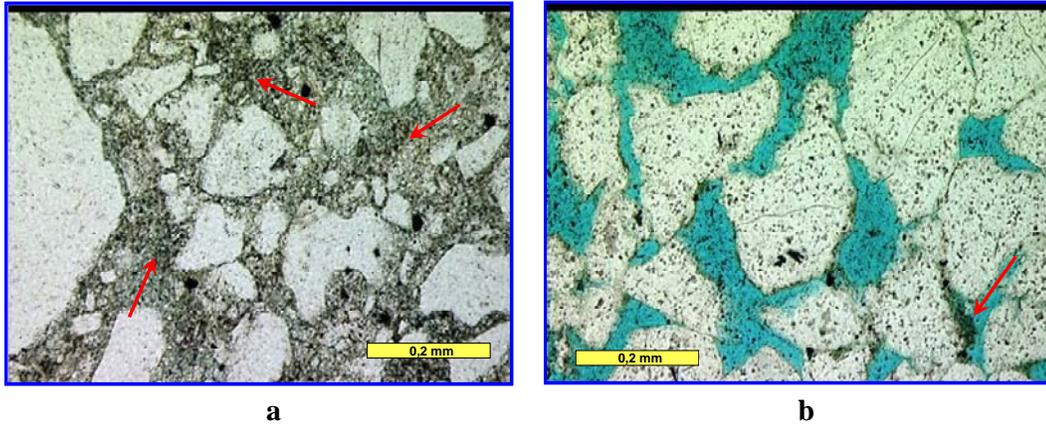


Figura 3.29 Microfotografía de arenisca con alto contenido de matriz, litofacies A1B (a) y arenisca con poca matriz de litofacies A3X (b).

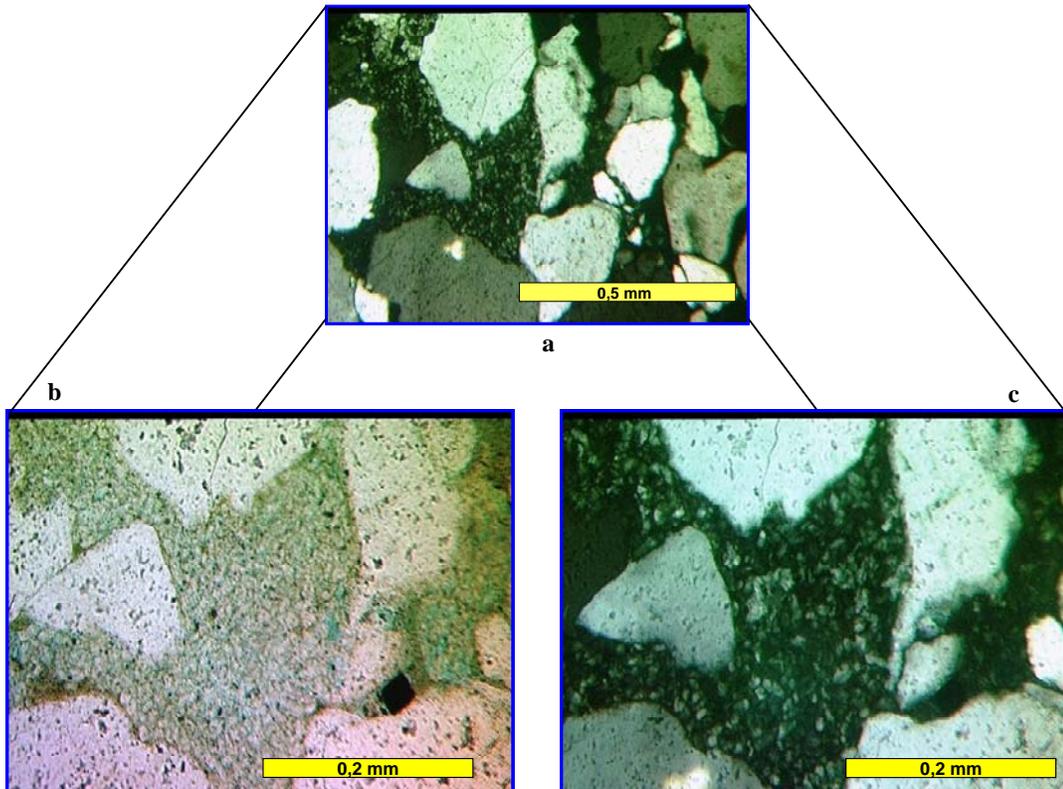


Figura 3.30 Matriz de caolinita mezclada con cemento de caolinita, (a) nícoles cruzados con objetivo 10 x, (b) nícoles paralelos y (c) nícoles cruzados, ambas con objetivo 20x.

(c) Cemento

En las areniscas analizadas el porcentaje de cemento varía desde 0 a 4,30 %. El sobrecrecimiento de cuarzo es el tipo de cemento más común, seguido de piritita y en menor proporción parches aislados de calcita baja en hierro. Los sobrecrecimientos de cuarzo son muy frecuentes, observándose en la mayoría de las muestras analizadas. Se identificaron superficies euhedrales a anhedrales ubicadas en el área periférica de los granos de cuarzo, uniéndose parcial o completamente los granos más cercanos a estos, aunque no siempre ocurre tal unión y no se puede observar contacto entre los granos (Figura 3.31).

El sobrecrecimiento con bordes euhedrales ha sido identificado como autigénico, formado probablemente en una etapa de diagénesis somera, en espacios porosos suficientes para desarrollar bordes regulares, mientras que los bordes anhedrales corresponden con sobrecrecimientos de sílice en espacios porosos limitados, lo que no permitió el desarrollo de bordes bien definidos.

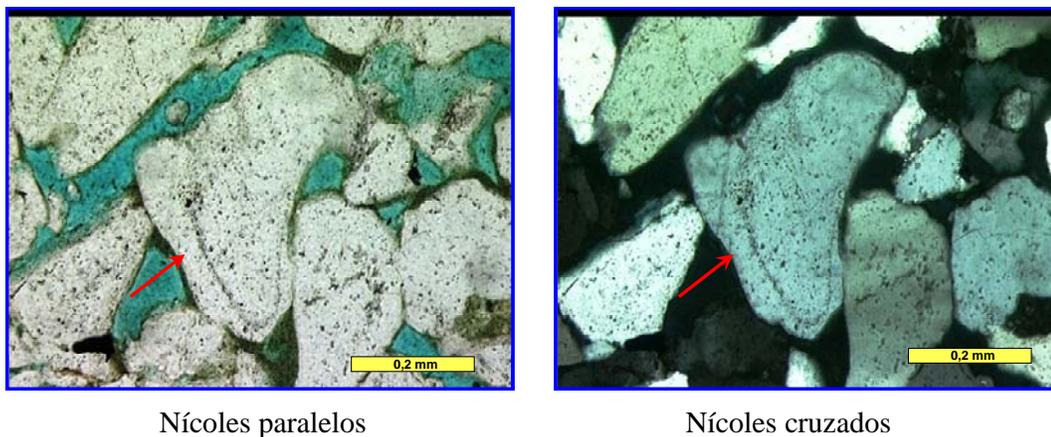


Figura 3.31 Microfotografía mostrando sobrecrecimiento de cuarzo en forma de cemento, muestra de litofacies A1B.

En algunas muestras de la litofacies de arenisca con estratificación cruzada (A3X) se presenta un proceso de piritización marcado (Figura 3.32), observándose la piritita como cemento en los espacios porosos. Este relleno también se presenta

en forma de reemplazo, con mayor abundancia en los granos de feldespatos potásicos, fragmentos de roca y en menor proporción en los granos de cuarzo.

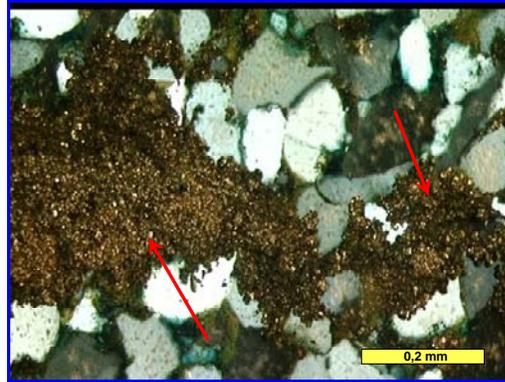


Figura 3.32 Microfotografía en nícoles cruzados con luz reflejada, nótese el cemento de pirita y posterior reemplazo de granos, en muestra de litofacies A3X.

(d) Porosidad

La porosidad de las muestras analizadas varía entre 0 y 18 %, siendo la del tipo intergranular la más abundante. Esta porosidad por lo general está asociada a la parcial o total disolución de los granos tales como feldespatos potásicos, cuarzo policristalino, cuarzo monocristalino y fragmentos de roca, en ocasiones la disolución se observa en la matriz y el cemento (Figura 3.33).

La porosidad intragranular es menos frecuente en las muestras, ocasionalmente se presenta como una etapa temprana de disolución de los granos detríticos de feldespatos. En algunas muestras estos espacios porosos fueron rellenados por pirita.

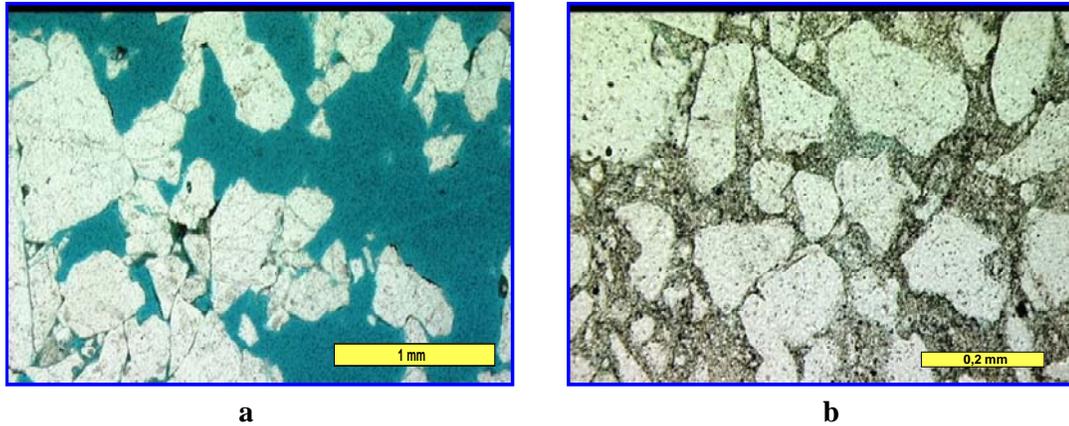


Figura 3.33 Microfotografía de arenisca con alta porosidad (18 %) producto de disolución, perteneciente a la litofacies A3X (a), arenisca de litofacies A1B con baja porosidad de menos de 1 % (b).

3.4.1.4 Clasificación

Las muestras analizadas fueron clasificadas de acuerdo con el esquema de Pettijohn *et al.* (1972). La mayoría de las muestras de la litofacies de arenisca bioturbada (A1B) corresponden al grupo de areniscas con más del 15 % de matriz propuestas por el autor, las cuales son clasificadas como *wacas cuarzosas* y *grauwacas feldespáticas*, con una porción de matriz arcillosa entre 15 y 36 % (Figura 3.34).

Las muestras de las otras cinco litofacies arenosas (A1R, A1L, A2P, A2M, A3X) corresponden a *cuarzo arenitas* y *subarcosas*, las primeras con porcentajes de cuarzo mayor al 95 % y las segundas con proporciones de cuarzo entre el 75 y 95 % (Figura 3.35).

Al comparar la distribución de los tipos de areniscas obtenidas, con el diagrama de procedencia para la areniscas de Dickinson y Suczek (1979), se puede establecer una fuente de sedimentos correspondiente a un bloque continental, tal como lo proponen Ghosh *et al.* (1989) para la secuencia clásica del Cretácico en el norte de Monagas.

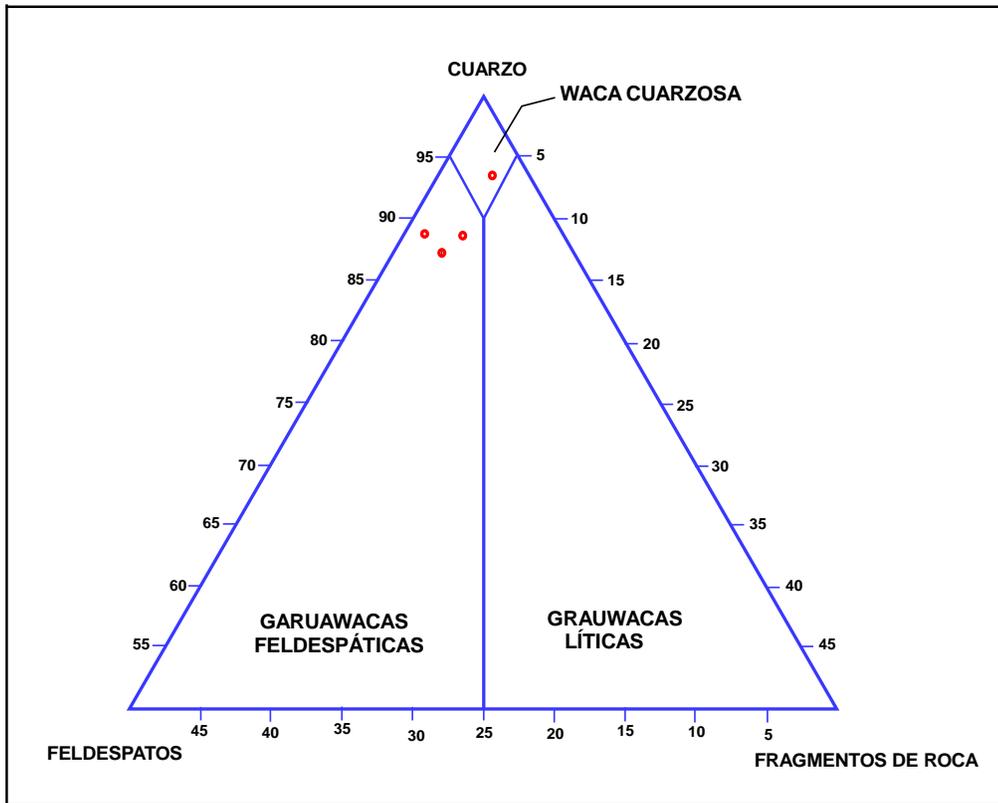


Figura 3.34 Distribución de muestras de litofacies A1B según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1972).

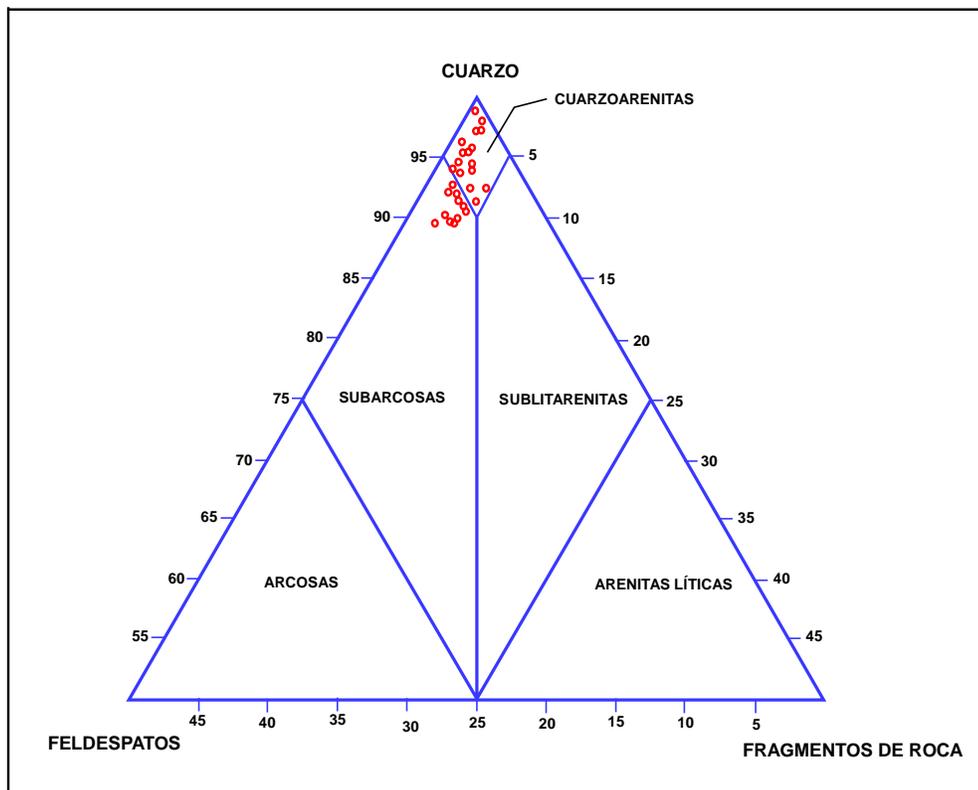


Figura 3.35 Distribución de muestras de areniscas según clasificación de Pettijohn *et al.* (1972).

3.4.1.5 Procesos diagenéticos

En el análisis de petrografía convencional practicado a 35 secciones finas, se lograron identificar seis procesos diagenéticos resaltantes: *(a) compactación*, *(b) cementación*, *(c) disolución*, *(d) reemplazo*, *(e) presión – solución* y *(f) alteración*; resultado de procesos físicos, químicos y físico-químicos, tanto intrínsecos al sedimento como propios del ambiente diagenético.

(a) Compactación

Considerando la compactación como la disminución en el volumen o espesor del sedimento, producto de la reducción de la porosidad, del contenido de agua y del aumento del grado de empaquetamiento, causado por el incremento de la profundidad de soterramiento o por el efecto de la carga litostática (Sandoval, 2000); ésta no ejerce mayor influencia en las areniscas estudiadas. En algunos granos dúctiles, tales como fragmentos de micas muscovita, se evidencia el efecto de la compactación, éstas por lo general se encuentran deformadas y en raras ocasiones fracturadas (Figura 3.36), lo cual es típico del leve a moderado efecto de compactación. En algunas de las muestras se pueden identificar granos de cuarzo y feldespatos triturados, lo que constituye otra evidencia del efecto de la compactación.

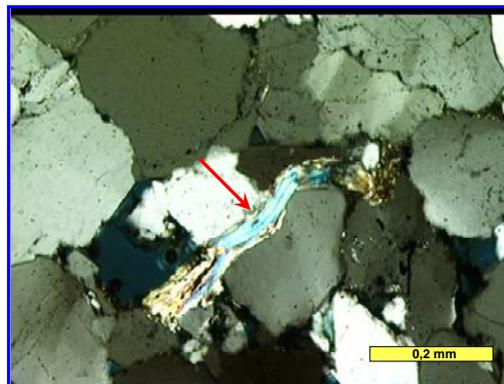


Figura 3.36 Microfotografía en muestras de litofacies A2M, mostrando deformación de mica muscovita por efecto de compactación.

(b) Cementación

La formación de una serie de minerales autigénicos producto de la precipitación de soluciones intersticiales, debido a una sobresaturación del fluido de poro en ciertas sustancias (Sandoval, 2000), es frecuente observarla en las muestras de areniscas estudiadas. La precipitación de sílice en forma de cemento como sobrecrecimiento en continuidad óptica con los granos de cuarzo, es el tipo de cemento más abundante en las muestras (Figura 3.37). Este se presenta de manera autigénica, con bordes euhedrales, bien formados, que crecen en los espacios porosos disponibles para que ocurra tal crecimiento.

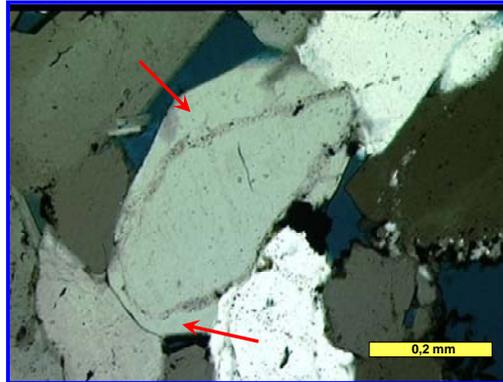


Figura 3.37 Microfotografía en muestra de litofacies A2M con sobrecrecimiento de cuarzo en forma de cemento.

En menor abundancia se presentan los cementos de pirita, calcita baja en hierro y cemento de caolinita, los cuales se encuentran diseminados como parches en algunas de las muestras analizadas (Figura 3.38). También se puede identificar como trazas el cemento de dolomita. Estos tipos de cementos no ejercen mayor control en la reducción de la porosidad interpartícula, sin embargo en el caso de la pirita, ésta se encuentra ocupando los espacios porosos intrapartícula de los granos de feldespatos.

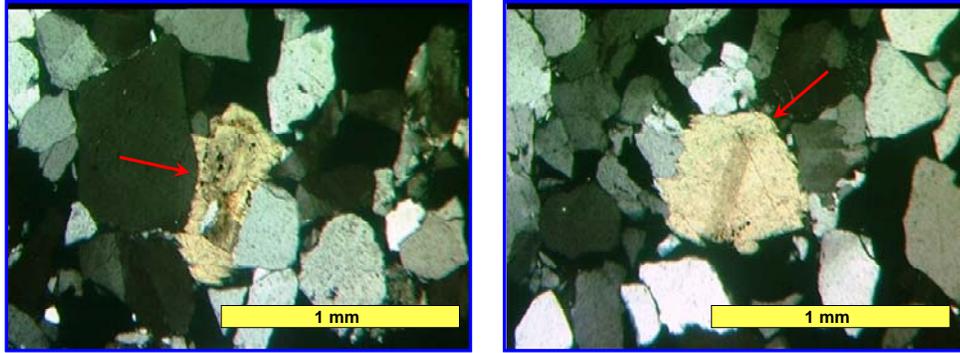


Figura 3.38 Microfotografía de arenisca con parches diseminados de cemento de calcita.

(c) Disolución

La disolución de los constituyentes detríticos ocurre de forma parcial o total, y representa un proceso diagenético común en las areniscas estudiadas. Esta disolución tanto de granos como de matriz, es la responsable de la creación de la porosidad secundaria en la muestras (Figura 3.39). Es más acentuada en los feldespatos potásicos (ortosa), fragmentos de roca de origen volcánico y sedimentario, y en menor grado en los granos de cuarzo monocristalinos, policristalinos y en el cemento de sílice.

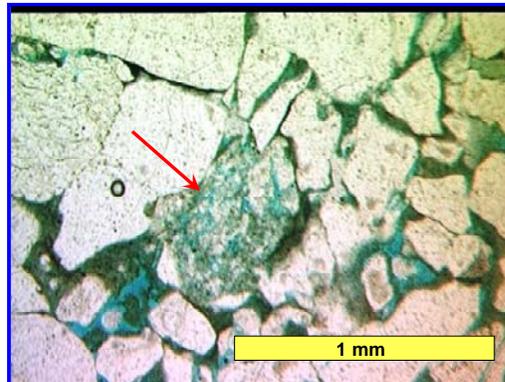


Figura 3.39 Microfotografía de arenisca mostrando disolución parcial de grano de cuarzo policristalino, generando porosidad secundaria por disolución.

En las litofacies de arenisca con estratificación cruzada (A3X), el proceso de disolución de la porción arcillosa es notablemente mayor, comparado con la cantidad de matriz arcillosa reportada para la litofacies de arenisca bioturbada (A1B) y arenisca con laminaciones (A1L), proceso que por lo general favorece al aumento de la porosidad secundaria en algunas muestras.

(d) Reemplazo

En las muestras donde se observó el proceso de reemplazo, un mineral autigénico crece a expensas de y en el lugar de otro mineral (grano). El mineral que está reemplazando utiliza el lugar proporcionado por el mineral reemplazado, el cual es inestable (Sandoval, 2000). Por lo general este proceso ocurre con mayor frecuencia en los granos de feldespatos potásicos, en fragmentos de roca y en menor frecuencia en los granos de cuarzo. El mineral que con más abundancia se encuentra reemplazando es la pirita (Figura 3.40); este crece en las porciones de porosidad intragranular generada por la disolución previa.

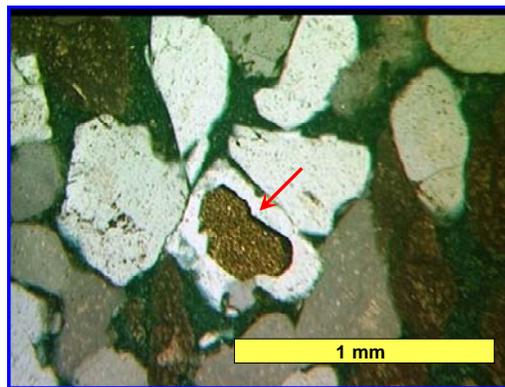


Figura 3.40 Microfotografía en muestra de litofacies A3X mostrando proceso de reemplazo de pirita en grano del feldespato potásico.

(e) Presión – solución

De acuerdo con Sandoval (2000), este proceso corresponde con la disolución de los minerales por efecto de la presión litostática, en el cual los minerales son disueltos en los puntos de contacto entre los granos, debido a un aumento en el grado de solubilidad de ellos en dichos puntos. Este proceso diagenético ha sido evidenciado en las muestras analizadas, en donde se observan todas las gamas de contactos entre granos. Se identificaron con mayor frecuencia los contactos puntuales y longitudinales (Figura 3.41) los cuales corresponden a etapas tempranas de este proceso, sin embargo en muestras profundas de más de 17.000 pies se presentan predominios de contactos cóncavo-convexos y suturados, que son típicos de etapas de presión-solución avanzada.

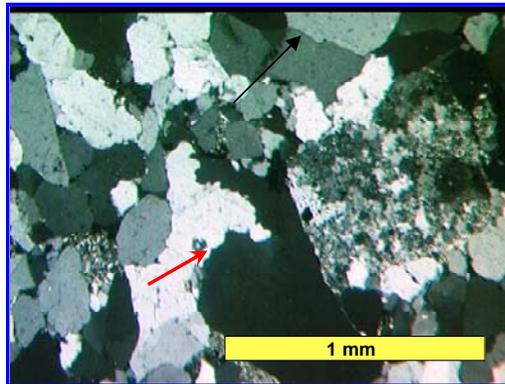


Figura 3.41 Microfotografía en muestra de litofacies A1R, nótese los contactos suturados y longitudinales por efecto de la presión-solución.

(f) Alteración

También conocido como “disolución incongruente”, tiene lugar cuando ocurre una disolución selectiva del material o fase sólida, por lo que el mineral cambia su composición, bien sea porque sólo ha disuelto parte de sus componentes o porque el mineral reacciona con iones presentes en el fluido de poro (Sandoval 2000). Este proceso ha sido identificado en el conjunto de

muestras analizadas, el cual se caracteriza por la alteración de la porción de matriz en minerales de arcilla del tipo esmectita e illita/esmectita, los cuales se pueden observar en secciones finas como delgados hilos o filamentos alrededor o dentro de los granos de feldespatos, con un color típico entre amarillo y anaranjado (Figura 3.42).

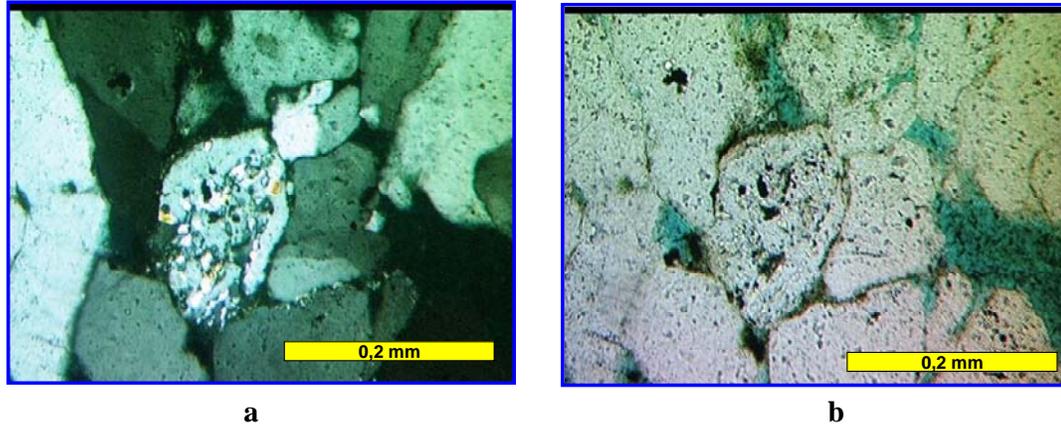


Figura 3.42 Microfotografía de arenisca mostrando alteración de grano de feldespato potásico, (a) nícoles cruzados y (b) nícoles paralelos.

3.4.1.6 Eventos paragenéticos

- Los procesos diagenéticos se generan inicialmente con la compactación. La gama observada de tamaños de grano, redondez y escogimiento y tipos de contactos entre granos, permiten inferir un empaquetamiento poco homogéneo y moderadamente compacto, pero con suficiente espacio intergranular que permitió la libre circulación de fluidos en la areniscas.
- La pirita probablemente precipitó durante la diagénesis temprana, estimulada en un ambiente reductor por la presencia del elemento azufre.
- La precipitación de caolinita representa un evento importante en la secuencia paragenética, una generación de este mineral se presenta como pequeños cristales por debajo de los sobrecrecimientos de cuarzo.

- Posteriormente se desarrollaron los sobrecrecimientos de sílice, los cuales son otro evento frecuente y no menos abundante que el anterior, que se observa en la gran mayoría de las muestras objeto de este estudio. En algunos de los sectores de las muestras analizadas, se aprecia claramente la textura de mosaico típica que genera este tipo de cemento y que tiende a reducir la porosidad intergranular.
- La secuencia paragenética continúa con la precipitación de calcita. Esta precipita posterior a los sobrecrecimiento de cuarzo y frecuentemente se presenta como parches cementando granos, diferenciándose claramente de la dolomita que se presenta de color azul producto del teñido con ferrocianuro de potasio, la cual se encuentra en cantidades traza en algunas muestras.
- Seguidamente la disolución de feldespatos y fragmentos de roca es otro evento diagenético notable que genera porosidades secundarias importantes. Estos dos componentes detríticos de las areniscas comúnmente son atacados por la disolución, dicha actividad continua durante todo el proceso diagenético, afectando también a los minerales autigénicos, tales como sílice y calcita.
- Por último se observa en la mayoría de las muestras una segunda generación de pirita, la cual se encuentra rellenando los poros intragranular de granos de feldespatos y fragmento de roca.

3.4.2 Caracterización petrográfica de rocas carbonáticas

En esta sección de caracterización de rocas carbonáticas sólo se describen desde el punto de vista petrográfico las muestras analizadas correspondientes a la litofacies C. Como no se disponen de suficientes muestras, los aspectos diagenéticos no serán tratados para este tipo de roca.

3.4.2.1 Componentes Extraclásticos

Los componentes extraclásticos varían entre 0 y 40 % del total de constituyentes de las rocas carbonáticas, siendo los valores más bajos correspondientes a las muestras de carbonatos puros, las cuales están constituidas en su totalidad por componentes ortoquímicos y aloquímicos, con una porosidad

inferior al 1 %. Estos componentes extraclásticos se encuentran representados por: (a) cuarzo, con una abundancia entre 60 y 70 % para los carbonatos de mezcla (micrita arenosa), constituidos por cuarzos monocristalinos y en menor proporción policristalinos, tanto plutónicos como metamórficos (Figura 3.43-b); (b) feldespatos con una abundancia entre 25 y 30 %, constituidos por granos de ortosa, microclino y en menos cantidad plagioclasas (Figura 3.43-a); y (c) fragmentos de roca con una abundancia entre 1 y 5 %, los cuales están representados por granos chert y fragmentos de roca sedimentaria.

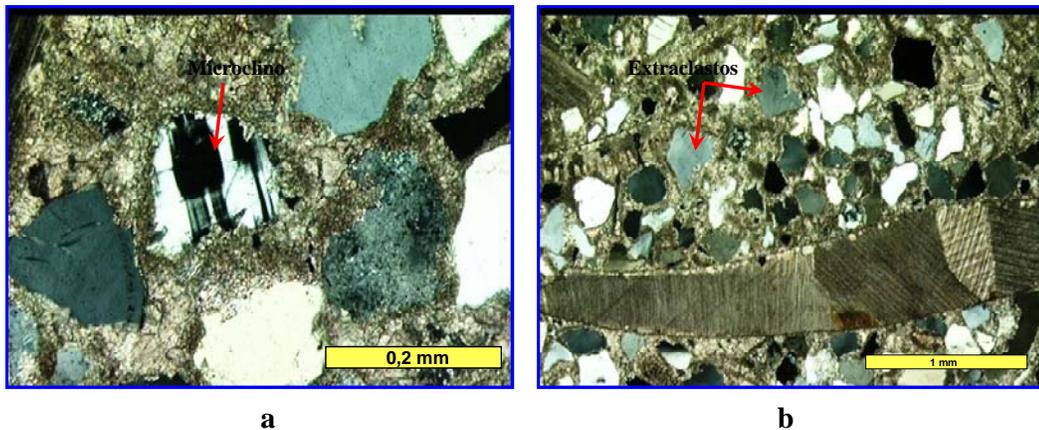


Figura 3.43 Microfotografía en muestra de litofacies C mostrando extraclasto de microclino en carbonato de mezcla (a), extraclastos de cuarzo en carbonato de mezcla (b).

3.4.2.2 Componentes Ortoquímicos

Los componentes ortoquímicos se encuentran constituidos por la micrita y el espato, con un porcentaje de abundancia entre el 87 % para las muestras de los carbonatos puros (wackestone), y el 40 % para las muestras de carbonatos de mezcla (micrita arenosa) (Figura 3.44). La porción de micrita para los wackestone se encuentra en un porcentaje entre el 10 y 30 % del total de ortoquímicos, y se encuentra como soporte de matriz microgranular, mientras que en las muestras de micrita arenosa ésta se presenta aproximadamente en un 90 % de los ortoquímicos.

El espato se encuentra en forma de cemento en un porcentaje de abundancia entre 50 y 70 % del total de ortoquímicos para las muestras de wackestone, y en las muestras de micrita arenosa se encuentra en un intervalo entre el 5 y 10 % del total de ortoquímicos.



Figura 3.44 Microfotografía matriz de micrita y cemento carbonático en muestra de litofacies C, carbonato puro.

3.4.2.3 Componentes aloquímicos

Los constituyentes aloquímicos se encuentran en un porcentaje de abundancia entre 12 y 25 %. En las muestras de wackestone los aloquímicos no superan el 12 % en abundancia, mientras que en las muestras de micrita arenosa estos se presentan en un porcentaje de abundancia del 25 % del total de constituyentes de la roca.

En todas las muestras estudiadas, la fracción aloquímica se encuentra constituida por fragmentos fósiles, los cuales están representados por fragmentos de moluscos (bivalvos), algas verdes y corales. Sólo en las muestras de wackestone se observan algunos fragmentos de espinas de equinodermos asociados con algunos granos de glauconita de color verde en nícoles paralelos, ambos en abundancia menor al 1 %. En menor proporción de abundancia se pueden identificar algunos microfósiles: *Lenticulina* y *Rotaliforme* (Figura 3.45).

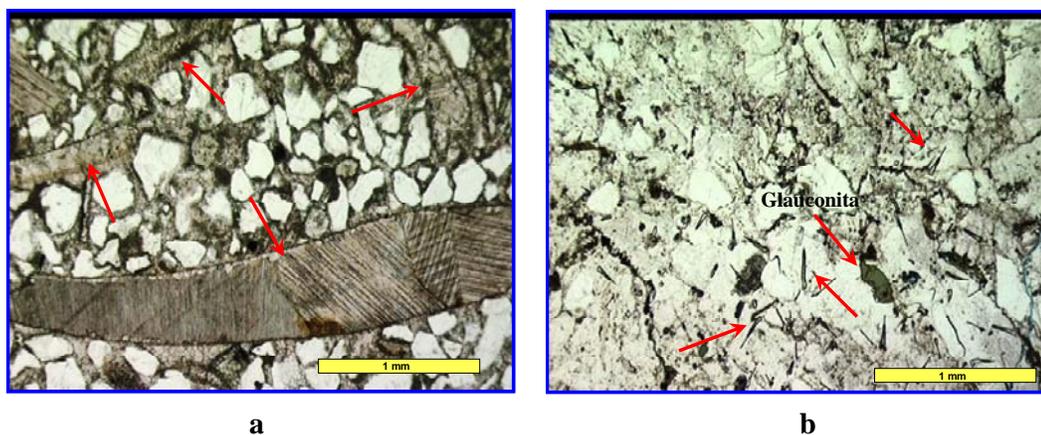


Figura 3.45 Microfotografía en muestras de litofacies C, fragmentos fósiles en muestra de micrita arenosa (a), espinas de equinodermos con granos de glauconita en muestra de wackestone (b).

3.4.2.4 Porosidad

La porosidad en las rocas carbonáticas estudiadas es inferior al 1 %. El tipo de porosidad reportada en las muestras corresponde con porosidad intrapartícula, resultado de la disolución parcial o total de fragmentos fósiles (Figura 3.46).

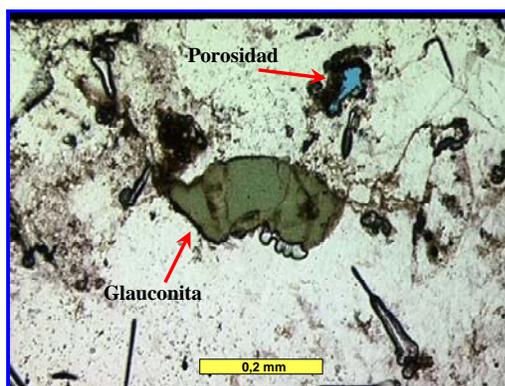


Figura 3.46 Microfotografía en muestra de wackestone de la litofacies C, mostrando porosidad intrapartícula por disolución.

3.5 Análisis de Difracción de Rayos X

De acuerdo con los estudios de difracción de rayos X realizados por PDVSA Intevep, la mineralogía promedio de la fracción arcillosa de las muestras bajo estudio, corresponde con caolinita, ilita-mica e ilita / esmectita.

Los análisis mineralógicos de roca total practicados a un conjunto de muestras del pozo Ful-86, en el intervalo de profundidad entre 14.345 y 15.487 pies, muestran una abundancia relativa de arcillas entre 3 y 14 % del total de constituyentes de la roca. La proporción de feldespatos potásicos en estas muestras varía desde 0 hasta un máximo de 14 %, siendo a partir de 14.794 pies de profundidad donde se hace más notable la presencia de estos últimos.

La caolinita como un mineral de arcilla (Figura 3.47), se observa en variada proporción en la sección de estudio, sin embargo esta arcilla muestra una reducción en el porcentaje de abundancia desde 90 a 3 % del total de arcillas, llegando a desaparecer en la sección inferior a 14.794 pies de profundidad. Mientras la arcilla ilita / esmectita no se presenta en el intervalo en el cual domina la caolinita. (Figura 3.48).

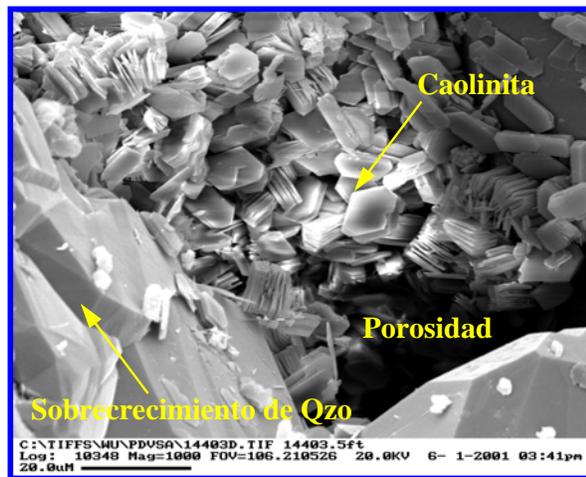


Figura 3.47 Foto de microscopía electrónica de caolinita como matriz, profundidad 14.403'5'' pozo Ful-86.

La arcilla ilita – mica se encuentra ampliamente distribuida en todo el intervalo de estudio (Figura 3.49), sin embargo presenta un notable aumento en el intervalo de profundidad en el que disminuye el porcentaje de caolinita. Los valores más elevados de ilita-mica se observa a profundidades mayores de 14.794 pies.

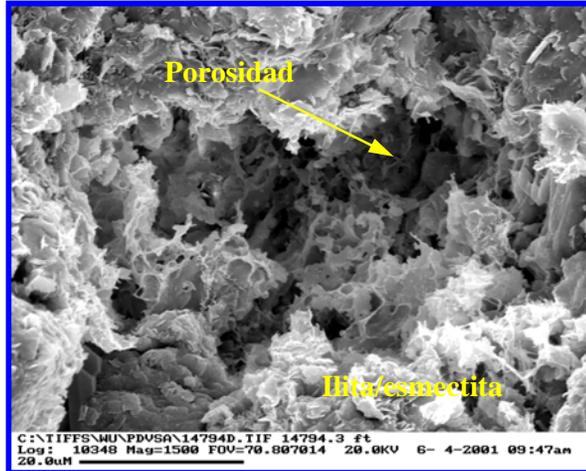


Figura 3.48 Foto de microscopía electrónica de arcilla tipo ilita - esmectita, profundidad 14.794'3'' pozo Ful-86.

En general se pueden identificar dos intervalos con proporciones de arcilla diferentes: un intervalo inferior hasta la profundidad de 14.974 pies en el cual abundan la ilita/esmectita y la ilita-mica, ambas con porcentajes de abundancia relativamente similares y cantidades menores de caolinita; y otro intervalo superior, por encima de la profundidad 14.794 pies, con un dominio de caolinita, disminuye la proporción de arcilla tipo ilita-mica (valor máximo 19 %).

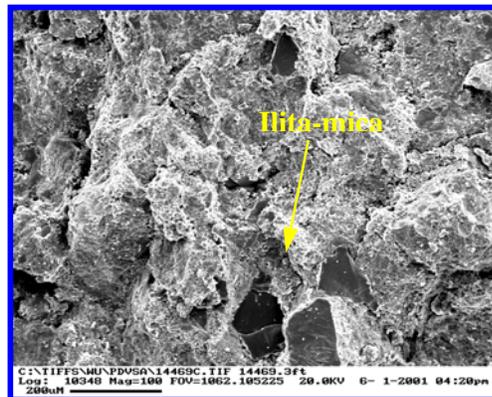


Figura 3.49 Foto de microscopía electrónica de arcilla tipo ilita - mica, profundidad 14.469 pozo Ful-86.

3.6 Análisis Bioestratigráfico

La información presentada en esta sección del trabajo corresponde al análisis de edades y paleoambientes extraído de informes bioestratigráficos de los pozos Fn-21, Fuc-06 y Ful-86, elaborados por PDVSA Intevep. Las zonaciones empleadas (Figura 3.50) en estos trabajos fueron las siguientes:

Foraminíferos	{	- Bolli y Blow (1979) - Toumarkine y Luterbacher (1985): Paleoceno y Eoceno - Caron (1985): Cretácico
Nanoplacton Calcareo	{	- Sissigh (1977)
Palinomorfos	{	- Germeraad <i>et al.</i> (1986) - Muller <i>et al.</i> (1987)

Los análisis realizados para el núcleo del pozo Fn-21 se fundamentan en un estudio palinológico, dinoflagelados, en donde se obtuvo una edad de Maastrichtiense tardío para el intervalo entre 18.005 y 17.483 pies, correspondiente a las parasecuencias: K2E, K2D, K2C, K2B, K2A, K1C, basado en la presencia del conjunto reportado, en el cual destacan las especies: *S. echinatus* y *Ariadnasporites sp.* Hacia la base de este intervalo se interpretaron ambientes continentales, la presencia de dinoflagelados en algunas muestras (17674' y 17671') del intervalo sugieren un paleoambiente continental con influencia marina. Hacia el tope del intervalo sugiere un paleoambiente de sedimentación continental (parasecuencia K1C).

En un intervalo ubicado, entre 17.270 y 17.132 pies, la edad arrojada por la presencia de las especies *S. baculatus*, *F. margaritae* y *L. vaneendenburgi* corresponde al Maastrichtiense tardío-Paleoceno, en este intervalo se encuentra el tope de la secuencia SBK1, que corresponde con el límite Cretácico-Terciario.

De acuerdo con Guzmán *et al.* (1993), el análisis de muestras para micropaleontología del núcleo Fuc-06, arroja un conjunto faunal escaso, con predominancia de géneros del grupo *Textulariina*, tales como *Haplophragmoides sp.*, *Ammobaculites sp.* y *Trochammina sp.* No se presentan foraminíferos de pared calcárea, ni miliólidos.

Edad	Nanoplancton Sissingh (1977, 1978)	Foraminíferos Carón, 1985	Edad	Palinología Muller et al., 1987		
Maastrichtiense	CC 26	b	Maastrichtiense	Proteacidites dehaani	13	
		a				
	CC 25	c		Crassitricolporites subprolatus	12	
		b				
Campaniense	CC 24	a	Maastrichtiense / Campaniense	Auriculiidites reticularis	11	
		CC 23				b
	a					
	CC-22	a-c				
		CC-21				a-c
	CC-20					b
		CC-19				a
	CC-18					c
		CC-17				b
	CC-16					a
CC-15						
	Coniaciense	CC-14		Santoniense / Turoniense	Zona de intervalo	9
CC-13			b			
			a			
Turonense	CC-12		Turonense	Zona de intervalo	9	
		CC-11				
Cenomaniense	CC-10	b	Cenomaniense	Triorites africaensis	8	
		a				
Albiense	CC-9	c	Cenom. Albiense	E. protensus/ E. verrucatus-Afropollis	7	
		b				
		a				
	Albiense		R. appenninica	Albiense	Elateropollenites jardinei	6
			R. ticinensis			
			R. subticinensis			
Aptiense		B. breggiensis	Albiense / Aptiense	"Tricolpites"- E. tumulus	5	
		T. primula				
		T. bejaouaensis				
Aptiense		H. gorbachikae	Aptiense	"Inaperturopollenites" crisopolensis- Afropollis	4	
		G. algeriana				
		S. cabri				
		G. blowi				
Barremiense		H. sigali	Barremiense	A. spinulosus	3	
Hauteriviense		G. hoterivica	Barrem.	E. tumulus	2	
			Neocom.	Alisporites- D. etruscus	1	

Figura 3.50 Cuadro de correlaciones bioestratigráficas del Cretácico Tomado de Duran *et al.* (2006).

El conjunto de palinomorfos encontrados en el núcleo Fuc-06, contiene una buena diversidad tanto de especímenes de origen terrestre como de dinoflagelados. Entre el intervalo de 14.822 hasta 14.596 pies, parasecuencias K3B, K3A, K2F, se observa un predominio de polen y de esporas de helecho (*Deltoidospora sp.*), hifas de hongos y algas de agua dulce (*Pediastrum sp.*).

Este conjunto es de origen continental, pero a 14.822 pies se observaron algunos dinoflagelados (*Subtilisphaera sp.* y *Pheldinium sp.*), de origen marino, por lo que se sugiere un rango de ambientes desde continental a influencia marina (parasecuencia K3B, delta con influencia de mareas). La disminución en abundancia de especímenes terrestres en el intervalo muestreado de 14.569 a 14.480 pies (parasecuencia K2E delta con dominio fluvial), sugiere una transición a condiciones más costeras pero aún con fuerte influencia continental, .

A partir de 14.456 pies y hasta 14.342 pies de profundidad (parasecuencias K2D, K2C, K2B) se observa un importante conjunto de palinomorfos de origen marino, en el que se destaca una amplia variedad de dinoflagelados, tales como *Dinogymnium sp.* y especies del grupo *Peridinoide*, (*Cerodinium granulostriatum*, *Andalusiella spp.* y *Senegalinium spp.*), así como dinoflagelados no identificables y membranas de foraminíferos, lo que sugiere un ambiente con influencia marina (parasecuencia K2D, delta dominado por mareas), hasta marino (parasecuencia K2C). A 14.323 pies se observa nuevamente la aparición de esporas de hongos y de helechos, lo que implica el retorno a condiciones continentales a transicionales (parasecuencia K2B, delta con dominio fluvial).

La edad de la secuencia estudiada del núcleo Fuc-06 fue determinada con base a palinomorfos y dinoflagelados debido a la ausencia de foraminíferos planctónicos. El conjunto representado por *Ariadnaesporites spinosus*, *Dinogymnium euciaensis*, *Andalusiella gabonensis* y *Senegalinium spp.*, evidencian una edad Campaniense-Maastrichtiense.

Watson y Noon (2001), indican que el tope del Cretácico se ubica a una profundidad de 14.611 pies en el pozo Ful-86 por la presencia de *Cerodinium boloniense* con un espécimen de *Cerodinium boloniense*. Una edad de Maastrichtiense es indicada por la presencia de *Andalusiella polymorpha* y *Cerodinium granulostriatum*.

Los estudios palinológicos realizados en el núcleo Ful-86 indican una edad Cretácico Tardío para el intervalo entre 15.622 y 14.530 pies de profundidad, (correspondiente a las parasecuencias K3C, K3B, K3A, K2F, K2E, K2D, K2C, K2B, K2A, K1C, K1B), edad que está determinada por la presencia de *S. baculatus*, *S. intrarugulatus*, *X. ceratoides*, *A. polymorpha*, *C. granulostriatum*, *P. deán*, *Dinigygnium spp.* y *Ephedripites spp.* El ambiente reportado para el intervalo estudiado corresponde a ambientes continentales hacia la base y que gradan a ambientes transicionales o costeros hacia el tope.

4. ANALISIS SECUENCIAL

Para la zona de estudio en el campo El Furrial, en la sección del Cretácico Tardío se definieron secuencias depositacionales de 3^{er} y 4^{to} orden, siendo **K3**, **K2** y **K1** las de 3^{er} orden. Estas secuencias fueron definidas mediante la aplicación de los conceptos de la estratigrafía secuencial, en donde se considera una secuencia depositacional como *una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente conformable de estratos relacionados genéticamente, delimitadas en el tope y en la base por discordancias o sus conformidades correlativas* (Mitchum, 1977).

Las secuencias fueron definidas con base en las características sedimentológicas observadas en los núcleos, en donde se identificaron superficies estratigráficas de interés para el intervalo de estudio. Esto debido a que no se dispone de suficientes datos sísmicos para el campo El Furrial, con la resolución necesaria para identificar los tipos de terminaciones mediante los reflectores sísmicos, que permitan identificar secuencias y límites entre éstas.

En primer lugar se identificaron superficies estratigráficas candidatas a ser límites de secuencia (SB) y superficies de máxima inundación (MFS), mediante la descripción sedimentológica de núcleos, las cuales se calibraron con información bioestratigráfica. Posteriormente con el uso de los programas de correlaciones de la plataforma “LandMark”, se verificó y se seleccionaron estas superficies de mayor extensión lateral que pudieran ser correlacionadas a lo largo de todos los transectos estratigráficos de interés en el campo.

Para la identificación de los límites de secuencia (SB's) se emplearon los siguientes criterios: presencia de rasgos sedimentológicos que indiquen exposición subaérea, paleosuelos, lutitas de origen continental, carbones, presencia de superficies discordantes, ausencia de fauna y/o flora de origen marino y abundancia de palinomorfos de origen continental.

Para la identificación de las superficies de máxima inundación se emplearon criterios sedimentológicos y bioestratigráficos, complementados con la información de los registros de pozos; entre los cuales se tienen: presencia de lutitas marinas, máxima abundancia y mayor diversidad de especies fósiles, verificación de la paleobatimetría, marcadores de alta radioactividad en las curvas de rayos gamma y de baja resistividad en las curvas eléctricas.

En la zona de estudio se identificaron tres secuencias depositacionales de 3^{er} orden, definidas por límites de secuencias. En orden estratigráfico descendente se denominaron K1, K2 y K3 (Figura 4.1).

En cada una de las secuencias se definieron topes o marcadores estratigráficos, los cuales se corresponden con superficies de inundación (FS), que permitieron definir parasecuencias. Estas superficies se identificaron en los núcleos como intervalos de arcillitas finamente laminadas, aunque no se dispone de análisis bioestratigráficos que soporten su interpretación de carácter marino; y fueron correlacionadas en la mayoría de los casos en toda la extensión del campo.

De acuerdo con el rango de edad (Campaniense – Maastrichtiense) de los análisis bioestratigráficos y el conjunto de características sedimentológicas la sección de estudio ha sido correlacionada como la Formación San Juan, la cual está constituida por gruesos espesores de arenisca intercaladas con arcillitas, tal como se puede observar en los núcleos descritos.

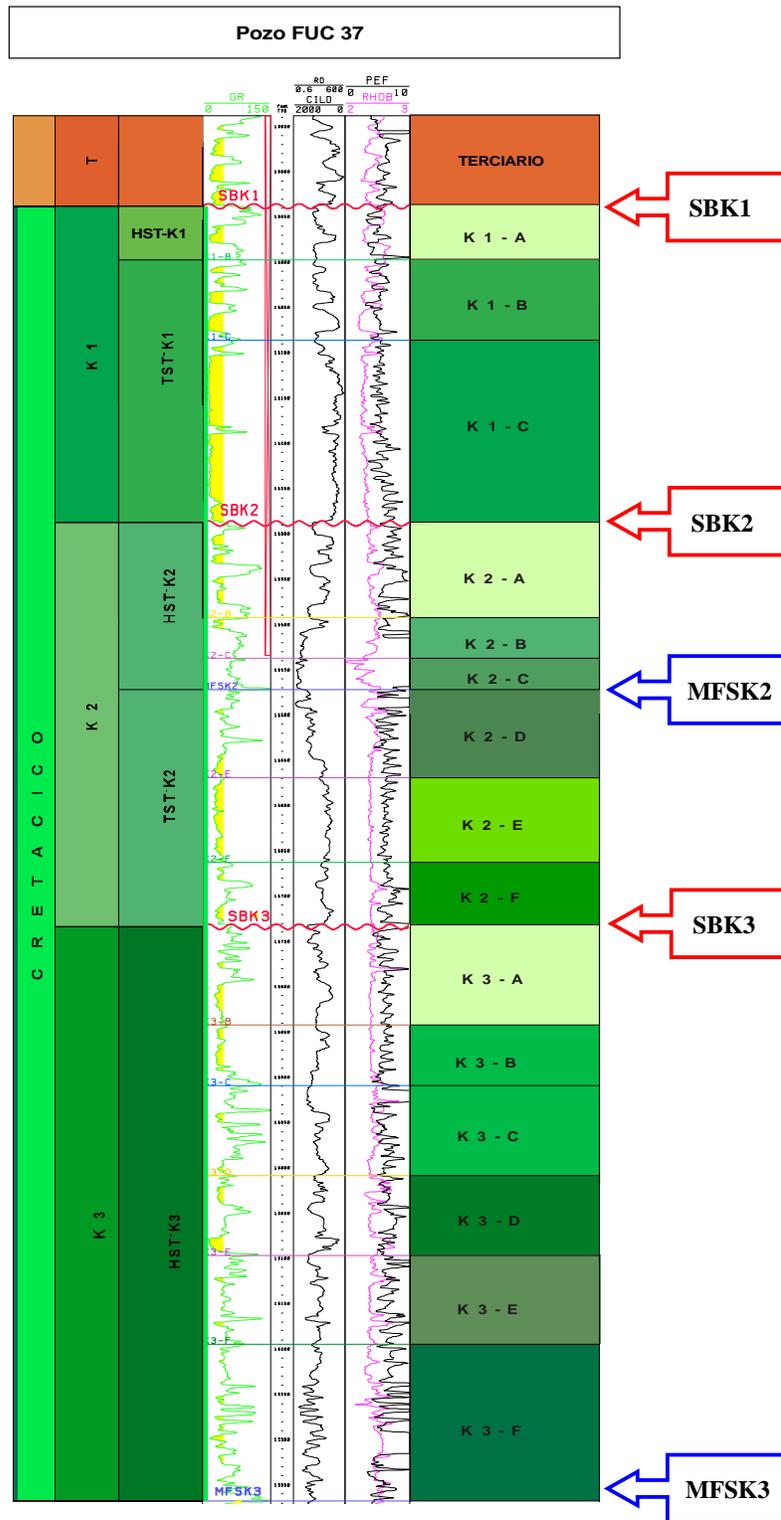


Figura 4.1 Pozo tipo de la sección de estudio, mostrando las secuencias depositacionales y los límites entre ellas.

4.1 Secuencia K3

La secuencia **K3** corresponde estratigráficamente con la más antigua en el intervalo de estudio. El tope de la secuencia es la superficie discordante **SBK3**, superficie que ha sido identificada en los núcleos Ful-86, Ful-76 y Fuc-42, como un contacto erosivo entre areniscas de tamaño de grano medio a grueso con estratificación cruzada y abundantes granos de cuarzo dispersos, suprayacentes a un intervalo de areniscas de color marrón claro bioturbadas la cual ha sido interpretada con un posible paleosuelo con restos de raíces y de aspecto moteado (Figura 4.2). El límite inferior de esta secuencia no ha podido ser identificado debido a que no se dispone de pozos profundos. La base de la secuencia ha sido identificada en los registros de pozo como una superficie de máxima inundación (**MFSK3**), que se caracteriza por presentar valores altos de radioactividad en la curva de gamma ray y valores bajos de resistividad en registros eléctricos.

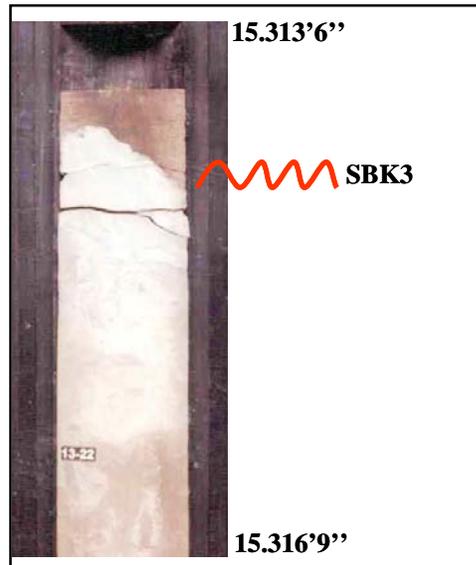


Figura 4.2 Foto en núcleo de la discordancia **SBK3**, núcleo Ful-86

Pocos pozos han atravesado por completo la secuencia, y sólo algunos poseen intervalos de núcleos representativos de la secuencia, lo que desde el punto de vista sedimentológico representa una limitación para su caracterización e

interpretación ambiental la cual, se realizó para las unidades o parasecuencias K3B y K3A.

El espesor de la secuencia alcanza en núcleos hasta 320 pies (98 m), sin embargo por medio de los perfiles eléctricos, entre el SBK3 y el MFSK3 puede observar un máximo de 650 pies (198 m) (Anexos 11 y 12).

En general las condiciones de sedimentación de esta secuencia han sido interpretadas como una zona próximo costero con depósitos de un delta mixto, influenciado por las mareas y por la acción fluvial.

A pesar de poseer escasa información sedimentológica de núcleos, en la secuencia se identificaron seis (6) parasecuencias o unidades menores, de base a tope se han denominado: **K3F**, **K3E**, **K3D**, **K3C**, **K3B** y **K3A**. Las tres unidades más profundas (K3F, K3E y K3D) no poseen núcleos, lo que limita la caracterización sedimentológica del intervalo inferior de la secuencia.

4.1.1 Parasecuencia K3F

La unidad **K3F** posee en promedio 250 pies de espesor y muestra en secciones estratigráficas un aumento de espesor hacia el norte. En los registros de gamma ray se caracteriza por presentar un patrón cilíndrico con pocas y moderadas inflexiones.

4.1.2 Parasecuencia K3E

La unidad **K3E** presenta un espesor de hasta 80 pies, con un patrón granodecreciente en la base y en el tope, mientras que en el intervalo medio presenta un patrón granocreciente, todos identificados en la curva del registro gamma ray.

4.1.3 Parasecuencia K3D

La unidad **K3D**, suprayacente a la anterior, posee un espesor máximo de 90 pies hacia la zona suroeste del campo, mientras que hacia el noreste las secciones estratigráficas muestran un leve adelgazamiento de la unidad, hasta alcanzar cerca de 60 pies de espesor. En los registros de pozo se pueden identificar dos ciclos, uno granocreciente en la base y otro granodecreciente hacia el tope de la unidad.

4.1.4 Parasecuencia K3C

La unidad **K3C**, se encuentra limitada en la base y en el tope por dos superficies de inundación limo-arcillosas; la que encuentra en la base se identificó en núcleos (Ful-86 y Fuc-42) como un intervalo lutítico de menos de 1 pie de espesor con restos de fósiles tanto enteros como fragmentados, mientras que en el tope se observaron unas limolitas de hasta 3 pies de espesor moderadamente bioturbadas.

Posee un espesor máximo de 80 pies, y consiste esencialmente de un intervalo de areniscas moderadamente bioturbadas, con estratificación cruzada y paralela de las litofacies A3X y A2P respectivamente. En la sección inferior de esta unidad se presentan algunos intervalos con restos fósiles (litofacies C) de hasta 3 pies (0,90 m) de espesor, mientras que hacia la sección media las areniscas son de grano grueso a medio con abundante mica muscovita y algunas superficies de reactivación con granos dispersos de cuarzo y clastos de arcilla.

4.1.5 Parasecuencia K3B

La unidad **K3B**, al igual que la anterior, está limitada por dos superficies de inundación, posee un espesor aproximado de 110 pies (33,5 m). Lateralmente es una unidad continua, aunque en las secciones estratigráficas de dirección

noreste-suroeste presenta una notable disminución del espesor total, alcanzando un mínimo de 60 pies (18,3 m).

Litológicamente la unidad está caracterizada por areniscas con rizaduras de la litofacies A1R, delgados intervalos (0,24 m) de arenisca con estratificación paralela y cruzada de las litofacies A2P y A3X respectivamente. En menor proporción se observan algunas capas de arcillitas y limolitas fuertemente bioturbadas correspondientes a las litofacies L y A1B, las cuales no exceden los 4 pies (1,2 m) de espesor. Se pueden identificar dos tendencias granulométricas en la unidad, una granodecreciente constituida por las litofacies A3X, A2P Y A1R en la base y otra granocreciente en el tope representada por las litofacies L y A1B.

La unidad **K3B**, de acuerdo con la interpretación sedimentológica de los núcleos, corresponde con una zona de frente deltaico en donde es frecuente encontrar canales distributarios y con influencia de marea (Anexo 13). Los canales distributarios se encuentran representados por la asociación de areniscas con estratificación cruzada (litofacies A3X), en muchos casos estratificación bidireccional, y areniscas con laminaciones de arcilla y estratificación de pares de marea (A1L), interpretándose leve influencia de mareas.

Los canales con influencia de mareas se encuentran constituidos por la asociación de las litofacies A2P, A1L y A1R, en donde es frecuente encontrar intercalaciones de areniscas con estratificación paralela, areniscas con rizaduras y areniscas con laminaciones de arcilla con abundancia de pares de marea.

Ambos tipos de canales se presentan en forma interdigitada, los cuales se disponen en forma alargada y orientados en dirección suroeste - noreste, lo que indica una tendencia de sedimentación en la misma dirección.

4.1.6 Parasecuencia K3A

La unidad **K3A**, está limitada en la base por una superficie de inundación arcillosa y en el tope por la superficie discordante SBK3. La unidad posee un espesor variable, hacia la zona suroeste del campo alcanza un máximo de 160 pies, mientras que hacia el noreste se adelgaza a unos 60 pies. El intervalo inferior de la unidad está caracterizado por el predominio de areniscas con estratificación cruzada de la litofacies A3X, con abundancia de granos de cuarzo dispersos y fragmentos de mica muscovita, mientras que el intervalo superior posee un carácter litológico heterogéneo. En éste se presentan intercalaciones de arenisca con rizaduras de la litofacies A1R, con capas delgadas de limolitas, arcillitas y heterolitas fuertemente bioturbadas, las cuales corresponden a las litofacies ST, L y HB respectivamente.

Se identificaron depósitos de canales con presencia de zonas de bahía interdistributarias (Anexo 14). Los canales distributarios muestran una fuerte influencia fluvial, en donde se presentan intervalos de areniscas con estratificación cruzada (litofacies A3X) hacia la base y hacia el tope capas de areniscas con estratificación paralela y en menor proporción masivas. Estos canales se encuentran interdigitados con canales con influencia de marea, los cuales muestran en núcleos asociación de las litofacies A2P, A1R y A1L.

4.2 Secuencia K2

La secuencia K2 está limitada por las superficies discordantes SBK2 en el tope y SBK3 en la base, posee un espesor máximo de 600 pies (183 m) y mínimo de 460 pies (140 m) (Anexos 15, 16 y 17). La superficie discordante SBK2 en los núcleos se ubica entre unas areniscas de tamaño de grano medio, de color ocre con abundantes clastos de arcilla suprayacente, en contacto erosivo con areniscas de grano medio bioturbadas (Figura 4.3). Litológicamente la secuencia está caracterizada por areniscas con espesores de hasta 90 pies (27 m), limolitas y arcillitas intercaladas con espesores que varían entre 10 y 3 pies (3 y 1 m).

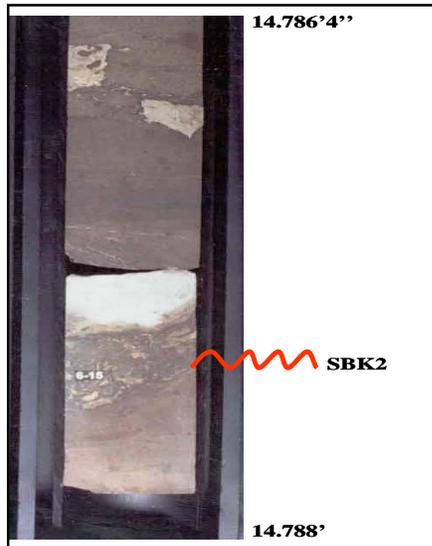


Figura 4.3 Foto en núcleo de discordancia SBK2, núcleo Fuc-06.

El límite de secuencia SBK2, es el denominado cambio mineralógico del norte de Monagas (Guzmán *et al.* 2001). Este cambio mineralógico se pudo observar directamente en el gamma ray espectral y total, así como también con muestras de núcleo, mediante análisis petrográfico convencional, conteo modal y difracción de rayos X. Este límite de secuencia corresponde a la transición de areniscas subarcóicas con alto contenido de arcilla tipo illita/esmectita, a areniscas cuarzosas con alto contenido de caolinita, ver anexo 10.

Estratigráficamente en la secuencia se han identificado seis (6) parasecuencias o unidades menores, denominadas de base a tope: **K2F**, **K2E**, **K2D**, **K2C**, **K2B** y **K2A**.

La sedimentación de la secuencia K2 en forma general ha sido interpretada como depósitos próximos costeros ubicados en la zona del frente deltaico.

4.2.1 Parasecuencia K2F

La unidad basal **K2F**, está limitada por la superficie discordante SBK3 en la base y una superficie de inundación en el tope. Está constituida esencialmente por areniscas y delgados intervalos de hasta 1 pie (0,30 m) de espesor de litologías limo-arcillosas, las litofacies que caracterizan a esta unidad son arenisca con estratificación cruzada (A3X) y paralela (A2P).

En la unidad se han identificado algunos niveles erosivos menores, en donde se presentan capas de areniscas de tamaño de grano medio en contacto erosivo con delgadas capas de arcillitas infrayacentes, con abundantes granos de cuarzos dispersos en las areniscas, las cuales son muy limpias con escasas láminas de arcillas y poca bioturbación.

El espesor de la unidad es variable, desde 200 pies (61 m) como máximo en dirección norte-sur, hasta 120 pies (36 m) en dirección este-oeste (Anexo 17)

Se interpretaron depósitos de canales, barras de desembocadura distales y bahía interdistributaria (Anexo 18). Los canales generalmente están influenciados por la acción fluvial, lo cual ha sido interpretado a partir de las características sedimentológicas de los núcleos, entre las que se tienen paquetes de arenisca con estratificación cruzada de la litofacies A3X, areniscas con estratificación paralela (litofacies A2P), areniscas masivas (litofacies A2M), algunas superficies de erosivas que corresponden a la base de los canales, también se presentan ciclos sucesivos de patrones granodecrecientes. Los canales se presentan apilados verticalmente y son lateralmente muy extensos llegando a desarrollar varios kilómetros de ancho.

Los depósitos de barras de desembocadura distales se caracterizan por presentar un patrón granocreciente, con delgados intervalos limolíticos en la base que presentan rizaduras, mientras que hacia el tope de las barras se encuentran capas de areniscas con estratificación cruzada, paralela o en algunos casos

masivas, las cuales corresponden a las litofacies A3X, A2P y A2M respectivamente. Los depósitos de bahía interdistributaria se caracterizan por alternancia de las arcillitas y heterolitas de las litofacies L y H respectivamente.

4.2.2 Parasecuencia K2E

La unidad suprayacente a la anterior, **K2E**, se encuentra limitada en la base y en el tope por dos superficies de inundación, las cuales se identifican en los núcleos como delgados intervalos de arcillitas y/o heterolíticos con moderada bioturbación y rizaduras en el tope. Al igual que la unidad anterior, las litofacies de areniscas con estratificación cruzada (litofacies A3X) y arenisca con estratificación paralela de la litofacies A2P, son las litofacies más frecuentes en esta unidad. Presenta una leve tendencia de afinamiento granulométrico hacia arriba, con abundante bioturbación de *Ophiomorpha*.

La unidad es lateralmente continua con espesores que varían desde 80 hasta 150 pies (24 – 45 m) como máximo. La unidad se adelgaza hacia el suroeste, mientras que hacia el noreste se encuentran los mayores espesores (Anexo 17).

Esta unidad corresponde, de acuerdo con la interpretación sedimentológica de los núcleos, con la zona del frente deltaico, con desarrollos de sistemas de barras de desembocadura y canales distributarios, ver anexo 19.

A diferencia de la unidad anterior, el desarrollo de sistemas de barras de desembocaduras es mucho más dominante, estos depósitos de barras se disponen superficialmente en forma ortogonal a la dirección de los canales. Las barras de desembocaduras de acuerdo con las características observadas en los núcleos, están constituidas hacia el tope por paquetes de areniscas con estratificación cruzada y algunas veces masivas, mientras que hacia la base se encuentran intervalos de limolitas intercaladas con areniscas con rizaduras, mostrando un patrón granocreciente.

Se han interpretado hacia el tope de esta unidad algunos depósitos de canales abandonados que no superan los 10 pies de espesor (3 m), los cuales se caracterizan por contener principalmente areniscas bioturbadas de la litofacies A1B, en donde es frecuente observar el icnogénero *Ophiomorpha*.

La tendencia de sedimentación interpretada para esta unidad es en dirección suroeste-noreste, con desarrollo de canales distributarios dispuestos en tal sentido.

4.2.3 Parasecuencia K2D

La unidad **K2D**, se encuentra limitada en la base por una superficie de inundación, que en los núcleos se identificó como un intervalo de arcillitas finamente laminadas y moderadamente bioturbadas, de 3 pies (1 m) de espesor y en el tope está limitada por una superficie de máxima inundación (MFSK2).

Esta última superficie de máxima inundación (MFSK2), ha sido identificada a partir de las características sedimentológicas de los núcleos Fuc-6 y Ful-86, como un intervalo de arcillitas de color gris oscuro finamente laminada de hasta 5 pies (1,5 m) de espesor.

La información bioestratigráfica de los núcleos del área en estudio, particularmente el núcleo del pozo Ful-86, muestra una marcada abundancia de dinoflagelados con presencia de la especie *Dinigyminiun spp* a una profundidad entre 15.000 y 15.020 pies (Figura 4.4). Los análisis bioestratigráficos indican una paleobatimetría entre nerítico interno y costero con una rango de profundidad no mayor a 10 m.

En los registros, la superficie MFSK2 se caracteriza por presentar radiactividad elevada en la curva del *gamma ray*, asociada con bajos valores de resistividad en las curvas de registros eléctricos.

La unidad K2D es esencialmente granodecreciente con espesores entre 20 y 60 pies (6 y 18 m). Presenta algunos niveles arenosos en la base e intercalaciones de limolitas y arcillitas con rizaduras en el tope. Todo el intervalo está fuertemente bioturbado por los icnogeneros *Ophiomorpha*, *Planolites* y *Thalassinoides*.

Litológicamente la unidad es heterogénea, con intercalaciones de capas de areniscas con estratificación cruzada de la litofacies A3X, arcillitas y limolitas de las litofacies L y ST respectivamente. Hacia el tope de la unidad, en estas litofacies se observa un delgado intervalo de arenisca sub-conglomerática de 2 pies (0,60 m) de espesor.

En la unidad **K2D**, se han interpretado con la escasa información disponible de núcleos, depósitos de canales de marea y de llanura deltaica (Anexo 20). Los canales de marea se caracterizan por la presencia de paquetes de areniscas con tamaño de grano generalmente medio y estratificación cruzada planar y en algunos casos festoneada, correspondientes a la litofacies A3X, las cuales se intercalan con areniscas de tamaño de grano fino a medio con estratificación “tidal bundes” o pares marea, en donde es típico encontrar alternancia de las litofacies A3X, A2P y A2M con láminas y delgados lentes de arcillitas.

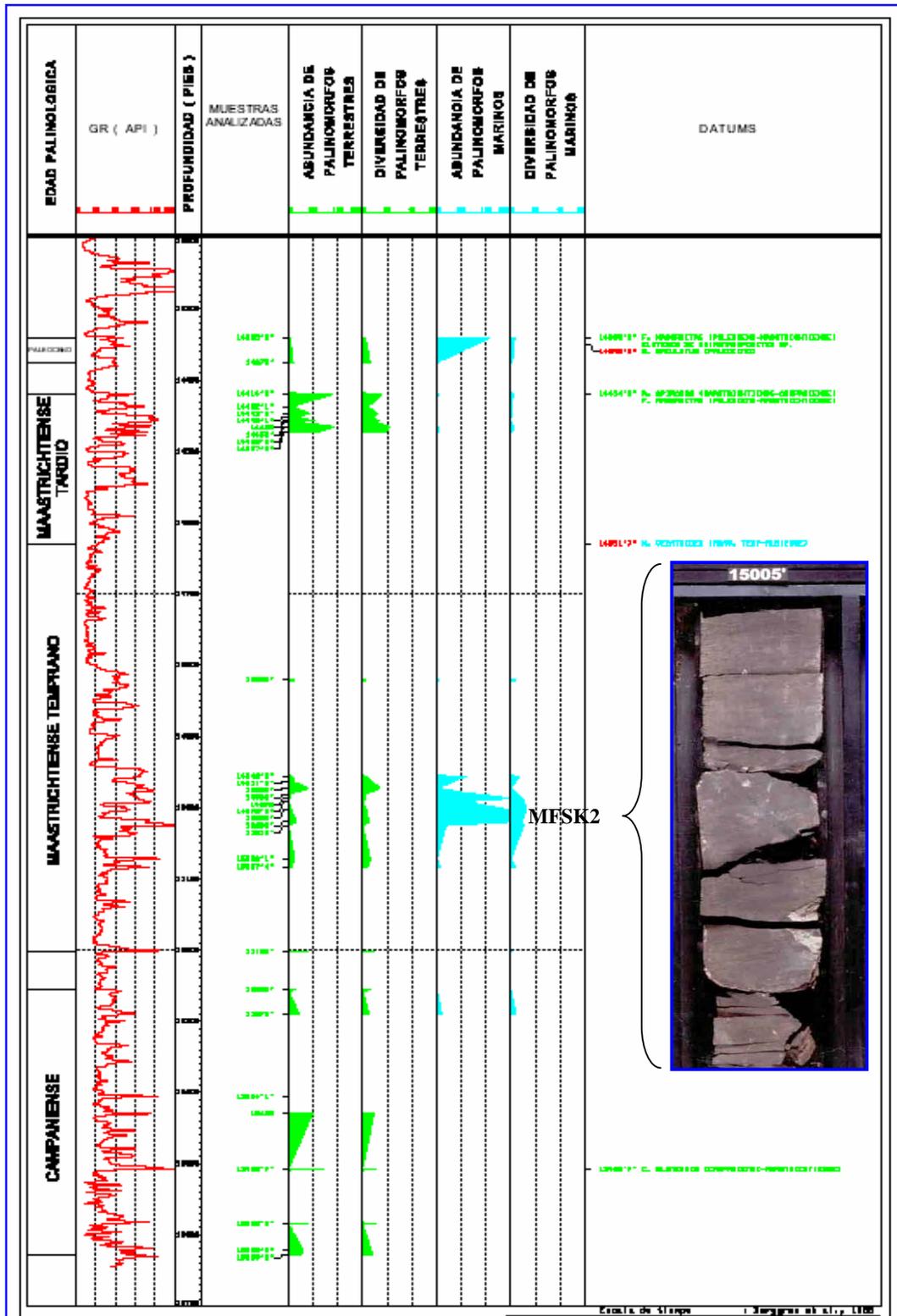


Figura 4.4 Resumen palinológico del núcleo Ful-86, foto de núcleo de lutitas de MFSK2

Tomado de Guzmán *et al.* (2001).

Estas características observadas en los núcleos resultan de la interacción entre la acción fluvial y de marea, en donde la acción de las mareas se encarga de distribuir el material sedimentario y acumularlo en forma de cuerpos longitudinales ortogonales a la línea de costa.

La llanura deltaica está constituida principalmente por depósitos de la bahía interdistributaria, en donde es frecuente encontrar acumulaciones delgadas de arcillitas y limolitas de las litofacies L y ST respectivamente.

4.2.4 Parasecuencia K2C

La unidad K2C, estratigráficamente superior a la anterior, se encuentra limitada en la base por la superficie de máxima inundación MFSK2 y en el tope por una superficie de inundación, de arcillitas finamente laminadas y con algunos granos de cuarzo dispersos cerca del contacto inferior con areniscas gruesas a sub-conglomeráticas.

Respecto al resto de las unidades, ésta es delgada, con un espesor máximo de 30 pies (9,1 m), la cual presenta un marcado adelgazamiento hacia la zona central del campo (Anexo 17).

Litológicamente la unidad es heterogénea, con intercalaciones de capas de arenisca de las litofacies A3X, arcillitas y limolitas de las litofacies L y ST respectivamente.

A pesar de poseer escasa información sedimentológica de núcleos, la unidad ha sido interpretada como depósitos de prodelta (Anexo 21). En esta unidad se encuentran depósitos de barras distales y arcillitas de prodelta. Las barras distales presentan un patrón granocreciente, dispuestas en forma alargada y orientados en dirección noroeste, en las cuales se observan areniscas de las litofacies A1L en la base y en el tope A2P.

Los depósitos de prodelta están principalmente caracterizados por intervalos de arcillitas de la litofacies L y en menor proporción capas de limolitas moderadamente bioturbadas de la litofacies ST. En estos depósitos se pueden encontrar intercalaciones las litofacies L y ST.

4.2.5 Parasecuencia K2B

Al igual que la infrayacente, la unidad **K2B** se encuentra limitada por superficies de inundación. El espesor varía entre 15 y 30 pies (4,5 y 9,1 m) hacia las zonas norte y sur del campo El Furrial, mientras que en la zona central presenta fuerte adelgazamiento. Dominada en mayor parte por arcillitas de la litofacies L y limolitas de la litofacies ST, con rizaduras en el tope y escasas capas de areniscas masivas de las litofacies A2M de hasta 1,5 pies (40 cm) de espesor.

En la unidad **K2B**, con sólo dos intervalos de núcleos disponibles, se interpretó un ambiente de sedimentación próximo costero a nerítico interno, con predominio de sistemas de barras distales (Anexo 22). Estas barras se caracterizan por contener paquetes de areniscas de grano fino a medio con rizaduras (litofacies A1R) y láminas de arcillas (litofacies A1L) y espesores variables (0,3 a 1,5 m) de las arcillitas y limolitas de las litofacies L y ST respectivamente.

Las barras se disponen superficialmente en forma alargada y orientadas en la dirección noroeste, las cuales han sido interpretados como un conjunto de barras apiladas verticalmente, formando extensas franjas arenosas que llegan a desarrollar hasta 5 kilómetros de ancho.

4.2.6 Parasecuencia K2A

Por último se tiene la unidad **K2A**, limitada en el tope por la superficie erosiva SBK2 y en la base por una superficie de inundación. Es una unidad gruesa, de espesor variable, entre 160 y 250 pies. La unidad está representada por areniscas espesas en su mayoría de la litofacies A3X, con algunos intervalos de

areniscas de la litofacies A2P y A2M. Pueden observarse algunas superficies erosivas menores asociadas a niveles de reactivación de energía, en las cuales se observan granos de cuarzo de hasta 5 mm de diámetro dispuestos en forma de bandas de 5 a 10 cm de espesor.

En esta unidad se interpretaron depósitos de canales con influencia de marea y barras de desembocaduras (Anexo 23). Los depósitos de canales con influencia de marea se evidencian en los núcleos por contener intervalos de areniscas de tamaño de grano medio con estratificación cruzada de la litofacies A3X, frecuentemente se encuentran areniscas con laminaciones y lentes arcillosos (litofacies A1L), las areniscas están asociadas a las litofacies A2M y A2P.

Los canales se encuentran verticalmente apilados con depósitos de barras de desembocaduras, estas últimas muestran un patrón granocreciente, constituidas por capas de areniscas con estratificación cruzada y en menor proporción areniscas con rizaduras y limolitas ubicadas sobre todo hacia la base de las barras.

El apilamiento vertical de estos tipos de depósitos se interpreta a partir de los patrones granodecrecientes y granocrecientes sucesivos, los cuales por lo general se encuentran separados por niveles erosivos menores o por delgados intervalos lutíticos. En general la tendencia de sedimentación que se interpretó para esta unidad es bastante similar al resto de las unidades, con un flujo de sedimentación y dirección de los canales en la dirección suroeste-noreste.

4.3 Secuencia K1

La secuencia K1 está limitada por las superficies SBK1 en el tope y SBK2 en la base, posee un espesor máximo de 380 pies (115 m) y 240 pies (73 m) como mínimo. La secuencia muestra en secciones estratigráficas de dirección oeste-noreste, disminución de su espesor y posible acuñaamiento hacia el oeste en los campos vecinos, mientras que en dirección norte-sur la secuencia es compleja, alcanzando los espesores más elevados en dirección norte (Anexos 24, 25 y 26).

El tope de la secuencia (SBK1) ha sido identificado en los núcleos como un contacto erosivo entre areniscas de grano grueso con estratificación cruzada de alto ángulo suprayacentes a un intervalo de areniscas de tamaño de grano medio a fino con laminaciones de arcilla (Figura 4.5).

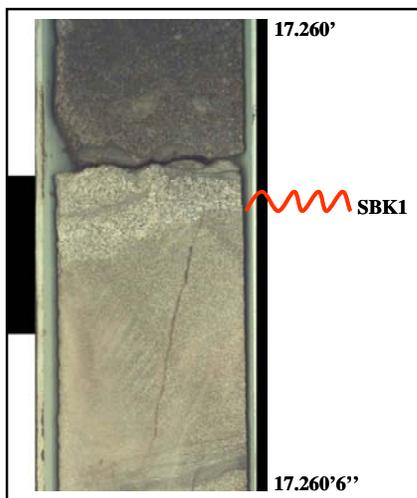


Figura 4.5 Foto en núcleo de discordancia SBK1, nótese el contacto erosivo entre areniscas de grano grueso y medio, núcleo FN-21.

Litológicamente la secuencia está constituida por areniscas y en menor proporción algunas capas de limolitas y arcillitas, éstas últimas incrementan hacia el tope de la unidad. La litofacies que con más frecuencia se observan en la secuencia es la de areniscas con estratificación cruzada (A3X), aunque hacia el tope se presentan litofacies de areniscas bioturbadas (A1B) y heterolitas (H).

La secuencia fue dividida en tres parasecuencias o unidades menores, de base a tope se denominaron *K1C*, *K1B* y *K1A*. En general la secuencia muestra un patrón de sedimentación de dirección noreste con numerosos cuerpos de arena apilados en la base y una zona superior limo-arcillosa, lo que ha sido interpretado como un dominio de régimen fluvial en la base y una posible incursión marina somera hacia el tope.

La sedimentación de esta secuencia corresponde con una zona de transición entre la llanura deltaica y el frente deltaico, con dominio de depósitos de canales distributarios y barras de desembocaduras.

4.3.1 Parasecuencia K1C

La unidad **K1C** esta constituida esencialmente por areniscas de las litofacies A3X y A1B, con espesores entre 230 y 180 pies, los cuales disminuyen en dirección oeste y aumentan en dirección noreste a excepción de la zona comprendida entre los pozos Ful-40 y Ful 35 en donde se observa una drástica disminución del espesor debido probablemente a la erosión (Anexo 24). En los núcleos de los pozos Fn-21 y Ful-46 se pueden identificar tres superficies de reactivación, las cuales se caracterizan por contactos de areniscas de grano grueso suprayacentes a areniscas de grano fino, en donde abundan los granos de cuarzo dispersos al igual que los clastos de arcillas cerca del contacto.

La litofacies de arenisca con estratificación cruzada (A3X) es predominante en esta unidad, en las areniscas es típico encontrar niveles de reactivación de energía en los cuales es común observar granos de cuarzo de hasta 5 mm de diámetro dispuestos en forma de delgadas bandas de 5 cm de espesor.

En esta unidad, **K1C**, se interpretó una sedimentación en la zona del frente deltaico, con desarrollo de canales distributarios y barras de desembocaduras. Los canales están mayormente influenciados por la acción fluvial y su evidencia sedimentológica lo constituye la abundancia de paquetes de areniscas de tamaño de grano medio a grueso con estratificación cruzada de la litofacies A3X. Las areniscas por lo general presentan abundantes granos de cuarzo y clastos de arcilla dispersos asociados a diversas superficies de reactivación, que han sido interpretadas como la base erosiva de los canales tal como lo propone Allen (1989).

Este conjunto de superficies de reactivación, aunadas a los patrones repetitivos de ciclos granodecrecientes (*fining up*) y la forma cilíndrica del registro gamma ray, permitieron interpretar una sedimentación de varios canales apilados verticalmente, los cuales hacia el tope de cada canal presentan delgados intervalos limo-arcillosos de la litofacies ST (Anexo 27).

Por otra parte, en esta unidad se presentan de forma menos frecuente, algunos cuerpos de areniscas delgados de no más de 20 pies de espesor, granocrecientes, con estratificación cruzada en el tope de la litofacies A3X y hacia la base presencia de la litofacies A1R, que han sido interpretados como depósitos de barras de desembocaduras. En general las barras de desembocaduras se identificaron hacia la zona noreste del área de estudio.

4.3.2 Parasecuencia K1B

La unidad intermedia, **K1B**, presenta en núcleos dos ciclos granocrecientes hacia el tope. La unidad está constituida por capas de limolitas (litofacies ST), arcillitas (litofacies L) y areniscas con estratificación cruzada (litofacies A3X) en menor proporción con respecto a la unidad anterior, esta litofacies presenta menor cantidad de granos de cuarzo y clastos de arcilla dispersos. El espesor máximo es de 80 pies (24 m) y el mínimo de 50 pies (15 m), los espesores disminuyen de sur a norte.

El límite entre esta unidad y la unidad infrayacente K1C, corresponde con una superficie de inundación la cual se identifica como un intervalo lutítico (litofacies L) o limo-arcilloso (litofacies ST), frecuentemente bioturbado y con escasos nódulos de pirita, que en los núcleos Ful-46 y Fn-21 llega a alcanzar hasta 5 pies (1,5 m) de espesor.

La sedimentación de la unidad **K1B**, estratigráficamente superior a la anterior, ha sido interpretada como depósitos de canales distributarios y bahías interdistributarias. Los canales mayormente están dominados por la acción fluvial,

los cuales están conformados por areniscas de tamaño de grano medio a grueso con estratificación cruzada de las litofacies A3X y en menor grado de abundancia se interpretó canales con leve influencia de marea. En estos últimos tipos de canales se presenta la estratificación tipo “*tidal bundes*” o pares de marea y cruzada bidireccional, la primera se caracteriza por la alternancia rítmica de paquetes delgados de areniscas de las litofacies A3X y A2P con pares de láminas de arcilla o lutita, que de acuerdo con Boersma (1969), este tipo de estructura es típica de sistemas fluvio-deltaicos dominados por mareas.

Los depósitos de bahía interdistributaria interpretados en esta unidad, se caracterizan por contener capas delgadas de limolitas y arcillitas de las litofacies ST y L respectivamente, que en ocasiones se presentan levemente bioturbadas y raras veces con restos de materia orgánica.

La tendencia de sedimentación que se ha interpretado para esta unidad es en dirección suroeste-noreste, tal como se puede ver en el anexo 28.

4.3.3 Parasecuencia K1A

La unidad K1A, representa el tope de la secuencia, es la más heterogénea litológicamente hablando, está constituida por areniscas de las litofacies A1L, A1R, A3X y en mayor proporción intervalos de arenisca bioturbada (litofacies A1B), heterolitas (litofacies HB) y arcillitas (litofacies L) ambas bioturbadas, siendo los icnogéneros *Thalassinoides* y *Arenicolites* los más abundantes. La unidad presenta dos ciclos granodecrecientes hacia el tope, tal como se puede observar en los núcleos Ful-46 y Fn-21.

El espesor de la unidad es variable, entre 95 y 35 pies (29 y 10 m), hacia el noreste y suroeste se pueden observar los menores espesores (Anexos 25 y 26), esto debido a que su tope corresponde con una superficie erosiva (SBK1), la base está representada por una superficie de inundación arcillosa.

En la unidad *KIA* al igual que en la anterior, se han interpretado depósitos de canales distributarios y bahías interdistributarias. Los canales de esta unidad muestran un patrón granodecreciente, caracterizado por la alternancia de areniscas con estratificación cruzada correspondientes a la litofacies A3X, con areniscas de tamaño de grano fino con moderada a intensa bioturbación (litofacies A1B). Estos poseen en la mayoría de los casos algunas superficies de reactivación, lo cual en adición al conjunto de características antes señaladas permiten interpretarlas como sucesiones de canales apilados verticalmente con intervalos de canales abandonados.

Los depósitos de bahía interdistributaria de esta unidad (Anexo 29), a diferencia de la unidad anterior, son cuerpos de mayor extensión areal que se presentan en forma alargada y orientados, por lo general en la dirección noreste-suroeste; estas bahías están constituidas por intervalos de arcillitas gris oscura en algunos casos con restos de materia orgánica, los cuales corresponden a la litofacies L y heterolitas (litofacies H).

Se han interpretado, sobre todo hacia la sección media y del tope de la unidad algunas barras de desembocaduras poco continuas lateralmente, constituidas por secuencias granocrecientes caracterizada por capas de areniscas con rizaduras en la base, algunas veces limolíticas, de la litofacies A1R y capas de areniscas con estratificación cruzada en el tope (litofacies A3X).

5. CONCLUSIONES

En la sección del Cretácico Superior se definieron 11 litofacies: A1B, A1R, A1L, A2P, A2M y A3X (arenosas), ST, H, HB, L (arcillitas) y C (carbonática). Las litofacies arenosas resultaron ser las más abundantes y con desarrollo de los mejores espesores, en especial la litofacies A3X la cual representa cerca del 55 % del total de litofacies definidas.

Desde el punto de vista petrográfico las litofacies arenosas fueron identificadas como vacas cuarzosas y grauvacas feldespáticas (con mas de 15% de matriz), cuarzoarenitas y subarcosas. Las vacas están asociadas a la litofacies de areniscas bioturbadas (A1B), las cuales en comparación con el resto de las rocas, reportan los porcentajes de porosidad más bajos, menores a 1 %, esto posiblemente producto de la actividad biológica que caracteriza a la litofacies.

Las cuarzoarenitas y subarcosas, del resto de las litofacies arenosas (A1R, A1L, A2P, A2M y A3X), presentan porosidades entre 3 y 18 %, con valores promedio de 10 %. Se pudo observar que por lo general las rocas con escogimiento entre bueno y moderado muestran los porcentajes de porosidad más elevados, así como también se pudo notar cierta relación entre la granulometría y la porosidad, tal como es el caso de las areniscas de la litofacies A3X, las cuales poseen porosidades promedio y tienen los mayores tamaños de granos más altos (entre 0,30 y 0,66 mm). Por el contrario, las rocas de granulometría más fina (litofacies A1R, A1L y A2P) con tamaño de grano fino entre 0,1 y 0,20 mm, presentan valores de porosidad inferiores al 10 %.

Los procesos diagenéticos no ejercen mayor control en la distribución de las porosidades, sin embargo es importante resaltar que en rocas ubicadas a más de 16.500 pies de profundidad el proceso de cementación, caracterizado por el sobrecrecimiento de sílice tiende a reducir notablemente la porosidad primaria. Por otra parte el efecto de disolución de granos en algunas de las muestras tiende a elevar la porosidad, tal como es el caso de las cuarzoarenitas de la litofacies

A1R, en las cuales se cuantificó una porosidad de hasta 18 %. De acuerdo con los procesos diagenéticos identificados se propone una etapa de diagénesis intermedia.

Estratigráficamente, la sección de estudio ha sido correlacionada como la Formación San Juan. Con la aplicación de los conceptos de la estratigrafía secuencial se definieron tres secuencias depositacionales K3, K2 y K1, las cuales están limitadas en la base y en el tope por superficies discordantes (SB's), aunque el límite inferior de la secuencia K3

La secuencia K1 del tope, limitada por la superficie SBK1, superficie que fue identificada como el límite Cretácico-Terciario, presenta en la base la unidad K1C, la cual se caracteriza por contener potentes intervalos de areniscas con estratificación cruzada de la litofacies A3X, para el cual se ha interpretado un sistema de canales distributarios apilados de espesor considerable desde el punto de vista prospectivo.

Estratigráficamente inferior a K1 se definió la secuencia K2, en la cual se encuentra una superficie de máxima inundación (MFSK2), superficie que representa el máximo avance del nivel del mar en todo el intervalo de estudio. Los datos bioestratigráficos y sedimentológicos sustentan tal interpretación, en donde se observó una marcada abundancia en el número de palinomorfos marinos y un mínimo de palinomorfos terrestres.

La superficie SBK2 representa un cambio mineralógico en la composición de las rocas. Por debajo de ésta tal como lo indican los análisis de difracción de rayos-x, la proporción de arcilla está principalmente representada por el tipo illita/esmectita y en los componentes detríticos abundan los feldespatos potásicos, mientras que por encima del SBK2 el tipo de arcilla dominante es la caolinita y disminuyen notablemente el contenido de feldespatos. Este cambio puede ser atribuido a un cambio en la fuente de sedimentos o por cambios en las condiciones paleoclimáticas ocurridos durante la evolución de la Cuenca Oriental.

Se identificó mediante los registros de rayos gamma y de resistividad una posible superficie de máxima inundación, la cual delimita en la base a la secuencia K3. Para esta secuencia no se dispuso de suficiente información sedimentológica y bioestratigráfica que permitieran validar la existencia del MFSK3.

El ambiente de sedimentación interpretado para las secuencias K3, K2 y K1 corresponde a un sistema deltaico mixto, es decir, de dominio tanto fluvial así como con influencia de mareas. Mediante la asociación de la litofacies se definieron depósitos sedimentarios, de los cuales se tienen: *canales distributarios*, los cuales están caracterizados por secuencias granodecrecientes con predominio de la litofacies de areniscas con estratificación cruzada (A3X) y con base generalmente erosiva; *barras de desembocadura*, caracterizadas por secuencias granocrecientes, de base a tope se le observan las litofacies A1L, A1R, A3X y *bahías interdistributariaS*, constituidas por intercalaciones de las litofacies L, H y HB.

La dirección general de sedimentación propuesta para el intervalo de estudio corresponde a un sentido suroeste-noreste, aunque en la mayoría de los casos la tendencia de sedimentación para los canales puede variar entre las direcciones sur-norte y suroeste-noreste.

6. RECOMENDACIONES

- 1.- Aunque el campo El Furrial posee numerosos pozos, se recomienda la adquisición de núcleos profundos que atraviesen la superficie de máxima inundación MFSK3, que permitan caracterizar desde el punto de vista sedimentológico los intervalos cretácicos profundos, así como también validar la presencia del MFSK3. Además de una revisión de los SB y MFS propuestos en este trabajo con el objeto de validar académicamente cada una de estas superficies.
- 2.- Tomar núcleos orientados con el fin realizar análisis estadísticos de las estructuras sedimentarias, tales como estratificación cruzada, que permitan identificar patrones de paleocorrientes, acompañado de un análisis petrográfico con énfasis en la determinar de la procedencia de las areniscas.
- 3.- Es recomendable extender la metodología implementada en este trabajo de grado para un modelaje sedimentológico, a los campos vecinos del norte de Monagas, entre los que se puedan incluir los campos Corozo, Orocual, Jusepín y Boquerón.
- 4.- Para mayor detalle estratigráfico del campo El Furrial se recomienda realizar un reprocesamiento sísmico de alta resolución, que permita realizar análisis sismoestratigráficos en el área.
- 5.- Desde el punto de vista de la ingeniería de yacimientos, es recomendable elaborar modelos petrofísicos que permitan definir unidades de flujo y realizar una caracterización de petrofacies que sean compatibles con las litofacies aquí definidas.
- 6.- Completar y recompletar pozos en las parasecuencias que poseen características sedimentológicas y petrofísicas acordes para tal fin, tales como

intervalos de areniscas limpias, intervalos de alta porosidad y permeabilidad. Por ejemplo la parasecuencia K1C.

BIBLIOGRAFÍA

Allen, G. P. (1989) Sedimentología de los Depósitos Clásticos. **Curso Total Exploration Laboratory.**

Algar, S. T. ; Erickson, J. E and Pindell, J. L. (1991) Geological Studies in Eastern Venezuela and Trinidad: from Cretaceous passive margin to Neogene transpressional thrust belt: **AAPG Annual Meeting**, Dallas, 7-10 April. P. 69-84.

Arostegui, G. y Machillanda, C. (2000) Facies del Campo El Furrial, Estudios Integrados, PDVSA Puerto La Cruz.

Arostegui, G. ; Machillanda, C. y Uroza C. (2000) Descripción Sedimentológica de núcleos de los pozos Ful- 76, Ful- 53 y Fn- 15, en Uroza *et al.* (2001) Modelo Sedimentológico Integrado del campo El Furrial. PDVSA.

Aymard, R. ; Pimentel L. ; Eitz, P. ; Chaouch, A. ; Navarro J. ; Mijares, J. and Pereira, J. G. (1990) Geological Integration and Evaluation of Northern Monagas, Eastern Venezuela basin, in J. Brooks (Eds.) Classic petroleum provinces, **Geological Society of London Special Publication** N° 50. p. 37-53.

Azavache, A. ; Flinch, J. ; Giffuni, G. ; Martinez, R. ; Mata, S. ; Mitacchione, V. and Pereira, J. G. (1994) Tectono-Stratigraphic Evolution of the Eastern Maturín Foreland Basin (Eastern Venezuela). **AAPG**, Bulletin 80. p. 1258-1270.

Bauduhin de S. ; Paredes de I. y Giffuni, G. (1990) Evaluación Geológica de los Núcleos del Pozo Ful -12, Norte de Monagas. Reporte Técnico INT-EPCT-00003, 90 PDVSA Intevep, Los Teques 121. p.

Bejarano, C. ; Funes, D. ; Sarzalejo, S. ; Audemard, F. and Flores, G. (1995). Sedimentary Sequence Evolution in a Foredeep Basin; Eastern Venezuela. **AAPG**, Bulletin 80. p. 1265-1273.

Bellizia, A. (1972) Is the entire Caribbean Mountain Belt of Northern Venezuela Allocthonous ? , in R. Shagam, (Eds.) Studies in earth and space sciences: **GSA** Memoir 132. p. 363-368.

Boersma, J. R. (1969) Internal Structure of Some tidal Mega-ripples on a shoal in the Westerchelde Estuary, The Netherlands. Report of a preliminary investigation; **Geologie en Mijnbouw**, V 84. p. 409-414.

Bolli, H and Saunders, J.B., (1985) Oligocene to Holocene low latitude Plactic foraminifera en Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (Eds.) Plankton Stratigraphy. **Cambridge Earth Science Series**. p.155-262.

Catuneanu, O. (2002) Sequence Stratigraphy of Clastic Systems: concepts, merits and pitfalls. **Journal of African earth sciences**. N° 35. p. 1-43.

Chavalier, Y.; E. Alvarez y G. Hernández. (1995) A Transverse Section from the Orinoco Oil Belt to the Pilar Fault System. **IX Congreso Latinoamericano de Geología**.

Comisión Venezolana de Estratigrafía y Terminología. (1970) Léxico Estratigráfico de Venezuela. **Boletín de Geología**, Publicación Especial N° 4, Editorial Sucre, Caracas. 756 p.

Crux, J. ; Sarzalejo, S. ; Audemard, F. ; Bejarano, C. ; Cabrera, S. and Funes, D. (1995) Timing of Sequence Deposition Related to the Envelopment of the Eastern Venezuela Foreland Basin. **AAPG**, Bulletin 80. p. 1280-1280.

Di Croce, j.; Bally, A. and Vail, P. (1990) Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuela Basin, in Mann, P., (Eds.), **Caribbean basin of the world**: Amsterdam, **Elsevier**. p. 419-476.

Di Croce, J. (1995) Eastern Venezuela Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution [Ph. D. Tesis]: Houston, Rice University. 225 p.

Dickinson, W. R. and Suczek, C. A. (1979) Plate Tectonics and Sandstone Composition. **AAPG** Bulletin 63. p. 2164-2182.

Dunham, R. (1962) Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, in Han W. E. (Eds.) Classification of carbonate rocks, **AAPG** Memoir 1, p. 108-121.

Duran, I.; Suárez, L. y Ramirez, K. (2006) Bioestratigrafía del Cretácico Norte de Monagas Campo El Furrial, Informe Interno, PDVSA Intevp.

Erlich, R. N. (1987) The Stratigraphic and Structural Evolution of the Northeast Venezuela-Trinidad area: Amoco. **International Geological Report** R87. p. 210-251.

Erlich, R. N, and Barrett, S. F. (1990) Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela-Trinidad area: **Tectonic** V. 9. p. 161-184.

Erlich, R. N, and Barrett, S. F. (1992) Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin, in Macqueen, R. W, and Leckie, D. A. (Eds.) , Foreland basins and fold belts: **AAPG** Memoir 55. p. 341-362.

Eva, A.; Burke, K.; Mann, P. and Wadge, G. (1989) Four-phase Tectonostratigraphic of the Southern Caribbean, **Marine and Petroleum Geology**, V. 6. p. 9-21.

Friedman, G. M. and Sanders, J. E. (1978) **Principles of Sedimentology**. Wiley, New York. 792 p.

Galloway, W. E. (1989) Genetic Stratigraphic Sequence in Basin Analysis. I. Architecture and genesis and flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bulletin** 73. p. 125-142.

Germeraad, J. ; Hopping, C. and Muller, J. (1968) Palynology of Tertiary Sediments from Tropical Areas. **Review of Paleobotany and Palynology**, Vol 6. p.189-348.

González de Juana, C. ; Iturralde J. M. y Picard X. (1980) **Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas**. 3 ra. Edición Eds. Foninves , Caracas. 1031 p.

Guzmán, J. ; Parede I. ; Carrillo, M. ; Terán, L. y Fasola, A. (1993). Evaluación Geológica de los Núcleos del Pozo Fuc – 06. Informe Interno PDVSA Intevep.

Guzmán J.; Lima J.; Luna F.; Maguregui J.; Carrillo M.; Uroza C.; Sampson E.; y Moreno M. (2001) Modelo estratigráfico por secuencias alineamiento estructural Santa Barbara-Boquerón, Norte de Monagas. Proyecto integral norte de Monagas (PINM), Informe interno PDVSA Intevep, # 8296, 2001.

Ghosh S., Isea A., Truskowski I., Aguado B. (1989) Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de las áreas El Furrial-Musipan-Carito, Norte de Monagas. PDVSA Intevep, Informe técnico # INT-02033, 89. 49 p.

Hedberg, H. D. (1950) Geology of the Eastern Venezuela basin (Anzoategui-Monagas-Sucre-Eastern Guarico portion): **AAPG Bulletin**, V. 61. p. 1173-1215.

Hung, E.J. (2005) Thrust Belt Interpretation of the Serranía del Interior and Maturín Subbasin, Eastern Venezuela, in Avé Lallemant, H.G., and Sisson, V.B., (Eds.) Caribbean-South America plate interpretation, Venezuela, **Geological Society of America Special Paper** 394. p. 251-260.

Isea, A.; Paredes, I.; Teran, L., y Canache, M. (1992) Evaluacion geologica de

núcleos del Norte de Monagas y Anzoátegui. Síntesis bioestratigráfica de las áreas El Furrial y El Carito, Norte de Monagas. Doc. Tecn. No. INT-EPCT-0010, 92. PDVSA Intevep, Los Teques.

Lewis, D. W. (1984) **Practical Sedimentology**. Hutchinson Ross Publishing Company, New York, 229 p.

Lezama, A. ; Castro, J. y Lambertini, R. (1995) Caracterización de Lutitas Altamente Resistivas en Área Exploratoria las Piedritas/Caño Colorado, Maturín Estado Monagas. **AAPG**, Bulletin 80. p. 1300-1307.

MacQuhae de M. ; Bauduhin de S. y Paredes de I: (1991) Evaluación Geológica de los Núcleos del Pozo Ful – 14, Norte de Monagas. Informe Técnico # INT-EPCT-000011, 91 PDVSA Intevep, Los Teques 91. p.

Miall, A.D. (1996) **The Geology of Fluvial Deposits**. Springer-Verlag, Berlin. 582 p.

Miall, A. D. (1997) **The Geology of Stratigraphic sequences**. Springer-Verlag, Berlin. 433 p.

Mitchum R. M. (1977) Seismic stratigraphic and Global Change of Sea Level. Part II: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Eds.) *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*, vol 26 **AAPG**. Memoir. p. 205-212.

Mount, J. (1985) Mixed Siliciclastic and carbonate Sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. **Sedimentology** V. 32. p. 435-442.

Mullier, J. ; Di Giacomo, E. and Van Erve, A. (1987) A Palynological Zonation for The Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America. **AAPG** V 19. p. 1-76.

Muñoz, N., Consultores CSC (1987) Estudio Sedimentológico de los Núcleos del Pozo Ful – 12. Reporte Técnico, Maturín, 41 .p.

Ostos, M. (1990) Evolución Tectónica Sur-Central del Caribe basado en Datos Geoquímicos: **GEOS**, V. 30, 294 p.

Parnaud, F. ; Truskowski I. Gou, Y. ; Gallando, O. ; Pascual, J. ; Roure, F. ; Di Croce, J. y Passalacqua, H. (1991) Modelo Geológico Integrado del Transecto Chacopata-Uverito (Cuenca Oriental de Venezuela). Reporte técnico # INT-02337, 91. Los Teques. p. 186.

Parnaud, F.; Gou, Y.; Pascual, J-C.; Truskowski, I.; Gallando, O.; Passalacqua, H. and Roure, F. (1995) Petroleum Geology of the central part of the Eastern Venezuela basin, in A.J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, (Eds.) Petroleum basins of South America: **AAPG Memoir** 62. p. 741-756.

Petijohn, F. ; Potter, P. and Siever, R. (1972) **Sand and Sandstone**, Springer-Verlag, New York, 618 p.

Pindell, J. ; Cande, S. ; Pinman W. ; Rowley, D. ; Dewey, J. ; Labrecqu, J. and Haxby W. (1988) A Plate-kinematic Framenwork for Model of Caribbean Evolution. **Tectonophysics**, 155. p. 121- 135.

Posamentier, H.W and Allen G. P. (1999) Siliciclastic Sequence stratigraphy: Concepts and application. **SEPM Concepts in Sedimentology and Palentology** no. 7. p. 210.

Rosales, H. (1972) La Falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela. **IV Congreso Geológico de Venezuela**, Tomo II Caracas 4. p. 2322-2336.

Roure, F.; Carnevali, J. O. Gou, Y. and Subieta, T. (1994) Geometry and Kinematics of North Monagas Thrust Belt (Venezuela): **Marine and Petroleum Geology**, V. 11. p. 34-361.

Sandoval, M. E. (2000) **Diagénesis de Areniscas**. C.D.C.H. 414 p.

Selley, R. C. (1985) **Ancient Sedimentary Environments**. 3rd edition. Chapman and Hall, London, 317 p.

Sissingh, W. W. (1977) Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton. **Geology Mijnbouw**, V 56. p. 37-65.

Socas, M. (1990) Estudio Sedimentológico de la Formación Naricual, Sector Minas de Naricual, Estado Anzoátegui. Tesis de Pregrado, Universidad Central de Venezuela, p. 287.

Stephan, J. F. (1997) Una Interpretación de los Complejos Bloques Asociados a los Flysch Paleoceno-Eoceno de la Cadena Caribe Venezolana: El Emplazamiento Submarino de la Napa de Lara, in GUA Sticing, (Eds.) **Proceedings of the Eighth Caribbean Geological Conference**: Amsterdam, University of Amsterdam. p. 197-198.

Subieta, T. ; Carnevali, J. O. and Hunter, V. (1985) Evaluación Tectonoestratigráfica de la Serranía del Interior y la Subcuenca de Maturín, in A. Bellizzia, A. L. Escoffery, and I.Bass, (Eds.), III Simposio Bolivariano: Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, Venezuela V.2 p. 549-578.

Summa, L. ; Goodman, E. ; Richardson, M. ; Norton I. and Green A. (2003) Hydrocarbon Systems of Northeastern Venezuela: Plate through molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela basin. **Marine and Petroleum Geology**, V. 20. p. 323-349

Uroza, C. ; Alle, G. and Lang, S. (1999) Depositional Environment and Reservoir architecture in Oligocene of Northern Monagas, Maturín Sub- basin, Venezuela. Msc thesis, Queensland University of Technology, Brisbane, Australia.

Uroza, C.; Arostegui, G.; Machillanda, C.; Rondón, L.; Solorzano, E.; Lopenza, A.; Solano, N.; Maguregui, J.; Mesones, A.; Colmenares, O.; Carillo M.; Ooropeza, H.; Gómez, R. (2002) Modelo Sedimentológico Integrado. Intervalo Naricual Superior. Campo El Furrial, Norte de Monagas, Venezuela. PDVSA.

Villegas, L. (1993) Geología Regional en la Cuenca Oriental, Caracas, VI **Congreso Geológico Venezolano**. p. 3644-3670.

Watson, P. and Noon, S. (2001) Sedimentological and Biostratigraphical Analysis of Core From Well Ful – 86, Furrial Field Venezuela. Informe Técnico, PDVSA Intevep.

Wentworth, C. K. (1922) A scale of Grade and Class Terms for Clastic **Sediments. Journal Geology** V. 30. p. 377-392.

Zapata, E. ; Rey, O. ; Padrón, V. y Machada, A. (2001) Carbonatos de Mezcla en la Formación La Vela (Mioceno Tardío – Plioceno). Venezuela Occidental. **Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V.** Vol. 16, N° 1. p 73-84.