

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA DEL SINCLINAL DE MORICHITO,  
AL NORTE DEL ESTADO MONAGAS,  
VENEZUELA ORIENTAL**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela para  
optar al título de Ingeniero Geofísico  
Por el Br. Sandia Rojas, Juan José

Caracas, marzo 2004

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **INTERPRETACIÓN SÍSMICA DEL SINCLINAL DE MORICHITO, AL NORTE DEL ESTADO MONAGAS, VENEZUELA ORIENTAL**

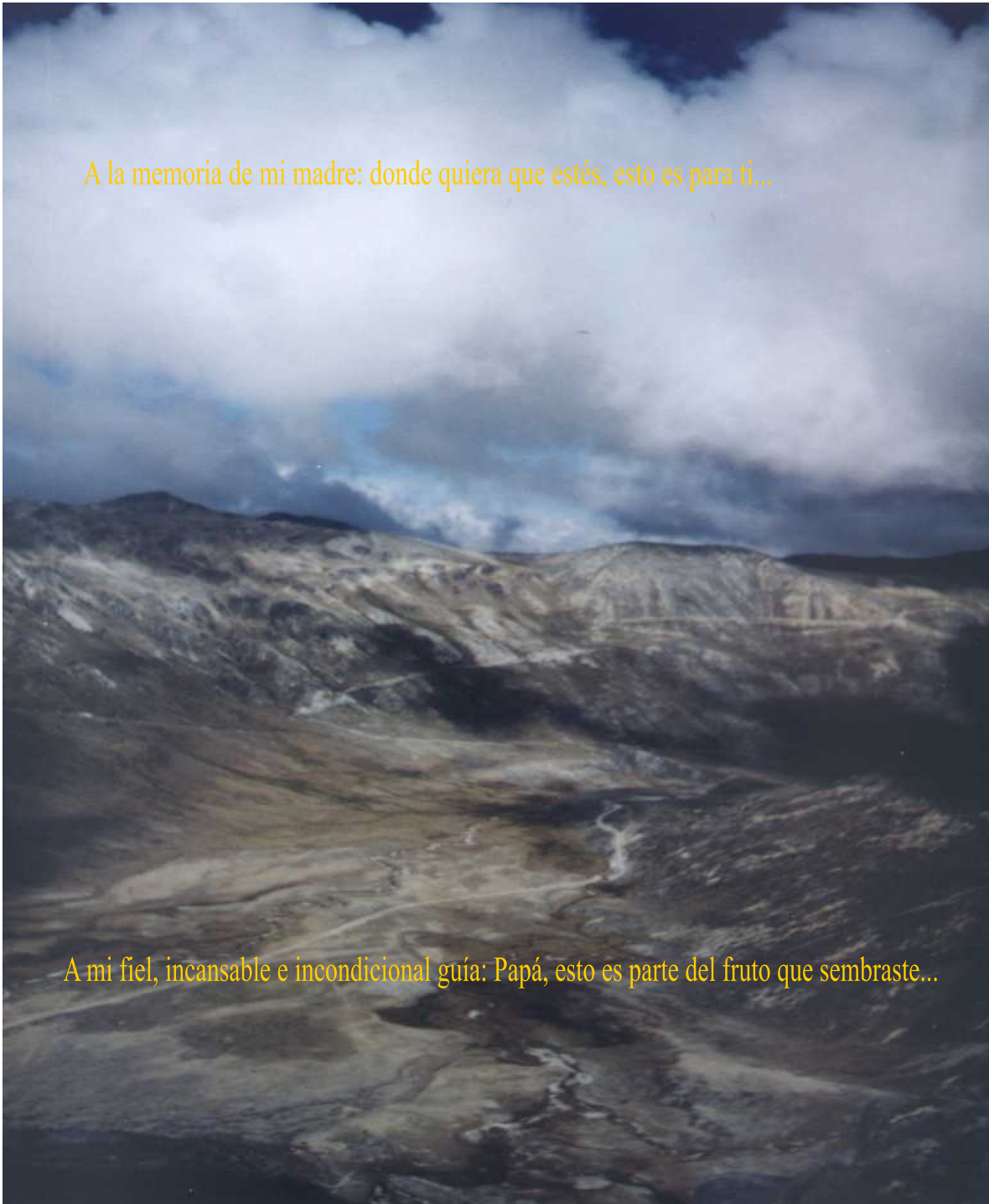
Tutor académico: Prof. José Luis Perdomo

Tutor Industrial: Ing. Sabine Delahaye

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela para  
optar al título de Ingeniero Geofísico  
Por el Br. Sandia Rojas, Juan José

Caracas, marzo 2004

## DEDICATORIA



## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a “*La Casa que Vence las Sombras*”, la Universidad Central de Venezuela, por permitirme adquirir los conocimientos que me llevaron a tan importante logro. A mi Tutor Académico, Prof. José Luis Perdomo, por su valioso aporte y constante apoyo durante el desarrollo de este trabajo. A la Profesora Inírida Rodríguez por su valorado aprecio y su ayuda incondicional.

A mi padre, Ramón Sandia, quien con mucho esfuerzo y amor me guió por la senda correcta. Viejo, fue difícil pero aquí estamos. Este logro y los que vengan son todos tuyos. Gracias Papá!!!

A quien ha sido mi bastón durante los últimos años y que, sin pedir nada a cambio, me ha entregado todo su amor, afecto, comprensión, dedicación y apoyo: FLAQUITA, para ti un agradecimiento infinito... sin ti el camino hubiese sido muy oscuro, te amo!!!

A mis hermanos, Angie y Ramón, quienes en todo momento me brindaron su incondicional apoyo. A mi “gordita” Nicole por agregarle un toque de alegría a mis días... ¡Que Dios te bendiga!

A mis primos Siechung y Argenis por cada uno de los momentos que compartimos durante el desarrollo de nuestras carreras. Al también primo y padrino “Joseito” Rojas, por darme ese voto de confianza y el empujón inicial... Muchas gracias a mis ahora colegas!!!

Al personal de Total Oil & Gas Venezuela (María Olga, Sabine, Mark, Elizabeth, Freddy, Arturo, Fabiana, Engelbert, Yoandri, Eric, Leidy Gómez, Belkis, Fernando y Frank), por su amistad y desinteresado apoyo.

Al equipo de Geoquest-Schlumberger, en específico a Lya Ramos, Alejandro Zabala y Gustavo Montenegro, por “sacarme las patas del barro” en todo momento.

A la Familia Jiménez Ramos: Yudith, Carlos, Carla, Indira y Fabiola, por tantos años de cariño y apoyo. A la Familia Murillo Hernández: Arminda, Willkaris y Wendy por su constante apoyo y aprecio. A la Familia Jiménez Hernández (Rosaura, Plinio, Olinip y Nachy) por permitirme ingresar en su núcleo y aceptarme como uno más de ustedes. Igualmente, a la Familia Durán Caffroni (Sra. Bettina, Sr. Jesús, Bettinita, Jesús, José y Mayela) por todo su cariño y aprecio.

A mis panas y “hermanos” Oly y José Miguel con quienes tuve el agrado de compartir innumerables y excelentes momentos durante toda la carrera.

A mis amigos de la Escuela: Josmat, Roberto Falcón, Rómulo, Martha, Omar, Lizcar, Carlos Espinoza, el negro Ernesto, Any Lara, Richard, Rosmary, Janckarlos, Carla, Chistopher, Alex, Saba, Antonio, Pablo, Héctor Rojas, El Mou (Erasmus) y Javier Díaz, quienes me enseñaron el valor de la amistad por encima de cualquier diferencia o adversidad .

A mis no menos apreciados panas Olymar, Alvis, Leo Velásquez, Lorenzo, Liz, Nicolás, Gabriela, Atiria, José Francisco, Nanvir, Arihanna, José Ignacio, Alexander Díaz, Marianne, Jhoszeft, Maxlyn, Rafael, Laura, Engelberth, Luis Moros, Any, José Antonio, Elia, Pedro Camacho, Roberto Álvarez, José Luis López, Daniela, Román, Ricardo y Sancho, con los que compartí muy buenos ratos tanto dentro como fuera de la Universidad.

A todas aquellas personas que de una u otra manera estuvieron conmigo a lo largo de esta bella etapa de mi vida, y que en este momento se me “escapan”. Mis disculpas para con ustedes...

**A TODOS, MUCHÍSIMAS GRACIAS!!!**

**Sandia R., Juan J.**

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA DEL SINCLINAL DE  
MORICHITO, AL NORTE DEL ESTADO MONAGAS,  
VENEZUELA ORIENTAL**

**Tutor Académico: Prof. José Luis Perdomo. Tutor Industrial: Ing. Sabine Delahaye. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2004, p. 115.**

**Palabras Claves:** Alto de Pirital, Formación Morichito, Evolución Tectono-Estratigráfica, Secuencia Estratigráfica.

**Resumen.** Se propone un modelo de evolución tectono-sedimentaria del Sinclinal de Morichito, ubicado al norte del Bloque Jusepín, partiendo de la interpretación de sísmicas 2D y 3D junto con datos de pozos.

El objetivo principal de este trabajo es datar cada una de las secuencias estratigráficas y deformaciones que comprenden la parte somera del norte del Alto de Pirital y, de esa manera, poder realizar la reconstrucción de los diferentes eventos geológicos que participaron en la actual configuración estructural y estratigráfica de esta zona. Para cumplir con los objetivos planteados, fue necesario realizar la interpretación de horizontes sísmicos en las estaciones de trabajo, en ambiente Unix y bajo la plataforma Geoframe-Charisma y otras aplicaciones. De igual manera, fue necesario realizar el balanceo de una sección geológica, correspondiente a uno de los transectos sísmicos analizados (Transecto 1) con la finalidad de reconstruir las diferentes etapas de deformación ocurridas en la región.

De la interpretación sísmica realizada, se obtuvieron mapas estructurales en tiempo y profundidad para la base de las formaciones Las Piedras y Morichito, un mapa isópaco de la Formación Morichito y el análisis de dos transectos sísmicos que fueron seleccionados por ser los más representativos de sus respectivas zonas. Se construyó un mapa de subafloramiento de la Formación Morichito partiendo de información de topes formacionales para diferentes pozos y, finalmente, se obtuvo el modelo de evolución para los depósitos de la Formación Morichito, sus equivalentes y subsecuentes formaciones.

El análisis de los resultados permitió definir dos secuencias diferentes de depósitos para la Formación Morichito: una secuencia inferior que representa la parte continental y proximal de los depósitos que conforman el Miembro Chapapotal de la Formación Carapita; y la secuencia superior ubicada igualmente al norte del Alto de Pirital, de carácter sinsedimentario, equivalente en tiempo a los depósitos de la Formación La Pica, al sur del alto.

En definitiva se plantean cinco eventos tectono-estratigráficos que describen, de manera general, la evolución de los sedimentos que conforman las diferentes formaciones depositadas entre el Mioceno Inferior y el Plio-Pleistoceno.

## ÍNDICE GENERAL

<b>DEDICATORIA .....</b>	<b>iii</b>
<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>iv</b>
<b>RESUMEN.....</b>	<b>vi</b>
<b>ÍNDICE GENERAL .....</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE ILUSTRACIONES .....</b>	<b>xi</b>
<b>LISTA DE TABLAS .....</b>	<b>xiii</b>
<b>CAPÍTULO I</b>	
<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2.- OBJETIVOS .....</b>	<b>2</b>
<b>1.2.1.- Objetivo General.....</b>	<b>2</b>
<b>1.2.2.- Objetivos Específicos .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3.- ÁREA DE ESTUDIO .....</b>	<b>3</b>
<b>1.4.- REVISIÓN Y RESUMEN DE TRABAJOS PREVIOS .....</b>	<b>4</b>
<b>1.5.- METODOLOGÍA.....</b>	<b>7</b>
<b>1.5.1.- Recopilación de Información .....</b>	<b>7</b>
<b>1.5.2.- Datos.....</b>	<b>8</b>
<b>1.5.3.- Correlación de Superficies Interpretadas .....</b>	<b>11</b>
<b>1.5.4.- Conversión Tiempo-Profundidad.....</b>	<b>14</b>
<b>1.5.5.- Construcción de Cortes Geológicos.....</b>	<b>14</b>
<b>1.5.6.- Construcción de la Sección Balanceada.....</b>	<b>15</b>
<b>1.5.7.- Construcción del Mapa de Subafloramiento.....</b>	<b>16</b>

1.5.8.- Mapas Isópacos y Estructurales .....	16
<b>CAPÍTULO II</b>	
<b>MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL .....</b>	<b>17</b>
<b>2.1.- LA SUBCUENCA DE MATURÍN .....</b>	<b>17</b>
2.1.1.- Geología Regional .....	18
2.1.2.- Historia Geológico-Sedimentaria de la Subcuenca de Maturín .....	27
2.1.3.- Evolución Tectónica de la Subcuenca de Maturín.....	33
<b>2.2.- LA SERRANÍA DEL INTERIOR .....</b>	<b>35</b>
<b>2.3.- EL CORRIMIENTO DE PIRITAL .....</b>	<b>38</b>
<b>2.4.- LA FORMACIÓN MORICHITO.....</b>	<b>40</b>
<b>CAPÍTULO III</b>	
<b>CONSIDERACIONES TEÓRICAS .....</b>	<b>46</b>
<b>3.1.- SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS .....</b>	<b>46</b>
3.1.1.- Secuencias Tipo 1 .....	47
3.1.2.- Secuencias Tipo 2.....	48
3.1.3.- Sistemas Sedimentarios o “Systems tracks”.....	49
<b>3.2.- RELACIONES GEOMÉTRICAS Y DISCONTINUIDADES.....</b>	<b>58</b>
3.2.1.- Discontinuidades .....	58
<b>3.3.- AMBIENTES SEDIMENTARIOS .....</b>	<b>63</b>
3.3.1.- Ambientes Continentales.....	63
3.3.2.- Ambientes de Transición.....	66
3.3.3.- Ambientes Marinos.....	69
<b>CAPÍTULO IV</b>	
<b>RESULTADOS Y ANÁLISIS.....</b>	<b>71</b>
<b>4.1.- INTERPRETACIÓN SÍSMICA.....</b>	<b>71</b>
<b>4.2.- MAPAS ESTRUCTURALES DE HORIZONTES INTERPRETADOS ...</b>	<b>73</b>
4.2.1.- Mapas Estructurales Base Formación Las Piedras .....	73

4.2.2.- Mapas Estructurales Base Formación Morichito .....	76
4.3.- CONVERSIÓN TIEMPO-PROFUNDIDAD .....	79
4.4.- MAPA ISÓPACO DE LA FORMACIÓN MORICHITO .....	83
4.5.- MAPA DE SUBAFLORAMIENTO DE LA FM. MORICHITO .....	86
4.6.- ANÁLISIS DE LOS TRANSECTOS UTILIZADOS.....	88
4.6.1.- Transecto 1 .....	88
4.6.2.- Transecto 2 .....	94
4.7.- EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DEL SINCLINAL DE MORICHITO .....	99
CONCLUSIONES.....	106
RECOMENDACIONES.....	109
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	110
ANEXOS .....	115

## LISTA DE ILUSTRACIONES

Fig.	Pág.
1.- Mapa de ubicación de la zona de estudio .....	3
2.- Mapa de ubicación de pozos y transectos sísmicos utilizados .....	13
3.- Ubicación y división de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	17
4.- Columna estratigráfica generalizada del Campo Jusepín .....	25
5.- Diagrama Crono-Estratigráfico, Subcuenca De Maturín .....	26
6.- Paleoambientes Barremiense-Aptiense.....	27
7.- Paleoambientes Aptiense-Albiense.....	28
8.- Paleoambientes Coniaciense-Campaniense.....	28
9.- Paleoambientes Maastrichtense .....	29
10.- Probable línea de costa, Eoceno Superior.....	30
11.- Paleoambientes Oligoceno Medio .....	31
12.- Paleoambientes Mioceno Superior .....	32
13.- Paleoambientes Plioceno .....	32
14.- Mapa estructural mostrando los principales rasgos estructurales de la Serranía del Interior, Norte de Monagas. ....	37
15.- Secuencia tipo 1.....	47
16.- Secuencia tipo 2.....	48
17.- Componentes de un Sistema de Bajo Nivel.....	50
18.- Cuña de progradación de bajo nivel .....	51
19.- Abanico submarino de fondo de cuenca.....	51
20.- Abanico submarino de talud .....	52
21.- Sistema transgresivo .....	52
22.- Sistema de alto nivel.....	53
23.- Sistema de borde de cuenca.....	55
24.- Sección condensada.....	56
25.- Sistema de medio nivel.....	57
26.- Sistema regresivo.....	57

27.- Sistema sedimentario mostrando las diferentes relaciones geométricas que lo componen.....	62
28.- Depósitos de canal .....	64
29.- Abanico aluvial .....	65
30.- Delta en un lago .....	66
31.- Gráfico resumen de los diferentes ambientes sedimentarios.....	70
32.- Mapa Estructural Base Formación Las Piedras, en tiempo doble .....	74
33.- Mapa Estructural Base Formación Las Piedras, en profundidad.....	75
34.- Mapa Estructural Base Formación Morichito, en tiempo doble.....	77
35.- Mapa Estructural Base Formación Morichito, en profundidad .....	78
36.- Tabla T-Z para el Pozo “A” .....	80
37.- Mapa Isópaco de la Formación Morichito, en tiempo .....	84
38.- Mapa Isópaco de la Formación Morichito, en profundidad.....	85
39.- Mapa de Subafloramiento de la Formación Morichito.....	87
40.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 1, sin interpretar.....	90
41.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 1, interpretada.....	91
42.- Sección geológica en profundidad correspondiente al “transecto 2”. .....	95
43.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 2, sin interpretar.....	97
44.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 2, interpretado.....	98
45.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO INFERIOR. ....	100
46.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO MEDIO.....	101
47.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO MEDIO TARDÍO – MIOCENO SUPERIOR TEMPRANO.....	103
48.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO SUPERIOR TARDÍO. ....	104
49.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. PLIOCENO - RECIENTE. ....	105

**LISTA DE TABLAS**

Tabla #	Pág.
1.- Parámetros de adquisición sísmica 2D utilizada.....	9
2.- Análisis estadístico de velocidades interválicas .....	81
3.- Velocidades obtenidas a partir de datos de pozos.....	82
4.- Velocidades utilizadas en la conversión tiempo-profundidad .....	83

# **CAPÍTULO I**

## **INTRODUCCIÓN**

### **1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

Al norte del Bloque Jusepín, en el Estado Monagas, se desarrollan dos rellenos sedimentarios sin-orogénicos de edades Mioceno a Plioceno, que han sido denominados como Formación La Pica en el Campo Jusepín y Formación Morichito al norte de dicho campo. Estas estructuras han sido tradicionalmente interpretadas como cuencas transportadas (piggy-back), a consecuencia de la colisión de las placas Caribe y Sudamérica. Sin embargo, la observación de algunas características sísmicas hace poner en duda dicha aseveración.

Para comprender mejor la complejidad estructural de la región, es necesario establecer la cronología de las deformaciones y su relación con la aparición de las estructuras antes mencionadas.

## 1.2.- OBJETIVOS

### 1.2.1.- Objetivo General

El trabajo realizado estuvo enfocado principalmente en la identificación de los elementos estratigráficos principales (topes formacionales, hiatus sedimentarios y demás relaciones geométricas) que permitieran datar cada secuencia estratigráfica interpretada y, de esa manera, poder definir la historia tectono-sedimentaria del llamado “Piggy-back” de Morichito.

Para cumplir con este objetivo fue necesario recopilar, interpretar e integrar información obtenida a partir del análisis de Sísmica 2D, Sísmica 3D, registros e información complementaria de pozos. De igual manera, fue necesario evaluar los diferentes eventos tectono-estratigráficos ocurridos en la región que contribuyeron en la evolución de la pequeña cuenca.

### 1.2.2.- Objetivos Específicos

Se planteó la siguiente secuencia de objetivos específicos en la elaboración y desarrollo de la investigación:

- 1- Recopilación de información sísmica y de pozos en el área de estudio
- 2- Definición de tope y base de cada secuencia e intrasecuencias
- 3- Interpretación de límites de secuencias por relaciones geométricas
- 4- Construcción de mapas isópacos y estructurales al tope y base de cada secuencia
- 5- Construcción de cortes geológicos y balanceo del transecto más representativo de la zona
- 6- Datación de las deformaciones y de la sedimentación sinorogénica
- 7- Proposición de un modelo de evolución del Sinclinal de Morichito

### 1.3.- ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende parte del norte del Estado Monagas, en la Cuenca Oriental de Venezuela, y está limitada geológicamente por la Serranía del Interior al norte, por el Sinclinal de Jusepín al sur y al oeste por la Falla de Urica. El límite al este viene dado por el extremo este de la sísmica 3D (Merge Jusepín-Orocuál) disponible para dicho trabajo. Las coordenadas que limitan dicha región (Sistema UTM-20) son las siguientes:

Longitud: 407.000 – 475.000

Latitud: 1.067.000 – 1.106.000

El área aproximada es de 2650 Km<sup>2</sup>, y comprende los campos petroleros del norte de Monagas: Boquerón, El Furrial, Jusepín, Manresa, Mulata, Muri, Orocuál, Piritál, Santa Bárbara y Tacat (fig. 1).

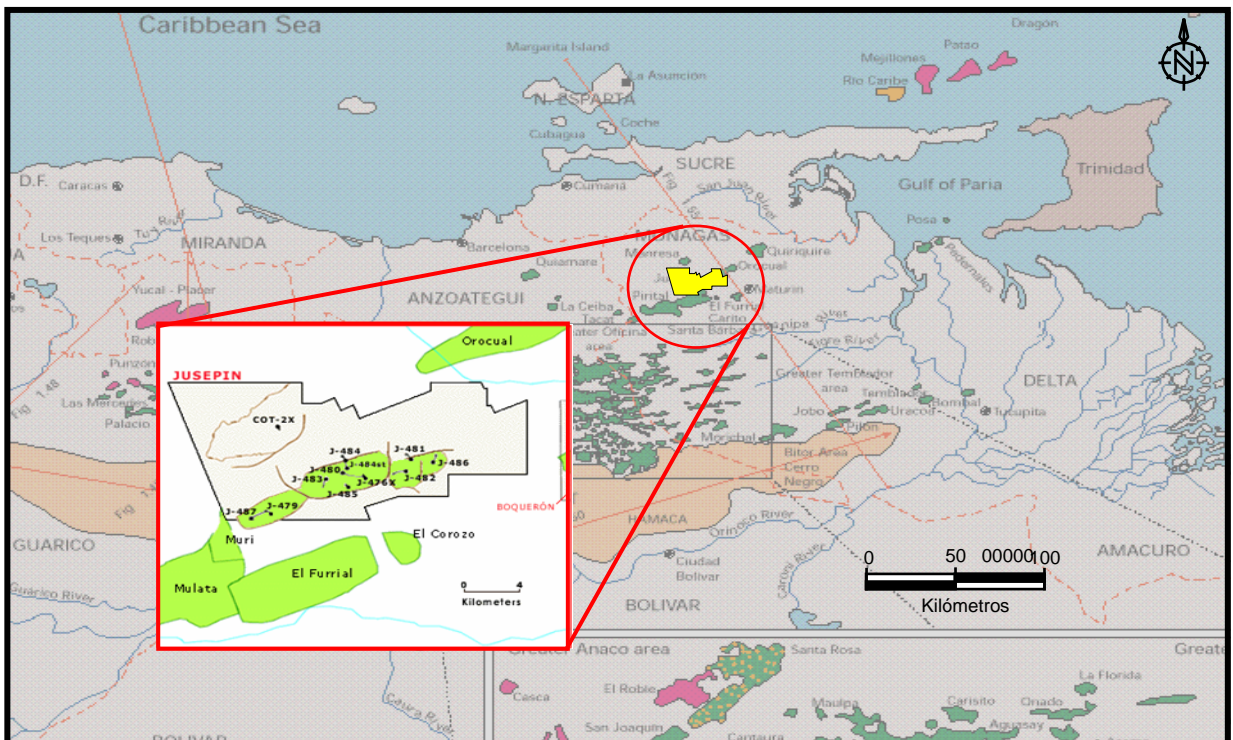


Fig. 1.- Mapa de ubicación de la zona de estudio. Modificado de WEC-Schlumberger 1997.

#### 1.4.- REVISIÓN Y RESUMEN DE TRABAJOS PREVIOS

En la región norte del Estado Monagas, específicamente la zona comprendida entre las poblaciones de Aragua de Maturín y Caicara de Maturín, Punta de Mata, El Furrial, Jusepín, La Toscana y Chaguaramal, se han llevado a cabo numerosos proyectos de investigación geológica y geofísica debido al gran potencial petrolero del subsuelo en la zona. Aunque la gran mayoría de estos trabajos consisten en reportes confidenciales de las diferentes compañías operarias que han participado en el negocio petrolero en el país, algunos de ellos han sido publicados en congresos y simposios de Geociencias. Entre las publicaciones más importantes se pueden mencionar las siguientes:

En 1963, *James Lamb* (Creole Petroleum Corporation) y *John De Sisto* (Mene Grande Oil Company), definieron la sección tipo de la Formación Morichito en el pozo Morichito-1, en el intervalo 2417'–3710' (737–1131 en metros). Realizaron una descripción detallada y bastante completa de la formación en cuanto a litología, distribución, espesores, contactos, ambiente de depósitos, edad e historia geológica.

Luego, *Carnevali* (1988) hizo una síntesis de la historia de la exploración de hidrocarburos en la Venezuela nororiental. Esbozó lo referente a adquisición sísmica, gravimétrica, geoquímica y perforación exploratoria desde los años 40 hasta el descubrimiento, en el año 1986, de los campos Orocuai y El Furrial. También realizó una descripción de la estratigrafía regional desde el Cretácico inferior hasta el Plio-Pleistoceno y evaluó tanto el potencial hidrocarburífero de la región como la perspectiva exploratoria futura.

*Subieta et al.* (1988) explicaron la evolución tectonoestratigráfica de la Serranía del Interior y de la Subcuenca de Maturín desde el Mesozoico temprano hasta el Plio-Pleistoceno. Realizaron, además, un análisis de los elementos tectono-

estructurales como pliegues, cabalgamientos, fallas rumbo-deslizantes y fallas normales tardías presentes en el frente de montaña.

Lilliu (1990) llevó a cabo una interpretación de la Subcuenca de Maturín, basándose principalmente en secciones sísmicas (2D) e información de pozos. Para ello utilizó una metodología empleada en la interpretación de otros cinturones plegados, como por ejemplo las Rocky Mountains (Canadá).

Chevalier y Álvarez (1991) elaboraron una síntesis de la evolución geodinámica del límite meridional de la Placa del Caribe durante el Terciario. Además, realizaron un análisis de los principales rasgos estructurales de una sección a través de la Serranía del Interior y del flanco norte de la Subcuenca de Maturín, del cual obtuvieron varias hipótesis sobre la evolución estructural del área.

Luz Marina Linares (1994) describió lito-estratigráficamente la Formación Morichito. Hizo una interpretación de la misma basándose en datos sísmicos mejorados en calidad e integrados con información de pozo. En ella explica la evolución estratigráfica del área norte de Monagas clasificándola en tres diferentes secuencias: Preorogénica (formaciones cretácicas hasta algunos miembros de la Formación Carapita), Sinorogénica (Formación Morichito y Miembros B/C y Chapapotal de la Fm. Carapita) y Postorogénica (desde Formación La Pica hasta la Formación Mesa). También realizó una breve interpretación de la evolución tectónica de la Cuenca Oriental al norte de Monagas.

Roure *et al.* (1994) realizaron un análisis del cinturón de corrimientos del norte de Monagas, que unido al análisis de la cronoestratigrafía y geometría interna de facies profundas y depósitos sintectónicos tipo “piggy-back”, le permitieron construir secciones balanceadas y establecer la cinemática de las estructuras.

Moscardelli (2000) realizó un estudio integrado de la sección terciaria del subsuelo del norte de Monagas. Para ello se basó en información de 3 pozos y 4 perfiles sísmicos. Adicionalmente, interpretó paleoambientes, paleoclimas y morfologías para reconstruir la evolución geológica del intervalo en estudio

Romero (2002) desarrolló un modelo geológico integrado del Alto de Pirital, integrando Sísmica 2D, información de pozos y modelado gravimétrico y magnético. Para ello utilizó nueve transectos sísmicos, interpretados bajo la metodología “Kink” la cual le permitió construir secciones geológicas balanceadas.

## **1.5.- METODOLOGÍA**

### **1.5.1.- Recopilación de Información**

Esta etapa consistió básicamente en buscar, clasificar y ordenar toda la información de sísmica, pozos y trabajos previos necesaria para la elaboración del trabajo.

Inicialmente, se realizó la búsqueda de bibliografía contentiva de investigaciones previas relacionadas en el área de trabajo: trabajos inéditos, presentaciones y publicaciones en congresos, seminarios, simposios, etc. Esta búsqueda fue constantemente incrementada a medida que se desarrollaba el trabajo y sirvió de base en el entendimiento de los diferentes procesos tectónicos y estratigráficos ocurridos en la región.

Luego, se realizó una revisión de los diferentes levantamientos sísmicos 2D existentes y la selección de los datos sísmicos a utilizar. Paralelamente, se revisó la disponibilidad de información de pozos existente en la base de datos local y se hizo un inventario preliminar de los pozos considerados como necesarios pero cuya información no estaba disponible. Partiendo de allí se realizó la búsqueda de información de los pozos del inventario en bases de datos externas, búsqueda que se extendió a la mayor parte del período de realización del trabajo.

Las especificaciones de los datos (sísmica y pozos) finalmente utilizados se exponen en el siguiente aparte.

### 1.5.2.- Datos

#### *Datos Sísmicos*

La región norte del Estado Monagas ha sido objeto de numerosas campañas de adquisición sísmica (tanto 3D como 2D) debido al elevado potencial de hidrocarburos que posee. La adquisición de sísmica 2D en la zona se remonta a la década de los 70 con levantamientos como el Santa Bárbara (1972), Punta Gorda (1974), el levantamiento Noroeste de Maturín (1978), entre otros. Luego, en los años 80 se llevaron a cabo numerosas campañas sísmicas, muchas de ellas como complemento de campañas previas: tal es el caso del levantamiento Norte de Monagas (1985) el cual fue propuesto por Lagoven para rellenar la parte norte del levantamiento Noroeste de Maturín. Durante los 90 se realizaron gran cantidad levantamientos 2D y 3D, cantidad que fue disminuyendo con el transcurrir de los años.

Para el desarrollo de este trabajo se contó con ocho (8) levantamientos de Sísmica 2D y un “merge” 3D realizado por PDVSA con las sísmicas Cotoperí 3D, Jusepín 3D y Orocual 3D.

Las características más importantes de los levantamientos sísmicos utilizados se listan a continuación:

Sísmica: Norte de Monagas MERGE 3D

Tipo: Migrada con post-procesos

Longitud de registro: 7 segundos

Intervalo de muestreo: 4 ms

Intervalo entre Inlines: 15 metros

Número de Inlines: 2960

Intervalo entre Crosslines: 15 metros

Número de Crosslines: 1920

Tabla 1.- Parámetros de adquisición sísmica 2D utilizada

Levantamiento	Nombre	Compañía Año	Número de Canales	Intervalo entre grupos (m)	Intervalo de Muestreo (ms)	Distancia entre disparos (m)	Tiempo Grabación (seg)	Fuente	Cantidad
LC-84-2D	LC-84-2D	Western Geophysical 1985	96	40	2	80	18	Vibroseis	4 Vibros
NM-84B-2D	Norte de monagas	Suelopetrol 1985	120	40	2	80	8	Dinamita	1 pozo
ET_86A	El Tejero	Exgeo 1986	96	50	2	100	8	Vibroseis	4 Vibros
MNO-86B-2D	Mapirito noroeste	Exgeo 1986	96	40	2	80	8	Vibroseis	4 Vibros
LC-87-2D	LC-84-2D	Suelopetrol 1987	96	40	2	80	8	Vibroseis	4 Vibros
ET_86_88_2D	El Tejero norte	Sismoven 1988	96	50	2	100	8	Dinamita	1 pozo
ORC-89B-01	Orocual	Sismoven 1989	96	50	2	100	8	Dinamita	1 pozo
JU-94-2D	Jusepín	Western Geophysical 1994	194	40	2	80	8	Dinamita	1 pozo

La calidad de estos datos sísmicos es muy irregular, lo que añadió cierta dificultad al proceso de interpretación. De manera general, las líneas pertenecientes a los levantamientos 2D pueden ser catalogadas de regular calidad, salvo algunas excepciones que poseen muy buena resolución. Por su parte, la calidad de la Sísmica 3D es muy buena, lo cual permitió realizar de manera sencilla la correlación de reflectores y fallas en ésta.

En base a lo anteriormente expuesto, se seleccionaron dos transectos sísmicos 2D (Transecto 1 y Transecto 2) con la intención de construir, a partir de ellos, cortes geológicos representativos del subsuelo de la zona (ver fig 2 para su ubicación). De éstos se seleccionó el Transecto 1 para la elaboración de una sección balanceada que permitiera evaluar la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca “piggy-back” de Morichito.

#### *Datos de Pozos*

La zona norte del Estado Monagas ha sido objeto de innumerables perforaciones desde la década de los 40 hasta nuestros días. Compañías como la Exxon, Creole, Lagoven y Corpoven -entre otras- fueron pioneras en la perforación de cientos de pozos en los campos orientales.

Los pozos utilizados en este trabajo datan en su mayoría de esa época, aspecto que limitó la obtención de información en cuanto a registros, tiros de verificación (check shots) e inclusive topes de formaciones, necesaria para realizar una interpretación con poca incertidumbre. Por tratarse de un trabajo regional, hubo la necesidad de buscar información de pozos ubicados fuera de los límites del Campo Jusepín, proceso difícil considerando la normal “confidencialidad” con la que son manejados este tipo de datos; sin embargo, fue posible conseguir parte de esa información.

En lo que concierne al Campo Jusepín, Total Oil & Gas de Venezuela (TOGV) posee buena información de alrededor de 400 pozos que penetraron la sección somera de Jusepín (perforados años atrás por PDVSA) y 13 pozos recientes que penetraron la parte profunda del Campo (perforados por TOGV). Lamentablemente, esa información no pudo ser aprovechada al máximo debido a diferentes factores: está limitada al interior del Campo Jusepín, las características geológico-estructurales y estratigráficas de la zona no permiten realizar -por ejemplo- una ley de velocidades representativa de la región, registros tomados a profundidades diferentes a las requeridas, entre otras.

En cuanto a las adyacencias del Campo Jusepín, fue posible obtener información de topes de formaciones en 40 pozos (base de datos Total-París), los cuales fueron utilizados en la elaboración del mapa de subafloramiento de la Formación Morichito que se muestra más adelante. Esos 40 pozos están distribuidos entre los campos Manresa, Orocuai, Pirital y Santa Bárbara (Fig. 2).

### **1.5.3.- Correlación de Superficies Interpretadas**

Las superficies a interpretar fueron seleccionadas de acuerdo a los requerimientos del trabajo: discordancia base de la Formación Morichito, Base Miembro B/C de la Formación Carapita, discordancia intra-Morichito y discordancia base Mesa-Las Piedras. Cada una de estas superficies fueron identificadas en la sísmica y posteriormente correlacionadas.

El software utilizado en la interpretación de horizontes y fallas fue la aplicación “Charisma” de la plataforma “Geoframe” versión 3.8.1, la cual corre bajo ambiente Unix en estaciones de trabajo. Otras aplicaciones de esta plataforma fueron utilizadas en la revisión, visualización y tratamiento de datos de pozos, generación de mapas, etc.

Debido al bajo interés comercial que para la industria petrolera representa la Formación Morichito, sumado a su ubicación al norte del Campo Jusepín donde la información de pozos existente en las bases de datos de “Total” es casi nula. Sin embargo, por tratarse de un estudio regional, con objetivos más enfocados hacia la comprensión de la geología que a la prospección petrolera la cual exige un alto grado de precisión, se procedió a interpretar cada uno de los límites de secuencias correlacionando las discordancias que los representan.

Este proceso se realizó en la sísmica utilizada, obteniéndose la interpretación de cada superficie en tiempo. Luego, estos resultados fueron transferidos a la aplicación “CPS-3”, donde se construyeron los mapas estructurales e isópacos de cada una de las superficies con su respectiva información estructural. (figuras 33, 35 y 38).

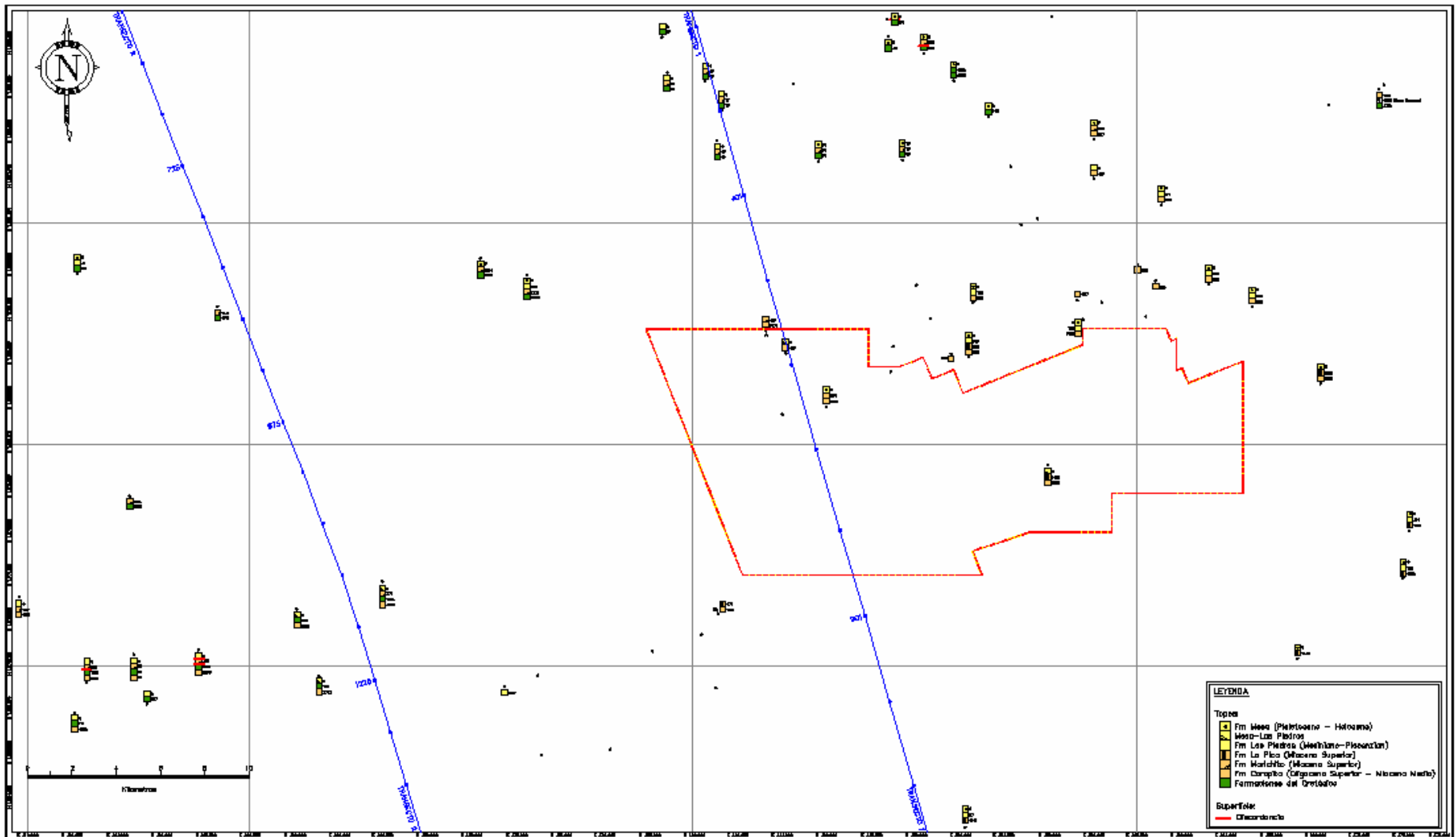


Fig. 2.- Mapa de ubicación de pozos y transectos sísmicos utilizados.

#### **1.5.4.- Conversión Tiempo-Profundidad**

Esta conversión tiene como objetivo convertir la sísmica interpretada en tiempo a su posición real (en profundidad) en el subsuelo. Para ello, normalmente se generan los llamados “campos o leyes de velocidades” de la zona interpretada utilizando las velocidades obtenidas en los “check shots” corridos en cada pozo o, en todo caso, las velocidades promedios calculadas a partir de las velocidades interválicas observadas en registros sísmicos.

Durante el desarrollo de este trabajo no se contó con información suficiente que permitiera realizar una estimación precisa del campo de velocidades en la zona, motivo por el cual se recurrió a estimaciones de velocidades para las formaciones involucradas extraídas de trabajos previos – Lilliu (1990) y Roure *et al.* (1994) – basadas en información de PDVSA (tablas 2 y 3). Más adelante, en el capítulo IV, se muestran las velocidades obtenidas por estos autores y las utilizadas en este trabajo (tabla 4).

#### **1.5.5.- Construcción de Cortes Geológicos**

Se realizó la construcción de dos cortes geológicos en la región, con la intención de facilitar la visualización de los procesos tectono-estructurales ocurridos en la región y las relaciones lito-estratigráficas contenidas en la cuenca “piggy-back” de la Formación Morichito y sus adyacencias.

El punto de partida en la construcción de los 2 cortes geológicos fue la selección de los transectos más representativos de la región, considerando aspectos como la calidad de la línea sísmica, su extensión, su ubicación respecto a las estructuras y posición en la cuenca. Luego de realizar una detallada revisión de las líneas 2D regionales, fueron seleccionados los llamados transectos 1 y 2, cuya ubicación respecto al Campo Jusepín se muestra en la figura 2.

Estos transectos, con sus respectivos horizontes y estructuras ya interpretados, fueron llevados a profundidad utilizando las velocidades promedios estimadas para la zona.

Finalmente, los cortes fueron dibujados con una relación de escalas vertical-horizontal 2:1 (exageración vertical x 2) para luego ser digitalizados.

#### **1.5.6.- Construcción de la Sección Balanceada**

El balanceo de secciones geológicas consiste en realizar, para un corte geológico previamente elaborado, la reconstrucción del modelo de evolución geológica de la zona en estudio para diferentes etapas tectono-sedimentarias.

Básicamente, la realización del balanceo de secciones se basa en la eliminación de todos aquellos eventos tectónicos y estratigráficos ocurridos después del momento cronológico que se desea evaluar.

Existen diferentes procesos y metodologías, algunos manuales y otros computarizados, que permiten desarrollar el balanceo adecuado de secciones geológicas. En los métodos manuales, se deben evaluar las diferentes geometrías asociadas a los patrones de deformación y se deben mantener espesores constantes para cada formación. Los métodos computarizados se basan en los mismos principios pero no toman en consideración situaciones específicas (por ejemplo, ocurrencias de hiatus o erosiones) que pudiesen afectar el balanceo.

De los dos cortes geológicos contruidos en este trabajo, sólo el Transecto 1 fue balanceado, debido a que se encuentra mejor ubicado respecto a la cuenca, el corrimiento de Pirital y las posiciones en subsuelo de las formaciones Morichito, Carapita superior, La Pica, y Mesa-Las Piedras. De este transecto, fueron evaluadas cuatro diferentes edades, explicación que se detalla en el capítulo IV.

### **1.5.7.- Construcción del Mapa de Subafloramiento**

El mapa de subafloramiento consiste en cartografiar y limitar cada una de las formaciones estratigráficas que se encuentran por debajo de una formación. En este trabajo, se realizó el Mapa de Subafloramiento de la Formación Morichito (ver fig. 39), en el que se muestra la disposición de las formaciones que la infrayacen (Carapita, Naricual y diferentes unidades del Cretácico).

Para la elaboración de este mapa se utilizó la información de topes formacionales correspondientes a 40 pozos que están distribuidos entre los campos Jusepín, Manresa, Orocual, Pirital y Santa Bárbara. Como los pozos están bastante dispersos en una región un tanto amplia, fue necesario apoyarse en la sismica para ubicar con mayor precisión los contactos entre las formaciones infrayacentes a Morichito.

### **1.5.8.- Mapas Isópacos y Estructurales**

Estos mapas se realizaron a partir de la interpretación de los horizontes realizada en Geoframe-Charisma. Una vez obtenidos los mapas en tiempo, se realizó la conversión tiempo-profundidad utilizando la aplicación Geoframe-InDepth, generándose así los mapas en profundidad. Luego, esos mapas fueron llevados a la aplicación Geoframe-CPS3 donde se le agregaron los detalles gráficos (escala, coordenadas, etc) necesarios para su presentación.

De acuerdo a los objetivos de este estudio, sólo se realizaron mapas isópacos y estructurales en el tope y la base de la Formación Morichito.

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

#### 2.1.- LA SUBCUENCA DE MATURÍN

La Cuenca Oriental de Venezuela es considerada la segunda provincia petrolífera del país y de Suramérica debido al alto contenido de hidrocarburo que contiene (alrededor de 35 MMM Bbls). Consiste en una cuenca elongada y asimétrica de aproximadamente 200.000 km<sup>2</sup> de área, limitada al norte por la Serranía del Interior, al sur por el Río Orinoco, al oeste por el lineamiento de El Baúl y al este por la Plataforma Deltana (Río Orinoco). La Cuenca Oriental fue operacionalmente dividida en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico al oeste y la Subcuenca de Maturín al este, separadas hacia el norte por el sistema de fallas de Urica y al sur por el complejo estructural asociado al sistema de fallas de Anaco (Di Croce, 1995).

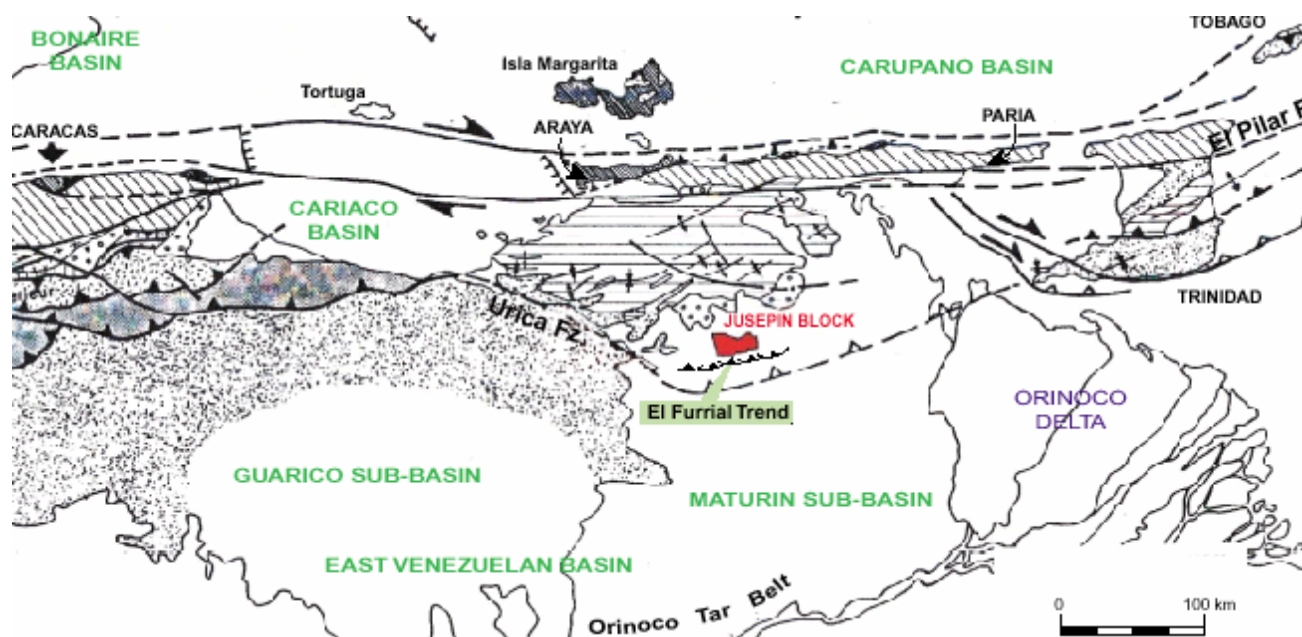


Fig. 3.-Ubicación y división de la Cuenca Oriental de Venezuela.  
Tomado de Nely y Rives (2001).

La Subcuenca de Maturín se extiende desde la Serranía del Interior al norte hasta el Río Orinoco, que marca el inicio de los afloramientos ígneos del Escudo de Guayana. Con un rumbo N 50° E, esta cuenca es el resultado de una combinación entre la colisión oblicua entre las placas Caribe-Suramérica y el emplazamiento de unidades alóctonas que forzó la flexura de la litosfera entre el Cratón de Guayana y la Falla de El Pilar (Roure *et al.*, 1994). Otra hipótesis de los procesos que originaron la Subcuenca de Maturín fue la sobrecarga de cabalgamientos sobre el Escudo de Guayana que dio como resultado una diferencia en la compensación isostática, produciendo el arqueamiento hacia el norte de la superficie de la placa Suramérica (Subieta *et al.*, 1988).

La región norte de la Subcuenca de Maturín, también llamada bloque cortical oriental, ha recibido sedimentos desde el Cretácico Inferior hasta el Reciente. Posee un espesor variable, con un máximo de 10.000 metros de sedimentos en el frente de montaña. Esta sucesión estratigráfica, también afectada por tectonismo compresivo y movimientos transcurrentes, está constituida por las formaciones: Mesa – Las Piedras, Morichito, La Pica, Carapita, Naricual, Areo, Los Jabillos, Caratas, Vidoño, San Juan, San Antonio, Querecual, Chimana, El Cantil y Barranquín.

#### 2.1.1.- **Geología Regional**

##### *Formación Barranquín (Barremiense – Aptiense Inferior):*

Consiste en una intercalación de areniscas cuarcíticas con lutitas y calizas. Aflora en la Serranía del Interior, la Serranía de Guariquén y el Cerro La Pica al noreste, y en el Archipiélago Guaiquerí-Manare al noroeste. En su área tipo posee un espesor de aproximadamente 1500 metros. No se conocen su base ni su contacto inferior, mientras el superior es transicional por interdigitación vertical y lateral con la Formación El Cantil.

*Formación El Cantil (Aptiense - Cenomaniense):*

Está constituida mayormente por calizas fosilíferas separadas por grandes cantidades de areniscas, lutitas y calizas finamente estratificadas. Los espesores de esta formación varían entre 300 y 866 metros, y constituyen parte de los sedimentos que conforman la Serranía del Interior. Su contacto inferior con la Formación Barranquín es concordante y transicional, características también presentes en el contacto superior con la Formación Chimana. El ambiente de depósitos fue de plataforma interna en el flanco sur del Anticlinal de Punceres, el Sinclinal de Velásquez y Cerro Los Encantados; en Caripe, Edo. Monagas, el ambiente fue de plataforma externa subsidente y en la carretera Santa Rosa – Río Patacual le es asignado un ambiente de tipo marino (L.E.V. 1997).

*Formación Chimana (Albiense):*

Está compuesta principalmente por areniscas, calizas y lutitas. Ha sido reconocida en la Serranía del Interior y las islas vecinas a Puerto La Cruz. Su contacto inferior con la Formación El Cantil es concordante y transicional, mientras que en el superior (Fm. Querecual) la transición es corta, e inclusive algunos autores han sugerido un hiato o exposición subaérea antes de los depósitos de Querecual en determinados focos de la Serranía. Esta formación se depositó en un régimen transgresivo en un ambiente profundo.

*Formación Querecual (Cenomaniense - Turoniense):*

Está compuesta por calizas arcillosas de estratificación delgada y lutitas calcáreas. Aflora en toda la Serranía del Interior y en el Archipiélago Guaiquerí. En subsuelo se ha encontrado al norte de Anaco, en Guanoco y al piedemonte de la Cordillera de la Costa (González de Juana *et al.*, 1980). En su sección tipo posee un espesor de 700 metros el cual es muy variable en toda su extensión. Sus contactos

tanto inferior como superior son del tipo concordante con las formaciones Chimana y San Antonio respectivamente. El ambiente relacionado a esta formación es de tipo marino-oceánico euxínico y profundo (L.E.V.1997).

*Formación San Antonio (Campaniense - Maastrichtiense):*

Consiste en calizas y lutitas negras acompañadas de areniscas duras y chert. Se extiende a todo lo largo de la parte septentrional de los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas. Está en contacto transicional tanto con la infrayacente Formación Querecual como con la suprayacente Formación San Juan. Su espesor es de unos 400 m en el sur, adelgazándose hacia el norte (L.E.V. 1997).

*Formación San Juan (Maastrichtiense):*

Consiste en una intercalación de areniscas localmente calcáreas y lutitas negras. Se encuentra en contacto inferior concordante con la Formación San Antonio y en contacto superior gradacional con la Formación Vidoño. Se extiende desde los alrededores de El Rincón – San Diego (norte) hasta el Río Guayuta al sureste y hasta las cercanías de Guanoco al sur. Se especifica un ambiente marino fluvial o marino somero regresivo, con ambientes litorales costeros (González de Juana *et al.*, 1980). Su espesor es muy variable, en el sureste (Río Orégano) alcanza los 350 m, cifra que aumenta en esa dirección. Su espesor disminuye en dirección norte.

*Formación Vidoño (Maastrichtiense Superior - Eoceno Inferior):*

Está principalmente compuesta por lutitas negras piríticas, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas duras. Posee un espesor que varía entre 170 m y 330m. Está en contacto concordante y transicional con las formaciones San Juan (inferior) y Caratas (superior). Aflora a lo largo de la Serranía del Interior (Monagas-Anzoátegui) y en subsuelo se conoce en el área de Anaco extendiéndose hacia el sur.

Se le adjudica un ambiente de depósitos marino profundo, de batial a abisal (Vivas y Macsotay, 1995).

*Formación Caratas (Eoceno Inferior - Superior):*

Se caracteriza por intercalaciones de limolitas y areniscas que pueden ser muy glauconíticas, dolomíticas o calcáreas, haciéndose más lutíticas hacia el norte y más arenosa hacia el sur. En su parte superior está compuesta por calizas bioclásticas llamadas Miembro Tinajitas. Posee un carácter netamente regresivo y representa un ambiente marino de aguas someras. En su sección tipo tiene un espesor entre 315 y 335 metros el cual disminuye hacia los campos La Ceiba y Santa Rosa. Aflora en el piedemonte de la Serranía del Interior desde Cerro Punceres hasta Barcelona (Bellizzia *et al.*, 1976). Su base es concordante con la Formación Vidoño y en su tope es concordante en la región de Barcelona pero discordante con la Formación Los Jabillos.

*Formación Los Jabillos (Oligoceno Inferior):*

Conformada por areniscas de capas gruesas, con guijas y guijarros de cuarzo gris, de alta dureza. Su espesor en la sección tipo está entre 122 y 228 metros (L.E.V. 1997) y se adelgaza hacia el norte. El ambiente de los depósitos es marino litoral con influencia fluvial y ella representa la secuencia basal del Terciario Superior (González de Juana *et al.*, 1980). El contacto inferior es discordante sobre la Formación Caratas.

*Formación Areo (Oligoceno Superior):*

Consiste en una intercalación de lutitas con areniscas delgadas y limolitas, pero también presenta calizas duras y delgadas ocasionales. En su sección tipo tiene más de 305 m de espesor y un máximo estimado de 1200 m (L.E.V. 1997). Esta

formación aflora a lo largo del frente de montañas de los estados Anzoátegui y Monagas, desapareciendo por erosión hacia el norte y pasando transicionalmente a las areniscas del Grupo Merecure al sur. Está en contacto concordante sobre la Formación Los Jabillos e infrayacente en contacto concordante con Naricual. Estos depósitos corresponden a un ambiente de depositación de plataforma externa o batial superior (Vivas y Macsotay, 1995).

*Formación Naricual (Oligoceno Superior –Mioceno Inferior):*

Está conformada por una secuencia alterna de areniscas, lutitas arenosas y lutitas carbonosas, con un espesor promedio de 1500 metros que aumenta hacia el noroeste. Las arenas son mal escogidas y sus granos subangulares. Peirson (1965) describió una transición brusca tanto lateral como verticalmente para Naricual con las formaciones Areo, Carapita y Capiricual, y un ambiente de depositación relacionado a un sistema deltáico grande o una región amplia de tierras bajas pantanosas. También detalló la extensión desde la parte más meridional del flanco sur de la Serranía del Interior hasta el oeste de la depresión de Barcelona, incluyendo los campos petroleros del norte de Anzoátegui y Monagas, aunque no es continua en toda su extensión.

*Formación Carapita (Oligoceno Superior - Mioceno Medio):*

Esta unidad constituida principalmente por lutitas marinas, con escasa presencia de areniscas lenticulares y turbidíticas, fue depositada en un ambiente marino profundo. Es concordante por arriba con la Formación Naricual y Capaya. Hacia el oeste suprayace concordante con la Formación Areo, aunque localmente Lamb y De Sisto lo clasificaron como discordante. El contacto superior siempre es de tipo discordante, ya sea con la Formación La Pica o con la Formación Las Piedras hacia el norte.

*Formación Morichito (Mioceno Medio– Superior):*

Consiste en conglomerados provenientes de formaciones más viejas depositados como abanicos aluviales dentro de valles intramontanos procedentes de la Serranía del Interior. Su edad ha sido estimada sólo en base a sus relaciones estratigráficas debido a la carencia de fósiles propios. Su extensión se limita al subsuelo del norte de Monagas, en una banda estrecha de 4 Km. de ancho por 100 Km. de extensión (González de Juana *et al.* 1980). Posee un espesor de 394 metros en la sección tipo (Pozo Morichito-1). Con un espesor máximo de 1724 metros. Más adelante se realiza una descripción más detallada de estos depósitos.

*Formación La Pica (Mioceno Superior):*

Compuesta por una serie de lutitas y areniscas de carácter marino, se extiende desde el área mayor de Santa Bárbara hasta el Golfo de Paria al este. Está en contacto discordante sobre las formaciones Carapita y Freites en su parte basal (Romero, 2002). A su vez está en contacto discordante o concordante (de acuerdo a la zona) con la parte inferior de la Formación Las Piedras. Esta formación representa una transgresión marina limitada por el Alto de Pirital-Jusepín que depositó los sedimentos en un ambiente marino somero. Posee un espesor de 840 metros en su sección tipo pero alcanza profundidades cercanas a los 4000 metros.

*Formación Las Piedras (Mioceno Superior - Plioceno):*

Se caracteriza principalmente por areniscas micáceas muy finas y mal consolidadas intercaladas con lutitas, lignitos y calizas arenosas. Posee un espesor de 1005 metros en su sección tipo (Pozo Las Piedras –1) que aumenta hasta un máximo de 1370 m en el eje de la Subcuenca de Maturín. Posee expresiones en superficie (norte de Anzoátegui y Monagas) y en subsuelo (hasta el Golfo de Paria al este). Al norte de la subcuenca, descansa concordante sobre los sedimentos de la Formación La

Pica y discordante sobre los sedimentos de Morichito, Carapita y unidades cretácicas. Es equivalente, en forma parcial, a la Formación Quiriquire y a la parte inferior de la Formación Las Piedras (L.E.V. 1997).

*Formación Mesa (Pleistoceno):*

Depositada bajo una ambiente fluvio-deltáico y paludal, está constituida por arenas de grano grueso, gravas con cemento ferruginoso -que dieron origen a conglomerados- intercaladas con arcillas solubles, areniscas de grano grueso y capas de lignito. Posee un espesor muy variable (275 m en la Mesa de Maturín) que disminuye de norte a sur y aumenta de oeste a este. Está en contacto concordante y transicional sobre la Formación Las Piedras (González de Juana *et al.*, 1980). Se extiende por los llanos centro-orientales y orientales aunque posee ciertos afloramientos en los estados Sucre y Bolívar. Está expuesta a superficie en casi su totalidad.

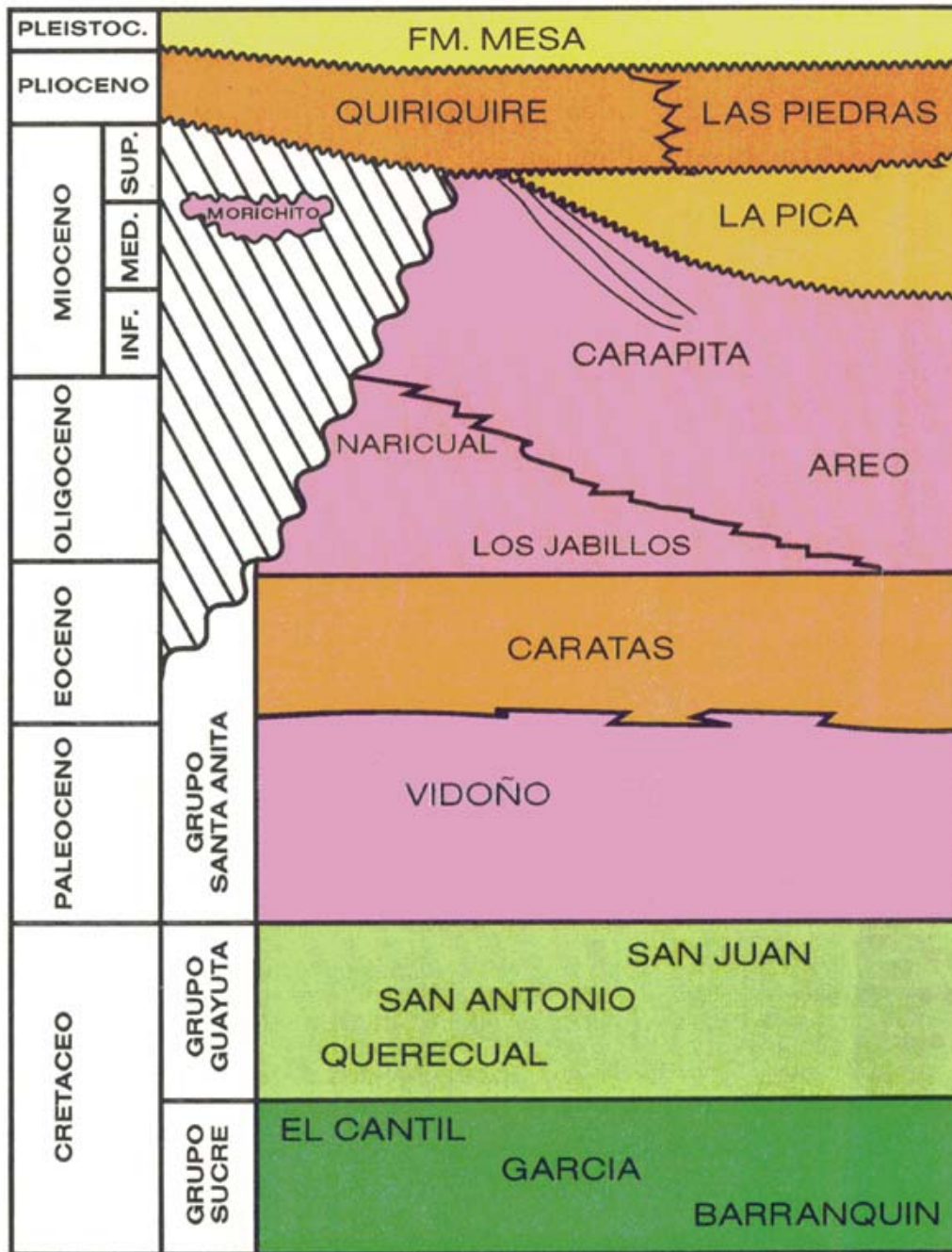


Fig. 4.- Columna estratigráfica generalizada del Campo Jusepín. Realizada por Total-Caracas (2001).

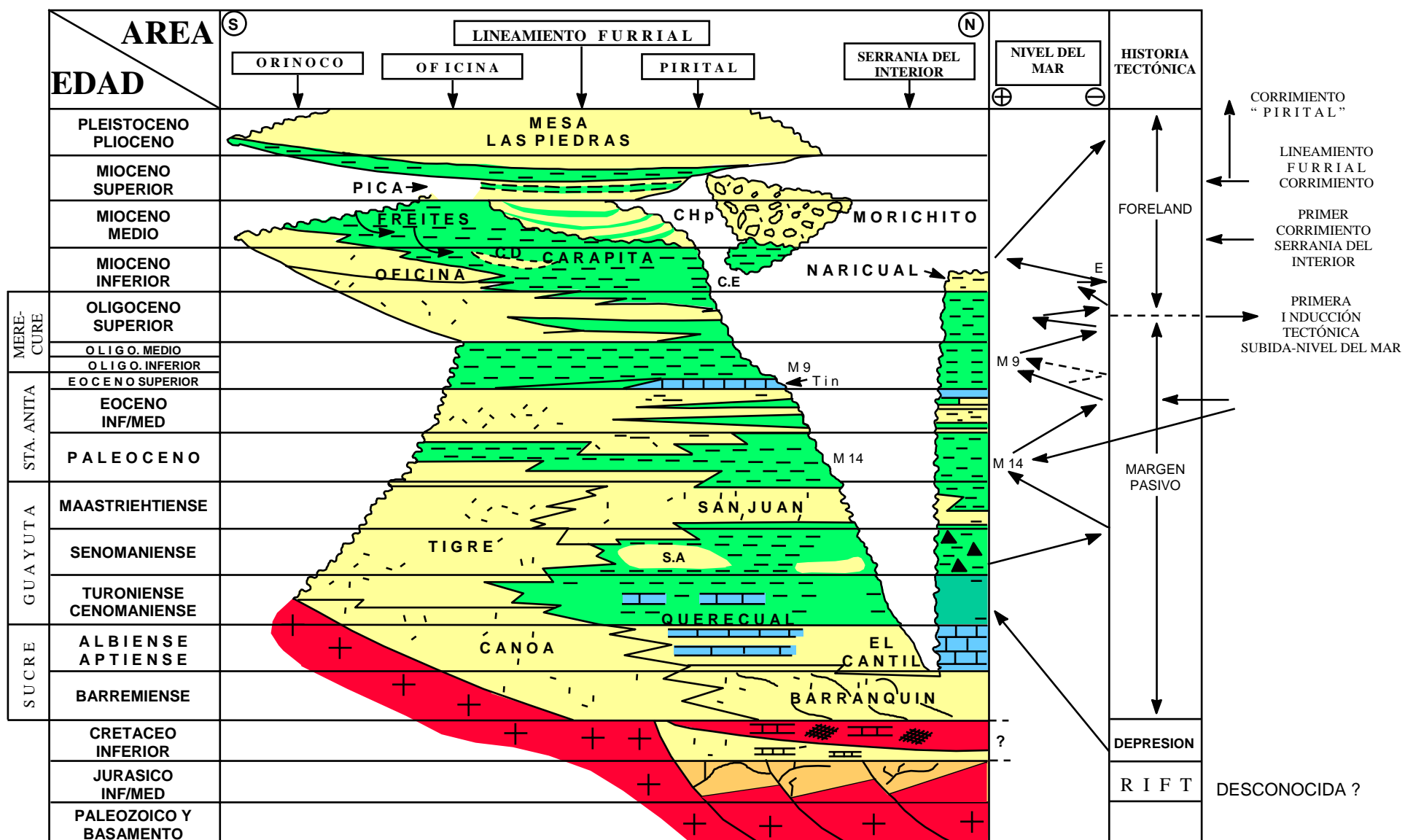


Fig. 5.- Diagrama Crono-Estratigráfico, Subcuenca De Maturín (Realizado Por Total-Caracas, 2001)

### 2.1.2.- Historia Geológico-Sedimentaria de la Subcuenca de Maturín

Para explicar la historia geológica de la Subcuenca de Maturín se realizó una síntesis de lo descrito por Castro y Zamora (1982).

#### *Cretácico*

Desde comienzos del Cretácico hasta el Paleoceno se depositó una secuencia transgresiva hacia el Cratón de Guayana que contenía clásticos continentales y carbonatos bioclásticos. Durante el Maastrichtense, la transgresión oscilante adquiere un período progradacional.

A finales del Neocomiense la transgresión deposita sedimentos continentales de la Formación Canoa en la parte meridional de la cuenca (Fig. 6).

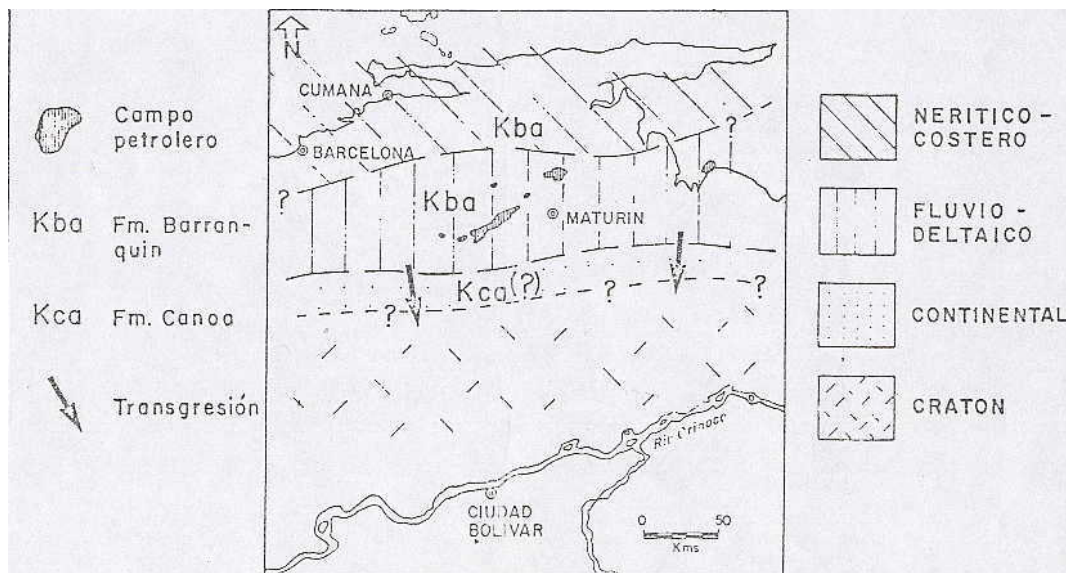


Fig. 6.- Paleoaambientes Barremiense-Aptiense. Modificado de Castro y Zamora (1982)

Durante el período Aptiense-Albiense se depositan las formaciones Chimana y El Cantil bajo ambientes nerítico y nerítico costero, respectivamente (Fig. 7)

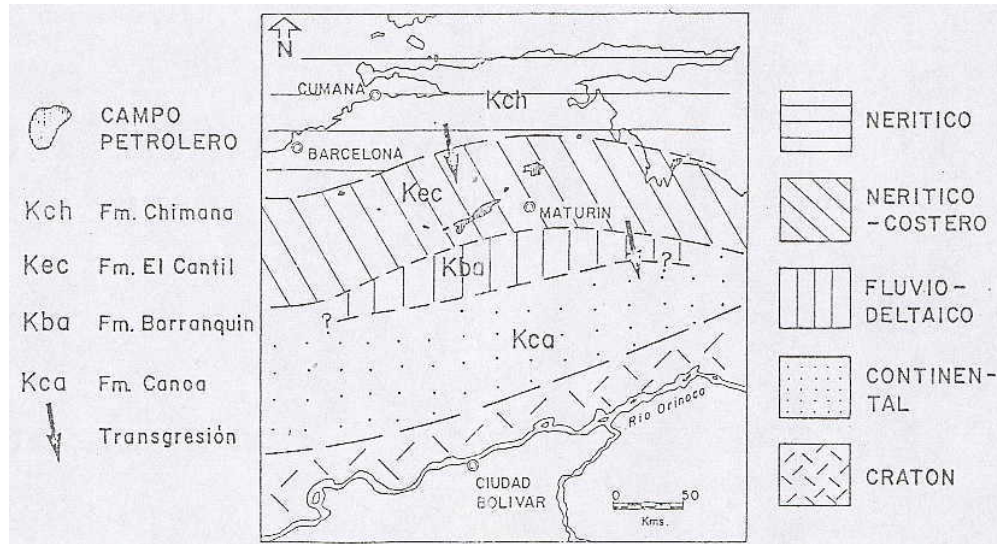


Fig. 7.- Paleoambientes Aptiense-Albiense. Modificado de Castro y Zamora (1982)

A medida que los mares invadían, se fueron depositando sedimentos clásticos y carbonáticos cada vez más marinos hasta que la transgresión alcanzó su máxima extensión en el Turoniense con los depósitos de la Formación Querecual y durante el Campaniense con la Formación San Antonio (Fig 8).

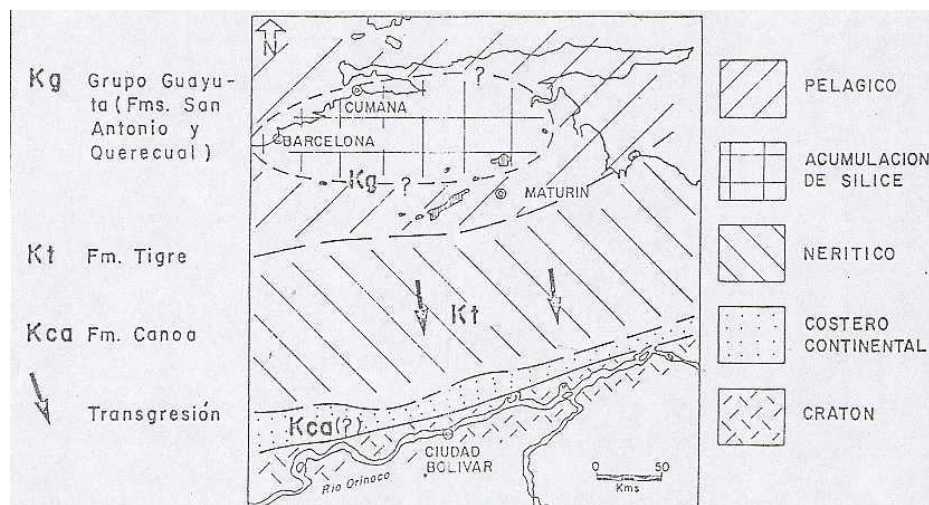


Fig. 8.- Paleoambientes Coniaciense-Campaniense. Modificado de Castro y Zamora (1982)

Durante el Maastrichtense la costa prograda hacia el norte debido a la depositación de sedimentos durante un período de subsidencia lenta, conformando la actual Formación San Juan. A finales del Cretácico se reanudó la transgresión depositándose los finos sedimentos de la Formación Vidoño sobre San Juan (Fig. 9).

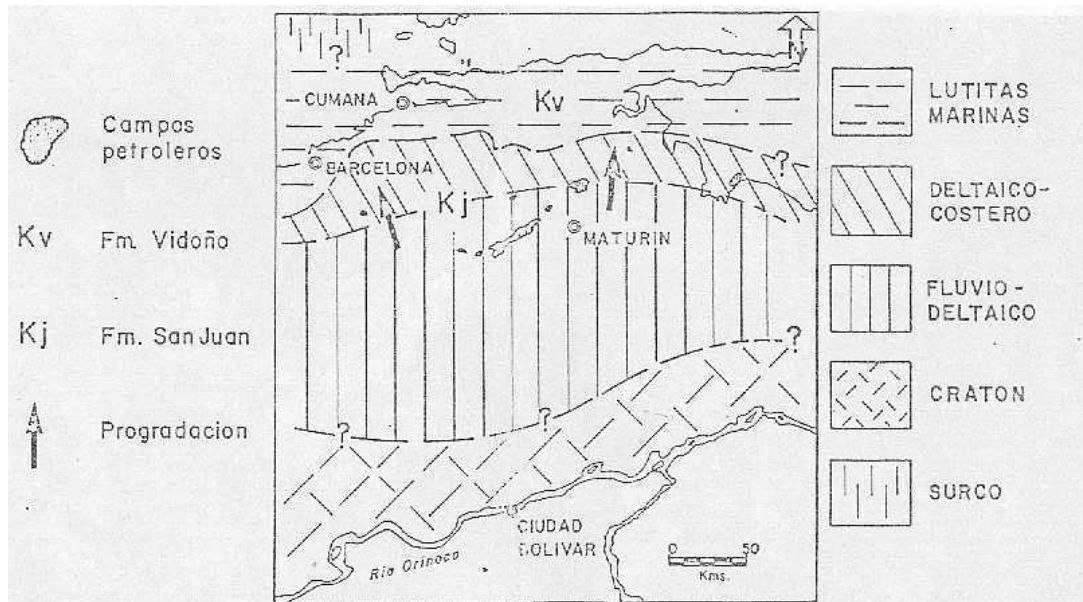


Fig. 9.- Paleoambientes Maastrichtense. Modificado de Castro y Zamora (1982)

Estos autores infieren un primer indicio de restricción de la cuenca a fines del Maastrichtense, representado por la ocurrencia de una regresión junto con la hipotética aparición de un flanco norte de carácter volcánico y metamórfico ubicado al norte de la Isla de Margarita.

### *Paleoceno*

Se reanuda la transgresión y los mares de la Formación Vidoño alcanzan su máxima extensión. Comienza un nuevo período tectónico-sedimentario, conformándose la Formación Caratas, en la que probablemente actuó una fuente adicional de sedimentos. La cuenca empieza a tornarse un tanto asimétrica.

## Eoceno

Mientras se depositaba la Formación Caratas, en el Eoceno Inferior, la subsidencia se hizo más lenta permitiendo la progradación de la costa hacia el norte.

Probablemente, durante el Eoceno Medio había rocas metamórficas levantadas al norte las cuales aportaban sedimentos a la cuenca. Comienzan a retirarse las aguas, depositando los sedimentos del Eoceno Superior en depresiones hasta entonces no rellenadas.

Para el Eoceno Superior ocurre el levantamiento general de toda la región, erosionándose gran parte de las secuencias cretácico-tardías, paleocenas y eocenas contenidas en el flanco sur de la cuenca (Fig. 10).

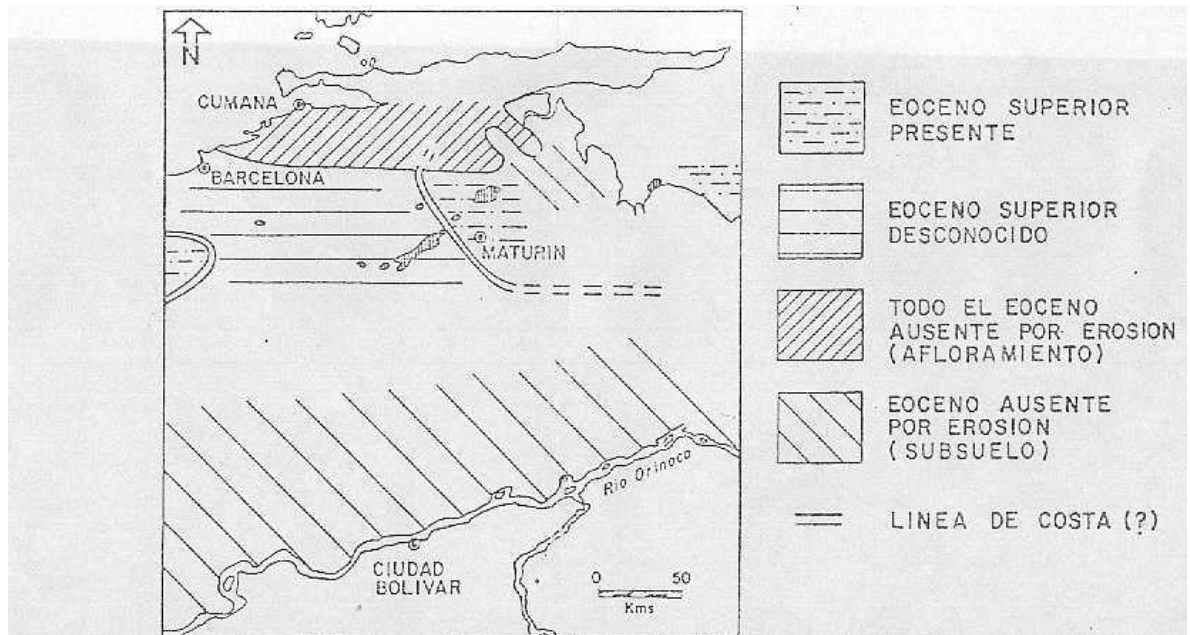


Fig. 10.- Probable línea de costa, Eoceno Superior. Modificado de Castro y Zamora (1982)

## Oligoceno

En el Oligoceno Medio, los mares invaden la región hacia el sur depositando las secuencias transgresivas de las formaciones Los Jabillos y Areo. Hacia el oeste se desarrolló una secuencia más arenosa constituida por la Formación Naricual.

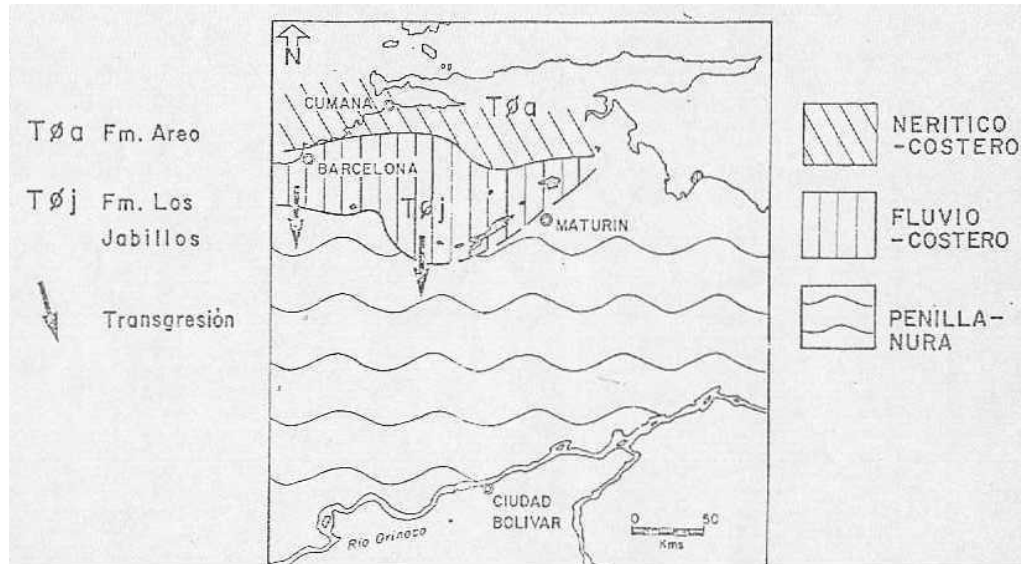


Fig. 11.- Paleoambientes Oligoceno Medio. Modificado de Castro y Zamora (1982)

Durante el período Eoceno Superior-Oligoceno Superior ocurrieron levantamientos diferenciales que generaron pequeñas cuencas.

## Mioceno

El Mioceno Inferior se caracteriza por las condiciones de sedimentación “a mar abierto” que siguieron depositando las lutitas de la Formación Carapita, la cual también contiene depósitos clásticos gruesos y turbidíticos que evidencian el levantamiento de la Serranía del Interior.

Durante el Mioceno Medio, con la cordillera al norte ya levantada, ocurrieron movimientos eustáticos que continuaron durante todo el Mioceno. La cuenca continuó siendo rellenada por los sedimentos fluvio-deltaicos correspondientes a las formaciones La Pica y Morichito (Fig. 12).

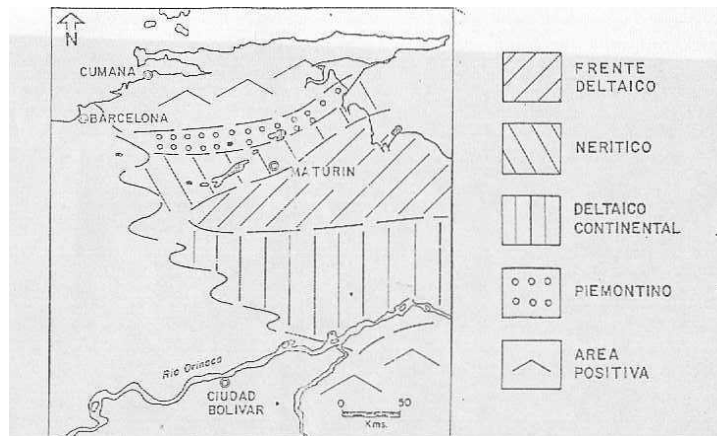


Fig. 12.- Paleoaambientes Mioceno Superior. Modificado de Castro y Zamora (1982)

### *Plioceno*

Se depositan los sedimentos que conforman la Formación Las Piedras los cuales cambian hacia el este como Formación Quiriquire. Los ríos depositaron sedimentos clásticos mal escogidos provenientes de la Serranía del Interior, formando una secuencia de carácter aluvial discordante sobre rocas plegadas y erosionadas del Mioceno al Cretácico.

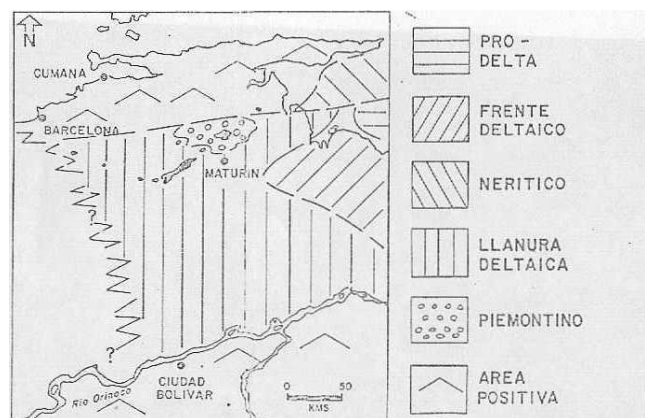


Fig. 13.- Paleoaambientes Plioceno. Modificado de Castro y Zamora (1982)

### *Pleistoceno*

Se caracteriza por un ambiente de depositación fluvio-deltáico paludal resultante de un gran delta que se extendía hacia el este, en la misma dirección que se extiende hoy día el Delta del Río Orinoco. Estos depósitos constituyen la superficial Formación Mesa, antes descrita.

#### **2.1.3.- Evolución Tectónica de la Subcuenca de Maturín**

Subieta *et al.* (1988) realizaron una breve pero concisa interpretación de la evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín, dividida en cinco fases que se resumen a continuación:

Inicialmente, un período de tectónica extensiva a lo largo del borde septentrional de Suramérica produjo, durante el Mesozoico Inferior, el desarrollo de una zona de horst y graben dominada por fallamientos del tipo normal en el basamento, que probablemente influenciaron la distribución de facies cretácicas tempranas dentro de la subcuenca.

Durante el período Cretácico Superior-Eoceno Medio ocurre un episodio de condiciones estables y sedimentación ininterrumpida sobre el margen pasivo de Suramérica.

Durante el período Eoceno Superior-Mioceno Inferior es interrumpido el régimen tectónico pasivo por el acercamiento entre las placas Caribe y Suramérica, la cual produjo el levantamiento inicial de la Serranía del Interior y una depresión al sur que constituye el inicio de la creación de la Subcuenca de Maturín.

Entre el Mioceno Medio y Tardío, la colisión entre las placas Caribe y Suramérica produjo un cinturón de corrimientos plegados volcado hacia el sur y una cuenca tipo “foreland” elongada y profunda, cuya sedimentación ha sido controlada por su evolución tectónica.

Finalmente, durante el Plio-Pleistoceno, se intensifica el levantamiento de la cadena de corrimientos y ocurre la sedimentación de los depósitos continentales. Ocurre diapirismo que en algunos casos presenta expresión superficial, y los sedimentos pleistocenos se ven afectados por fallas normales.

## 2.2.- LA SERRANÍA DEL INTERIOR

Consiste en una cuña de sedimentos cretácicos de margen pasivo, resultante de un régimen de deformación en transpresión dextral asociado al acercamiento y posterior colisión oblicua entre la Placa del Caribe y la Placa Suramérica.

Está ubicada al norte de la Subcuenca de Maturín, siendo limitada en su extremo septentrional por la Falla de El Pilar, al oeste por el sistema de fallas de Urica y al este por el Golfo de Paria. Su límite sur está cubierto por los sedimentos pertenecientes a la Subcuenca de Maturín, pero podría considerarse como referencia el Corrimiento de Piritál (Ver Fig. 14).

Subieta *et al.* (1988) describen que tanto los mapas geológicos del área como las imágenes de radar evidencian el estilo plegado y cabalgado de la Serranía del Interior, con pliegues cuyas longitudes de onda oscilan entre 5 y 7 km, haciéndose más amplios hacia el sur lo cual indica un amortiguamiento frontal de las estructuras. Los pliegues y corrimientos vergen hacia el sureste. Contiene dos grandes fallas transcurrentes: San Francisco y Urica, las cuales cortan de manera oblicua los pliegues y corrimientos; también posee fallas normales casi perpendiculares a ellos (Fig. 14).

Chevalier y Álvarez (1991) constataron mediante fotografías aéreas “la oblicuidad de la orientación axial del plegamiento general de la cadena con respecto a la traza de la zona de fallas de El Pilar”. También explican que el sistema de fallas San Francisco-Quiriquire divide la Serranía en dos bloques: el bloque Bergantín hacia el oeste y el bloque Caripe hacia el este (Fig. 14).

La provincia alóctona definida por Parnaud *et al.* (1995), que comprende tanto la Serranía del Interior como el frente de deformación, posee las siguientes características:

- Unidades tectónicas delgadas compuestas por sedimentos Cretácico-Terciarios que fueron desplazadas por un nivel de despegue ubicado en la interfase Jurásico-Cretácica, a una profundidad promedio entre 10 y 15 km. Niveles de despegue someros ocurridos especialmente en el límite de los depósitos pertenecientes a la plataforma Mesozoico-Paleoceno con los depósitos de la poco compactada Formación Carapita. Probablemente exista otro nivel de despegue dentro de la secuencia Paleozoico-Jurásico.
- El frente de deformación corresponde a una zona triangular que acuña la Formación Carapita con las secuencias Mesozoicas y Paleocenas de El Furrial. Otra zona triangular que ocurre detrás del frente de deformación, a lo largo del Alto de Pirital.
- Kilométricos Pliegues cilíndricos y estructuras compresivas asociadas de rumbo  $N60^{\circ}-70^{\circ}E$  que conforman rampas anticlinales, similares a las existentes en El Furrial.
- La secuencia de corrimientos es una secuencia del tipo “piggy-back”, con corrimientos locales fuera de secuencia o reactivaciones de fallas en la parte interna de la cuña.
- Fallas transcurrentes dextrales, con dirección  $N50^{\circ}-60^{\circ}W$  (Urica, San Francisco y Los Bajos) que separan a la Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónicas.

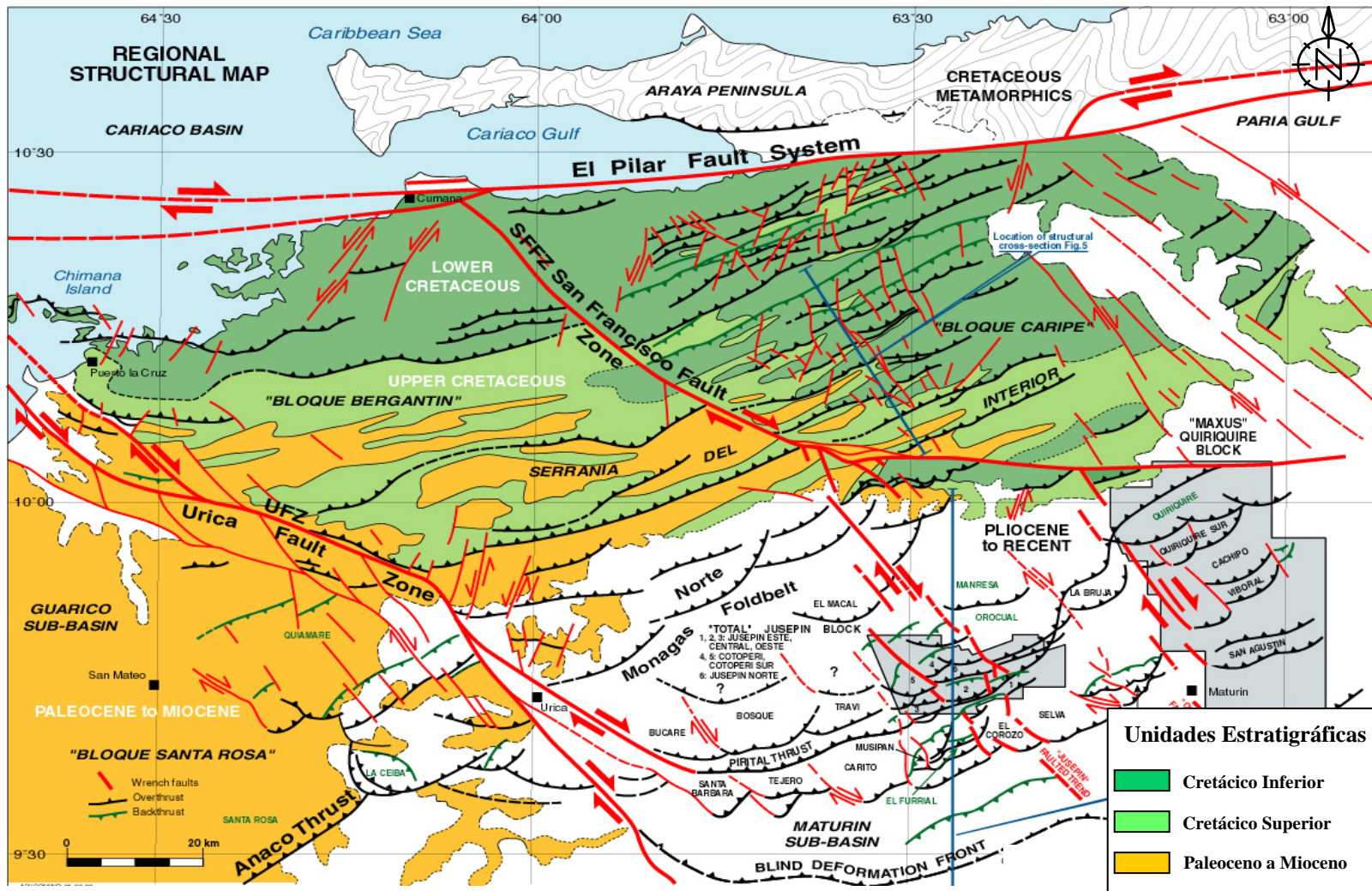


Fig. 14.- Mapa estructural mostrando los principales rasgos estructurales de la Serranía del Interior, Norte de Monagas. Tomado de Nely y Rives (2001).

### 2.3.- EL CORRIMIENTO DE PIRITAL

Consiste en una falla cuya extensión alcanza aproximadamente 55 kilómetros de la región norte del Estado Monagas (ver fig. 14 para su ubicación), desde el Río Guarapiche hacia el oeste (Moscardelli, 2000). Posee un rumbo promedio de N80E y un buzamiento superficial aproximado de 45° el cual se suaviza en profundidad, hacia el norte, hasta alcanzar los 15°. En su parte más occidental se encuentra desplazado por el sistema de fallas de Urica (movimiento dextral).

Subieta *et al.* (1988) dedujeron un desplazamiento a lo largo del plano de falla cercano a los 2000 metros, tomando como referencia la base de la Formación Carapita, la cual atravesó las rocas desde el Cretácico hasta el Terciario Superior.

Chevalier y Álvarez (1991) explican que la traza cartográfica de la zona de corrimientos de Pirital es oblicua a la tendencia de las estructuras reconocidas en el subsuelo, lo cual ha sido interpretado como una reactivación de planos de cizallamientos horizontales y tangenciales pre-existentes, atribuida al desplazamiento del bloque Caripe a lo largo del sistema de fallas San Francisco-Quiriquire, afectando la cuña oriental del bloque Bergantín. Gracias a esto, los autores distinguieron dos períodos de acortamiento: el primero asociado al plegamiento inicial de la cadena, y el segundo, desarrollado bajo un régimen de transpresión debido a la actividad tardía del sistema San Francisco-Quiriquire.

Roure *et al.* (1994), mediante la construcción de secciones balanceadas, describieron la cinemática y los efectos superficiales del Corrimiento de Pirital. Cerca de la superficie, el corrimiento constituye una estructura tipo cola de pez o “fishtail” con dos retrocorrimientos dirigidos hacia el norte y otras estructuras en dirección sur que generaron un alto estructural denominado Alto de Pirital. Dedujeron que hacia el oeste, todos los movimientos ocurridos a lo largo del Corrimiento de Pirital fueron “grabados” por los sedimentos sintectónicos de la Formación Morichito, explicando y

justificando así la migración hacia el norte de los depocentros en la cuenca “piggy-back” de Morichito y el basculamiento de los depósitos sinorogénicos. Por el contrario, hacia el este los efectos del corrimiento fueron muy leves: no encontraron altos relacionados al levantamiento de Pirital, sólo observaron un frente de diapiros existente en la zona. En la parte central observaron un acortamiento en el basamento que indujo un corrimiento “fuera de secuencia” asociado al de Pirital. Ubican el momento de ocurrencia o “timing” del Corrimiento de Pirital durante la depositación de Carapita Superior-Morichito, con una reactivación reciente durante la depositación de Mesa-Las Piedras.

Por su parte, Romero (2002) reconoció una secuencia de tipo “fault propagation fold” descartando la presencia de alguna zona triangular en el área. Determinó un rango de acortamientos entre 3 y 6 kilómetros y un nivel de despegue para el corrimiento a 5000 metros de profundidad. Igualmente, ubicó cronológicamente el fin de la deformación en el Plioceno Tardío, período en el cual el alto fue rebasado por los sedimentos de Mesa-Las Piedras.

## 2.4.- LA FORMACIÓN MORICHITO

La Formación Morichito está compuesta de sedimentos heterogéneos, constituidos por conglomerados (peñas, gravas y peñones intercalados con limolitas y arenas), cuya matriz consiste en material terroso de color crema a marrón, ocasionalmente carbonática o lignítica, con esquistosidad muy poco desarrollada o ausente y con variantes locales entre limos y finas arenas frecuentemente moteadas (Lamb y De Sisto -1963).

El origen de esos conglomerados son rocas cretácicas y eocenas provenientes de la Serranía del Interior, tales como las calizas fosilíferas de la Formación El Cantil, las calizas y lutitas negras del Grupo Guayuta y las areniscas glauconíticas de la Formación Caratas. La textura de los clastos es muy gruesa, con tamaños que van desde guijarros hasta grandes peñones de más de 30 metros de espesor.

El escogimiento de los sedimentos en la Formación Morichito es muy pobre, independientemente de las leves tendencias granulares regionales, como la descrita por Lamb y De Sisto (1963) que varía desde capas de peñones hasta granulometrías mucho más finas (areniscas y limolitas) de base a tope y de norte a sur. Excepcionalmente al norte de Santa Bárbara, la formación consiste en capas finas con carencia de conglomerados (González de Juana *et al.*, 1980).

Su localidad tipo fue formalmente definida por Lamb y De Sisto (op. cit.) en el intervalo 2417 – 3710 pies (737 – 1131 en metros) del pozo Morichito-1, ubicado al suroeste del Bloque Jusepín. Aunque en ella su espesor es de 394 metros, la formación posee un espesor máximo por el orden de los 1700 metros, el cual se acuña hacia el norte y hacia el sur, hasta desaparecer.

Esta formación se ubica como una banda bastante estrecha en el subsuelo del Norte de Monagas, que se extiende desde el Campo Quiriquire en el este hasta el norte del Campo Tacat en el oeste. El límite sur viene dado por el Alto de Pirital. Las dimensiones aproximadas de la formación son de 4 km. de ancho (dirección norte-sur) y unos 100 km. de largo (dirección suroeste-noreste). La Formación Morichito se extiende al oeste de la Falla de Urica, según información obtenida de los pozos URSI-1 y Urica-1 donde se hallaron conglomerados identificados como estratos de la Formación Morichito (Lamb y De Sisto, 1963).

La Formación Morichito está siempre en contacto de tipo discordante: en su localidad tipo yace discordante sobre varias unidades de sedimentos del Cretácico y, hacia el este, descansa sobre la Formación Carapita del Mioceno Inferior, configuración que se mantiene en ese sentido. Igualmente, la Formación Morichito es truncada por la erosión previa a la Formación Las Piedras o su equivalente lateral (Formación Quiriquire), la cual fue determinante en la definición del espesor actual de sus depósitos.

### *Edad*

Uno de los mayores inconvenientes con los que se han topado diferentes autores al momento de definir la edad de la Formación Morichito es la ausencia de fósiles autóctonos en ella. Los únicos indicios fosilíferos allí encontrados corresponden a elementos retrabajados, ya sean megafósiles contenidos en fragmentos de roca o microfósiles derivados de sedimentos lutíticos cretácicos o eocenos.

La ausencia de fósiles propios de la formación trae como consecuencia que la edad sea definida únicamente a partir de su relación estratigráfica y estructural con otras formaciones. Morichito es más vieja que Las Piedras y más joven que Carapita

(Lamb y De Sisto 1963), por lo tanto su edad puede ser asignada al período entre el Mioceno medio y superior. Al respecto se han planteado tres principales hipótesis:

- La primera de ellas indica la posible contemporaneidad de Morichito con los intervalos inferiores de la Formación Las Piedras (González de Juana *et al.*, 1980), hipótesis que no ha podido ser sustentada por la misma carencia de fósiles.
- La segunda hipótesis ubica la depositación de las formaciones Morichito (al norte del alto de Pirital) y La Pica (al sur del mismo) durante el Mioceno medio a superior, después de ocurrir un levantamiento que erosiona, en forma parcial, los estratos de Carapita y pre-Carapita (Lamb y De Sisto, 1963).
- La tercera hipótesis señala que otro posible intervalo equivalente a la Formación Morichito es el Miembro Chapapotal, que a su vez representaría la prolongación de Morichito al sur del Corrimiento de Pirital (Linares, 1994).

### *Ambiente de los depósitos*

La Formación Morichito consiste en depósitos continentales sinorogénicos, con la presencia de abanicos torrenciales provenientes de la Serranía del Interior que justifican la existencia de los clastos. La coloración de la matriz, el pobre escogimiento de los conglomerados, los desarrollos carbonáceos a ligníticos locales, la carencia de fósiles marinos, la configuración voluminosa y distribución de los sedimentos que conforman la Formación Morichito sugieren la presencia de depósitos aluviales de un valle intramontañoso.

El aporte de los sedimentos que constituyen la Formación Morichito viene dominado, en principio, por material erosionado del cretácico proveniente de la Serranía del Interior al norte y – contribuyendo en menor manera - el Alto de Pirital ubicado al sur (Lamb y De Sisto (1963)). Haciendo una descripción más exacta de las direcciones del aporte de sedimentos, Subieta *et al.* (1988) mencionan aportes de sedimentos provenientes de la Serranía del Interior en direcciones “axiales del suroeste al noroeste y transversales tanto del norte como del sur”. En general, se consideran dos principales fuentes de sedimentos: La Serranía del Interior, ubicada entre 10 y 15 km al norte de la cuenca y el Alto de Pirital, que constituye el flanco sur de la misma. Esto hace inferir la presencia de sedimentos bastante angulares debido a su poco transporte, así como el carácter aluvial de los mismos que favorecería esa condición de angularidad.

Obviamente, el proceso de depositación antes descrito ocurre con el levantamiento de la Serranía del Interior, el cual fue, junto a la dinámica del corrimiento de Pirital, un factor determinante del “paisaje” de la Formación Morichito.

Lamb y De Sisto (1963) explican la evolución de la Formación Morichito con un primer indicio de levantamiento que ocurrió durante el Mioceno Inferior, el cual afectó la región norte de la Falla de Pirital con fuertes corrimientos. Indican que posiblemente algunos estratos de la Formación Morichito daten de esta época, por lo que no descartan que haya sido afectada por este primer evento. Luego, durante el Mioceno Medio el mar invadió el área este de Pirital y norte de Jusepín antes levantadas, trayendo consigo conglomerados recientemente acumulados por la erosión marina.

Seguidamente, un segundo episodio de levantamiento severo ocurrido a finales de la Formación Carapita, trajo consigo la reactivación del “Corrimiento de Pirital” y también las principales acumulaciones de la Formación Morichito. El Alto de Pirital clausuró permanentemente las invasiones del mar. Finalmente, leves movimientos orogénicos ocurridos durante la depositación de La Pica, traen como consecuencia discordancias intraformacionales, estratos de peñones turbidíticos locales y evidencia isópaca de que los plegamientos pre-La Pica fueron reactivados. Los efectos de esta tercera fase pudieron estimular una mayor erosión en la Serranía, agregando acumulaciones adicionales a la Formación Morichito.

Por su parte, Linares (1994) interpretó la presencia actual de dos depocentros alargados en dirección SO-NE separados por un alto. El depocentro del oeste es el más importante, debido a que posee mayor espesor y es donde se ubica la sección tipo de la Formación Morichito. Para ella, durante el Mioceno medio la Cuenca Oriental pasó de un régimen marino abierto a una cuenca tipo “foreland” por el efecto del levantamiento de la Serranía del Interior.

Luego se involucra una nueva fuente de sedimentos en el relleno de la cuenca, representada por la Formación Morichito (sinorogénica) en su posición más cercana a las montañas y los miembros de la Formación Carapita (B/C y Chapapotal) en un ambiente de “fan deltas” que contenía una parte sobre el nivel del mar y otra por

debajo. El Corrimiento de Pirital se mueve a finales del Mioceno Medio, levantando la parte norte del área, exponiéndola a la erosión y, a su vez, plegando la tectonosecuencia sinorogénica. Explica que el plegamiento es sincrónico con la depositación de los sedimentos sinorogénicos hacia el este, hecho que se evidencia gracias a que el depocentro oriental está menos deformado por la Falla de Pirital. Finalmente, los sedimentos erosionados son depositados en el sur, conformando el Miembro A de la Formación Carapita y se inicia la depositación de la Formación La Pica sobre la discordancia creada durante este tiempo.

## CAPÍTULO III

### CONSIDERACIONES TEÓRICAS

#### 3.1.- SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS

El término “secuencia estratigráfica” fue originalmente definido por Mitchum *et al.* (1977a), como “la unidad estratigráfica compuesta por estratos genéticamente relacionados, limitados en su tope y base por discordancias o sus correlativas conformidades”. Cada secuencia estratigráfica es controlada morfológicamente por cuatro variables: la tectónica, la eustacia, el aporte de sedimentos y el clima. La tectónica y la eustacia controlan el espacio físico disponible para la acumulación de sedimentos y, sumadas al clima, controlan la fuente de sedimento y el grado de acomodo de relleno. Esta definición no especifica la escala o duración de la secuencia, ni implica mecanismos particulares que pudiesen ser causas de las *discordancias*, que no son más que superficies geológicas indicativas de una exposición sub-aérea por un intervalo considerable de tiempo y las cuales separan estratos de diferentes edades.

De acuerdo a lo anteriormente expuesto, las unidades limitadas por superficies marinas, superficies de transgresión, superficies de máxima inundación, etc., no pueden ser consideradas como secuencias, aunque pueda que sus estratos estén genéticamente relacionados entre sí. La mayor ventaja de subdividir estratos en secuencias es que el desarrollo de los límites de secuencias es controlado completamente por las variaciones relativas del nivel medio del mar; y la mayor desventaja es que muchas veces las discordancias no son fácilmente reconocibles en la sísmica, en muestras de núcleos e inclusive en registros petrofísicos.

En la mayoría de las cuencas el nivel base es controlado por el nivel del mar, y una secuencia es el resultado de un continuo proceso de aumento y disminución del nivel del mar. Van Wagoner *et al.* (1988) describieron un modelo ideal de secuencias en las que ocurre un ciclo de cambios del nivel base denominadas *Secuencias tipo 1* (fig. 15).

### 3.1.1.- Secuencias Tipo 1

Estas secuencias están compuestas por tres sistemas sedimentarios:

- Sistema de bajo nivel o “Lowstand systems tract”
- Sistema transgresivo o “Transgressive systems tract”
- Sistema de alto nivel o “Highstand systems tract”

Durante la creación de este tipo de secuencias, la caída del nivel relativo del mar es tan brusca que deposita los sedimentos en “onlap” sobre la secuencia previa (constituida por cliniformes o “downlaps”), implicando -a su vez- un descenso en el nivel del mar hasta el quiebre de pendiente “offlap break”.

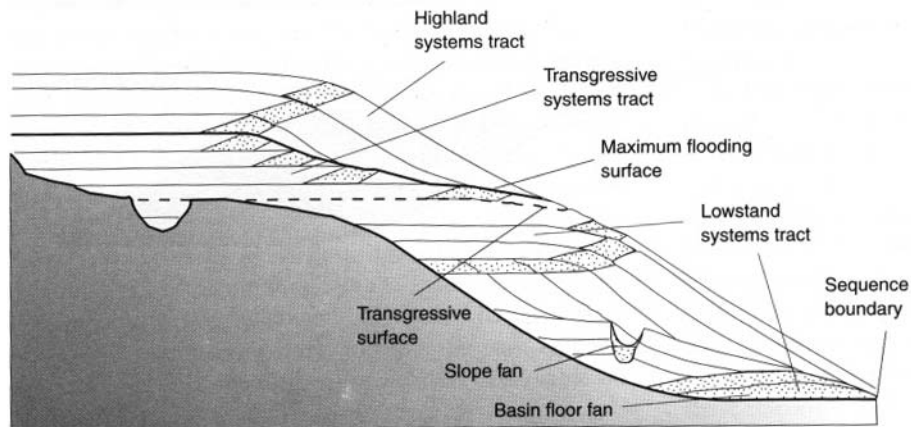


Fig. 15.- Secuencia tipo 1. Tomado de Emery y Myers (2001).

Las secuencias tipo 1 están limitadas por discontinuidades tipo 1, que consisten en superficies de exposición subaérea de la llanura costera y su consecuente erosión asociada al rejuvenecimiento de los cursos de agua y el desplazamiento de las facies litorales en dirección a la cuenca. Estas superficies se forman cuando el descenso del nivel eustático es mayor que la tasa de subsidencia de la cuenca en la zona de quiebre de pendiente, produciendo un descenso del nivel del mar a esa posición. Las discontinuidades tipo 1 están asociadas a los “basin floor fan”.

### 3.1.2.- Secuencias Tipo 2

Al igual que las secuencias tipo 1, está constituida por 3 sistemas encadenados:

- Sistema de margen de plataforma o “shelf margin systems tract”
- Sistema transgresivo o “Transgressive systems tract”
- Sistema de alto nivel o “Highstand systems tract”

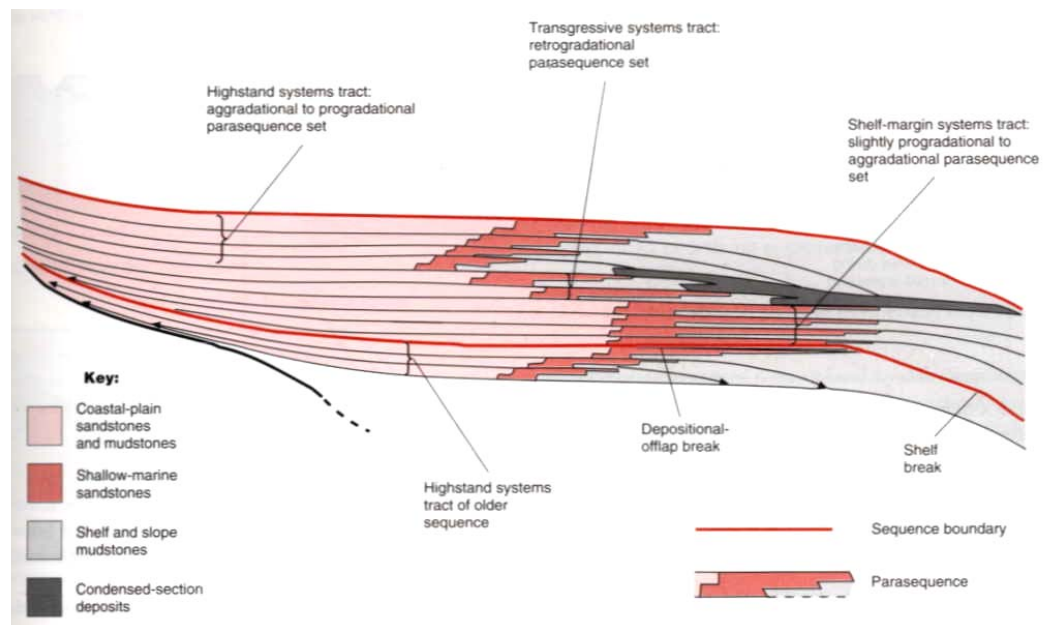


Fig. 16.- Secuencia tipo 2. Tomado de Emery y Myers (2001).

Estas secuencias, a su vez, se encuentran limitadas por discontinuidades tipo 2, de carácter más sutil, y que resultan de la exposición parcial de la plataforma. Se caracterizan por un desplazamiento de las facies litorales hacia el borde de la plataforma, sin llegar hasta su límite. Esto ocasiona una reducción apreciable del área de exposición subaérea sometida al rejuvenecimiento de los cursos de agua. Se desarrolla cuando la tasa de la caída del nivel eustático es menor que la tasa de subsidencia para la zona de ruptura de la línea de costa. Las discordancias tipo 2 están asociadas a sedimentos de plataforma.

### 3.1.3.- **Sistemas Sedimentarios o “Systems tracks”**

Durante los inicios de la sismoestratigrafía se observó que los diferentes patrones de depositación en las cuencas no eran uniformes ni continuos, sino que ocurrían en una serie de paquetes discretos limitados por reflectores sísmicos bien marcados. Cada uno de esos paquetes son conocidos como *sistemas sedimentarios* o “*Systems tracks*”.

El término “*System track*” fue definido inicialmente por Brown y Fisher (1977) como una conexión de sistemas depositacionales contemporáneos, donde un sistema depositacional es “un ensamblaje tridimensional de litofacies” genéticamente relacionadas por procesos activos o inferidos y por ambientes de depositación. Por lo tanto, un sistema sedimentario es una unidad tridimensional de depositación, que se encuentra limitada por terminaciones del tipo onlap, downlap, etc.

Estos sistemas pueden ser reconocidos y definidos por la naturaleza de sus límites y su configuración interna. Dentro de un ciclo de cambios del nivel relativo del mar se desarrollan cuatro importantes sistemas sedimentarios, característicos de diferentes partes de dicho ciclo:

### *Sistemas de bajo nivel o “Lowstand systems tract”*

Son depositados durante un intervalo de caída del nivel del mar hasta el quiebre de pendiente y un subsiguiente aumento discreto en el nivel del mar (fig.17).

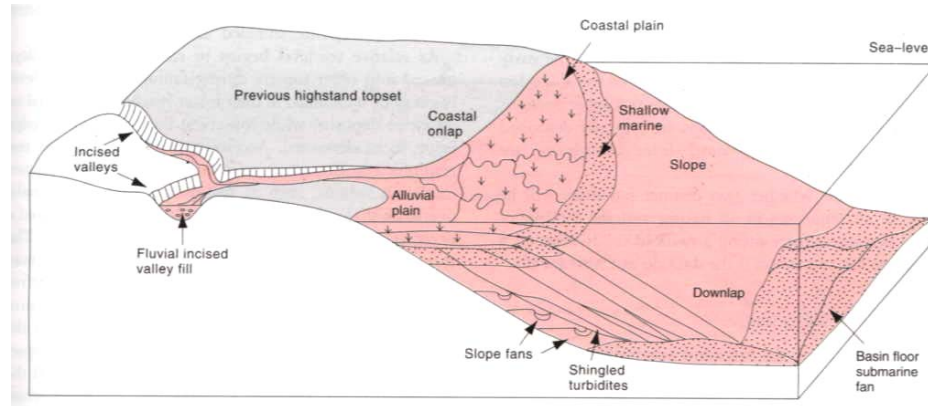


Fig. 17.- Componentes de un Sistema de Bajo Nivel. Tomado de Emery y Myers (2001)

Este sistema puede presentarse bajo dos configuraciones diferentes de acuerdo a su ubicación geológica: la primera, asociada a la presencia del talud, el cual separa los ambientes de plataforma de los ambientes de mar abierto en la cuenca; y la segunda, en la que existe un cambio gradual de los ambientes (Vail y Cramez – 1990).

En el primer caso, el sistema está constituido por cuatro elementos:

- Abanicos submarinos (turbidíticos) de fondo de cuenca
- Abanicos submarinos de talud
- Prisma o cuña de bajo nivel
- Relleno de valles previamente rejuvenecidos

Para el segundo caso el sistema de bajo nivel está compuesto por:

- Prisma o cuña de bajo nivel inferior
- Prisma o cuña de bajo nivel superior
- Relleno de valles previamente rejuvenecidos

*Cuña de progradación de bajo nivel “Lowstand prograding wedge”*: Corresponde al conjunto superior del sistema de bajo nivel, de carácter progradante, y que es generalmente depositado al momento en el que en nivel eustático permanece bajo aunque en lento proceso de aumento. Los sedimentos depositados reposan entonces sobre el talud continental. Contribuye además con el relleno parcial o total de los valles socavados durante el rejuvenecimiento de los ríos.

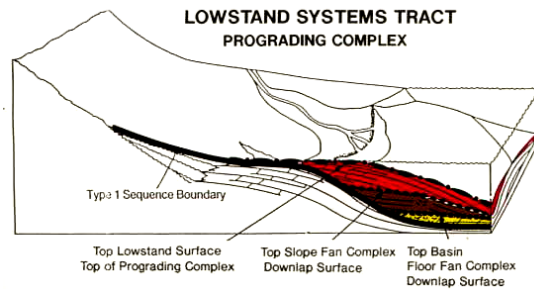


Fig. 18.- Cuña de progradación de bajo nivel. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

*Abanicos submarinos de fondo de cuenca “Basin floor fans”*: Son abanicos que se depositan cuando el descenso del nivel eustático es mayor a la subsidencia en el borde de la plataforma continental, lo que trae como consecuencia la exposición de la llanura costera, el rejuvenecimiento de los valles y el entalle de los cañones submarinos. Estas tres condiciones facilitan el embaucamiento de los sedimentos hacia la cuenca, depositándose como abanicos submarinos profundos que pueden ser posteriormente erosionados por corrientes de contorno, dando así origen a las contornitas.

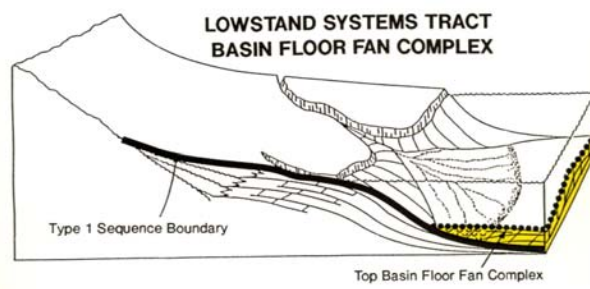


Fig. 19.- Abanico submarino de fondo de cuenca. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

*Abanicos submarinos de talud “Slope fans”*: Se depositan al comenzar la desaceleración de la caída relativa del nivel del mar. Consiste en depósitos turbidíticos complejos, asociados a derrumbes y/o deslizamientos.

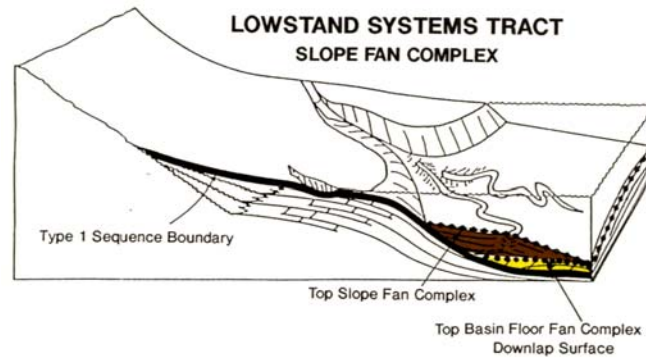


Fig. 20.- Abanico submarino de talud. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

*Sistemas transgresivos “Transgressive systems tract”*

Consisten en un conjunto de sedimentos depositados durante una subida del nivel eustático y conformado por parasecuencias periódicas retrogradantes, que se depositan durante los eventos transgresivos, cuando el aumento del nivel relativo del mar permite que el volumen del grado de acomodo se incremente más rápido que la tasa de depositación (fig. 21). Están constituidos en su parte mas distal por minerales autigénicos, donde la tasa de depositación es mínima debido a que la mayoría de los sedimentos quedan depositados en la llanura costera, en posiciones cada vez más altas, cerca de su fuente.

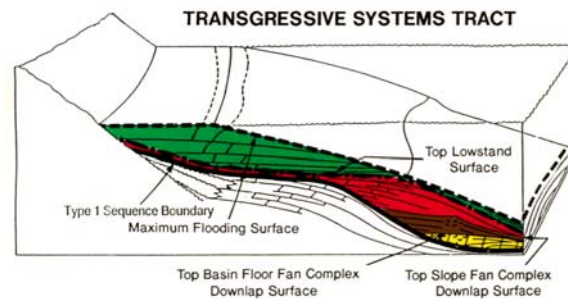


Fig. 21.- Sistema transgresivo. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

La tasa máxima de incremento del nivel relativo del mar ocurre, algunas veces, dentro del sistema transgresivo, y el fin de los depósitos correspondientes a los sistemas sedimentarios ocurre cuando la tasa de llenado del grado de acomodo decrece al punto de superficie de máxima inundación “maximum flooding surface” (Emery y Myers, 2001).

La *superficie de máxima inundación* es la superficie que separa el sistema transgresivo de la cuña de alto nivel, es decir, la superficie que separa el evento transgresivo del regresivo al existir condiciones geológicas de nivel relativo del mar alto (Vail y Cramez, 1990). Esta superficie está siempre fosilizada por una superficie basal de progradación.

#### *Sistemas de alto nivel o “Highstand systems tract”*

Son los sistemas sedimentarios más jóvenes dentro de las secuencias tipo 1 y 2. Estos sistemas son depositados después de una superficie de máxima transgresión y antes de un límite de secuencia. Se caracteriza por ser progradante, comúnmente asociado a progradaciones sigmoidales en su inicio, que pasan a oblicuas gradualmente, a medida que la tasa de creación de espacio de acomodo es menor a la tasa de depósito de sedimentos.

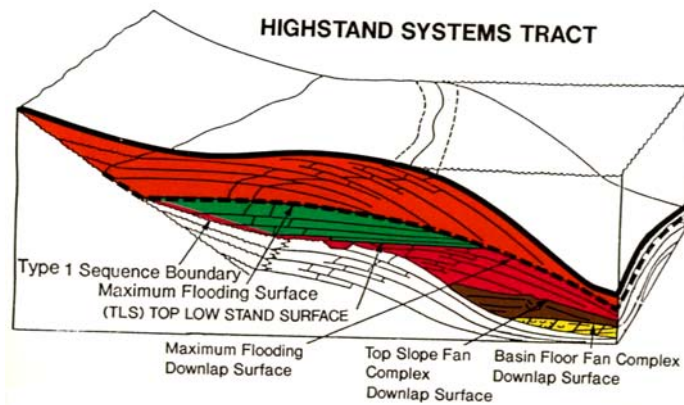


Fig. 22.- Sistema de alto nivel. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

Estos sistemas se caracterizan por una disminución en la tasa de incremento del nivel relativo del mar en el tiempo, lo cual resulta en una arquitectura inicialmente agradacional que se torna posteriormente progradacional.

Generalmente, los sistemas de alto nivel están compuestos por tres conjuntos sedimentarios de geometrías un tanto diferentes (Vail y Cramez, 1990):

- *Nivel alto temprano “Early highstand”*: caracterizado por progradaciones sigmoidales. Se asemeja al del sistema transgresivo.
- *Nivel alto progradante tardío “Late highstand prograding complex”*: se caracteriza por progradaciones oblicuas y constituido por sedimentos deltáicos, de playa o de tormentas.
- *Nivel alto subaéreo tardío “Late highstand subaerial complex”*: lo caracterizan sedimentos depositados por encima del nivel del mar. Es sincrónico con el nivel alto progradante tardío.

*Sistemas de borde de cuenca o “Shelf margins systems tract”*:

Se crean durante un descenso relativo del nivel del mar ubicado cerca del borde de la llanura costera. En este caso, la ruptura de pendiente coincide con la del talud continental y es afectada por una muy leve erosión, quedando los sedimentos depositados en el borde de la cuenca (fig. 23).

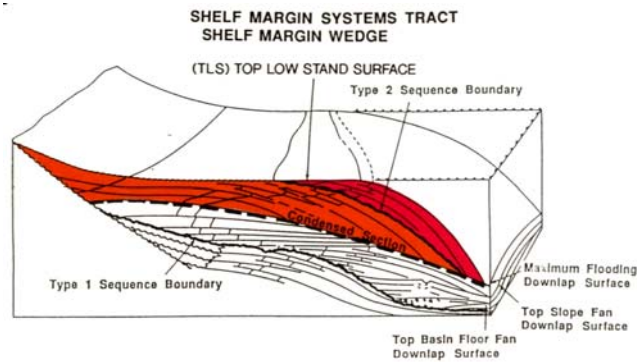


Fig. 23.- Sistema de borde de cuenca. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

Son muy difíciles de reconocer tanto en afloramientos como en registros de pozos y son separados del sistema de alto nivel infrayacente por una leve erosión y, posiblemente, por un cambio en el patrón de apilamiento de la parasecuencia.

*Sección condensada o “Condensed section”:*

Consiste en un delgado intervalo cronoestratigráfico, compuesto por sedimentos marinos pelágicos y hemipelágicos, depositados a una tasa de aporte de sedimentos extremadamente baja sobre la plataforma, el talud y el plano abisal, durante un período de máximo aumento del nivel relativo del mar y una máxima transgresión de la línea de costa. Estas secciones se caracterizan por sus abundantes minerales autigénicos y amplia diversidad de fósiles plantónicos (fig. 24).

La superficie de máxima inundación dentro de una sección condensada provee la correlación cronoestratigráfica entre los sedimentos de la plataforma y el talud. Otras secciones condensadas menores están presentes dentro de secuencias depositacionales de tercer orden.

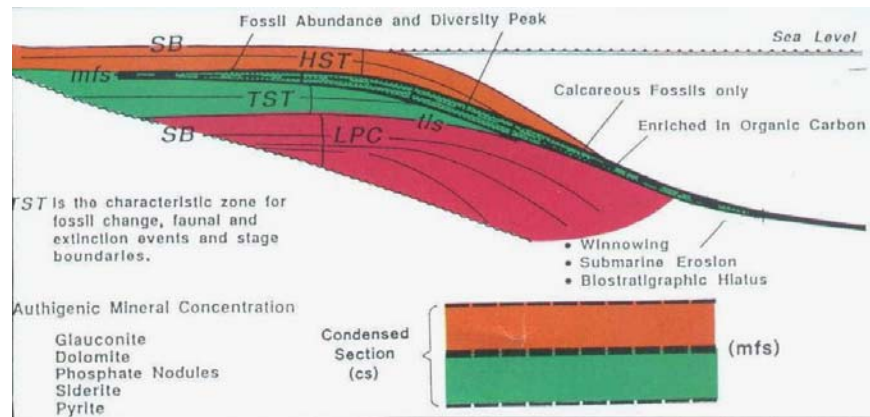


Fig. 24.- Sección condensada. Tomado de Vail y Wornardt (1993).

*Otros posibles sistemas sedimentarios existentes dentro de un cambio eustático*

Van Wagoner (1988) sugirió que los sistemas sedimentarios fuesen definidos con base en los tipos de superficies que los limitan, su posición en una secuencia (en caso de poder determinarla) y su configuración geométrica interna. Esto permite agregar dos sistemas sedimentarios pocas veces mencionados: los sistemas de nivel medio y los sistemas regresivos.

*Sistemas de medio nivel o “midstand systems tract”:*

Son secuencias en las que el tiempo de no subsidencia fue suficientemente alto como para detener el aporte de sedimentos y permitir transgresiones (fig. 25). Este fenómeno puede ser observado en cuencas con baja o negativa subsidencia y/o alta tasa de aporte de sedimentos (Emery y Myers, 2001).

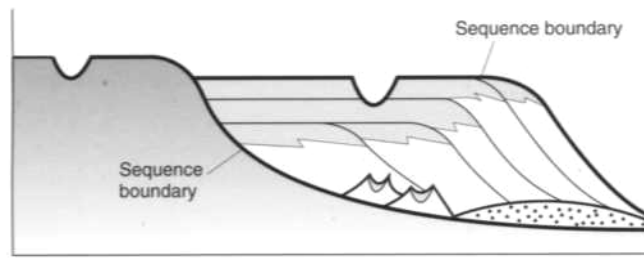


Fig. 25.- Sistema de medio nivel. Tomado de Emery y Myers (2001).

*Sistemas regresivos o “Regressive systems tract”:*

Es un sistema sedimentario teórico formado entre dos rápidos incrementos del nivel del mar, separados por un bajo incremento de la tasa de sedimentación. Es limitado en su parte inferior por una superficie de máxima inundación y consiste en una cuña progradante que es limitada en su tope por una superficie de máxima progradación. Este tipo de sistema sedimentario puede ser observado en lugares donde los ciclos eustáticos fueron dominados por rápidas subsidencias. También pueden ocurrir durante un firme incremento del nivel del mar con un aporte de sedimentos fluctuantes (Emery y Myers, 2001).

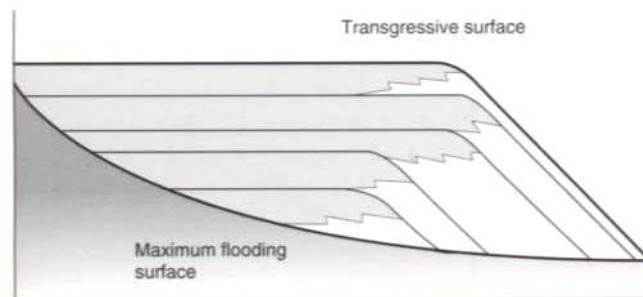


Fig. 26.- Sistema regresivo. Tomado de Emery y Myers (2001).

## 3.2.- RELACIONES GEOMÉTRICAS Y DISCONTINUIDADES

El término relaciones geométricas se refiere a las características morfológicas que se observan entre dos sistemas sedimentarios diferentes, justo en el límite entre ambas secuencias. Estas relaciones geométricas son de gran utilidad en el reconocimiento de superficies que constituyen límites de secuencias y que, generalmente, vienen representadas por discontinuidades.

### 3.2.1.- Discontinuidades

Las discontinuidades representan un largo período de interrupción de la sedimentación, seguido posiblemente por un proceso de erosión de las rocas expuestas y una posterior sedimentación que sella la creación de la discontinuidad.

Un concepto más completo de discordancia es dado por Van Wagoner *et al.* (1988) quienes la definen como superficies geológicas indicativas de exposición subaérea por un intervalo considerable de tiempo. Se caracterizan por presentar truncamientos erosivos y/o un hiatus importante. En este concepto se excluyen las superficies de erosión tenues asociadas a hiatus de muy corta duración (ej. parasecuencias). Igualmente se excluyen a todos aquellos procesos geológicos que involucran sincronismo entre erosión y depositación a muy corta distancia, como lo son las barras de meandro.

Según Van Wagoner *et al.* (1988), las discordancias más comunes son:

***Discordancia angular:*** Discordancia de carácter eustático localmente realizada por la tectónica. A medida que se atenúa la intensidad de la deformación, este tipo de discordancia pasa lateralmente a una discordancia eustática convencional. Esto se explica debido a que las variaciones eustáticas tienen una alta

frecuencia con baja amplitud, mientras en las variaciones tectónicas la frecuencia es baja pero la amplitud es alta, por lo cual la eustacia es la principal generadora de las discordancias. En este tipo de discordancias, la principal característica es la presencia de depósitos planos y jóvenes sobre estratificaciones más viejas anteriormente plegadas y erosionadas.

***Disconformidad:*** Es la discontinuidad estratigráfica en la que los materiales inferiores y superiores mantienen un paralelismo, pero la superficie de interrupción es una superficie alabeada de erosión. La disconformidad lleva consigo una interrupción de la sedimentación y un proceso erosivo, sin que por ello la zona haya sufrido ningún movimiento que altere la inclinación original de los estratos anteriores a la discontinuidad.

Las causas que originan las disconformidades pueden ser: de tipo regional (movimientos epirogénicos de la cuenca), o de tipo local (fluctuaciones del cauce de un río, que dan lugar a cicatrices).

***Inconformidad:*** Hay inconformidad (*nonconformity*), cuando un conjunto de materiales estratificados descansa sobre otros que no lo están, siendo éstos ígneos o metamórficos.

***Paraconformidad:*** Es la discontinuidad estratigráfica en la que se mantiene el paralelismo entre los materiales inferiores y superiores, y la superficie es como un plano de estratificación, sin que sea necesaria la existencia de señales de erosión. Se interpreta como una interrupción de la sedimentación durante un tiempo más o menos largo, diferenciándose de las diastemas solamente en la mayor duración del tiempo sin sedimentación.

Lo más frecuente es encontrar las paraconformidades en sedimentos marinos, pues es donde se conjugan más fácilmente las condiciones necesarias para generar este tipo de discontinuidad. En la actualidad se conocen zonas en fondos marinos donde no se produce sedimentación durante mucho tiempo. En estos casos, lo normal es que se endurezca la parte superior de los sedimentos existentes, formando lo que los oceanógrafos conocen como "*Hard ground*", o fondo endurecido. Las causas pueden ser muy variadas, como corrientes marinas, geometría de la cuenca, etc. Si existió emersión durante la interrupción sedimentaria, ésta fue de tiempo tan corto que no llegó a actuar la erosión, o se formó un suelo que protegió a los materiales.

La paraconformidad es la discontinuidad estratigráfica de más difícil identificación, por la falta de criterios geométricos.

Todas estas discontinuidades constituyen límites de secuencias, y su identificación puede ser más sencilla a medida que los rasgos estructurales de determinada zona sean más complejos. El criterio que permite identificar con mayor precisión las discontinuidades es el reconocimiento de las diferentes terminaciones de estratos que a continuación se definen:

- Solapamiento "onlap": Relación geométrica de estratos inicialmente horizontales que se acuñan sobre una superficie inclinada. Puede también definirse para un paquete de estratos inicialmente inclinados que se acuñan contra una superficie de mayor inclinación inicial. Se conocen diferentes tipos de solapamiento:
  - Solapamiento costero: cuña de agradación que engloba depósitos costeros.
  - Solapamiento distal: cuña de agradación que solapa en la misma dirección de la cuenca

- Solapamiento proximal: cuña de gradación que solapa hacia el continente
  - Solapamiento marino: cuña de gradación que engloba depósitos de ambientes marinos
- Cuña de progradación o “Downlap”: Relación geométrica en la cual estratos inicialmente inclinados hacia la cuenca, terminan contra capas inicialmente horizontales o de menor inclinación. También suele describirse como “clinoformes” gracias a la geometría progradante de las superficies depositacionales.
- Cuña crestal o “Toplap”: Relación geométrica que enfatiza la terminación de estratos inclinados contra superficies suprayacentes menos inclinadas. Esta geometría se debe a no depositación o a erosión muy leve.
- Truncamiento o truncación: Terminación de estratos o reflectores sísmicos inclinados contra una superficie discordante, situación que permite delimitar el tope de una secuencia de depósitos. Esta geometría se debe a importantes etapas de erosión.
- Truncamiento o truncación aparente: Relación geométrica de las terminaciones de los estratos o reflectores sísmicos interpretados, del sistema transgresivo y los de nivel alto. La retrogradación de las parasecuencias refleja una geometría de truncamiento aparente, la cual nunca debe interpretarse como una erosión. Esta geometría es usualmente reconocida en los perfiles sísmicos por debajo de la superficie basal de progradación, la cual delimita la máxima transgresión marina.

Un bosquejo bastante general de lo explicado anteriormente viene dado en la siguiente figura:

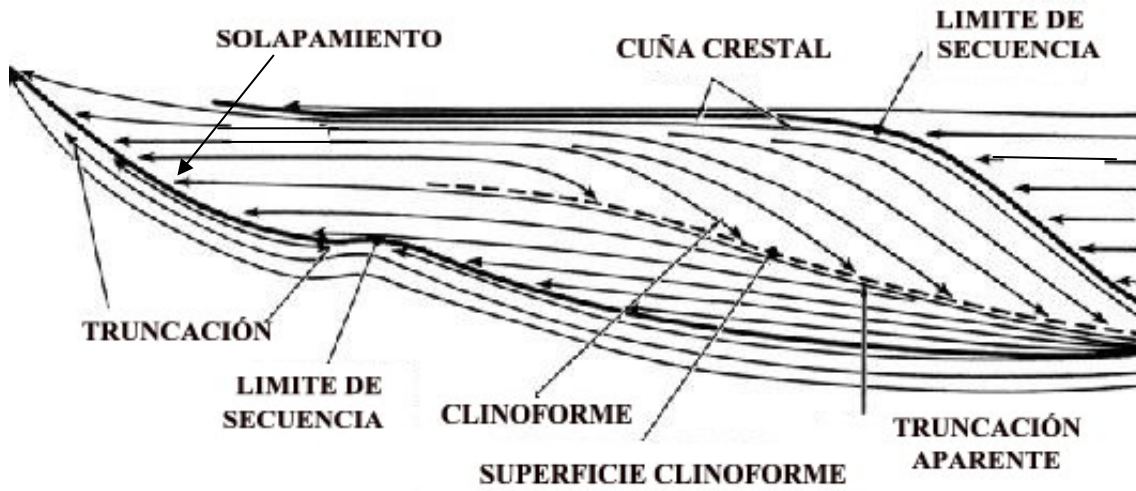


Fig. 27.- Sistema sedimentario mostrando las diferentes relaciones geométricas que lo componen. Modificado de Mitchum *et al.* (1977a).

### 3.3.- AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Los procesos sedimentarios presentan siempre una influencia geográfica, ya que están definidos por una serie de factores físicos, biológicos y químicos, formando lo que se denomina ambiente sedimentario. El conjunto de estas características imprime a cada facie sedimentaria, unas propiedades que les hacen diferenciables al resto de los sedimentos depositados en otros ambientes.

Los elementos más importantes que definen los ambientes sedimentarios marinos son: fisiografía del medio, energía, clima, aporte de sedimento y cambios del nivel del mar. La fisiografía del medio define y limita las dimensiones del medio, geometría y profundidad. La energía comprende factores como la oceanografía (corrientes geostroficadas, olas, mareas, tormentas) hasta otros como la tectónica. El clima, que a su vez puede condicionar algunos aspectos de la oceanografía, así como la naturaleza del aporte de sedimento y el volumen de material aportado. El aporte de sedimento afecta a la composición de los materiales procedentes de ella y al volumen de sedimento. Las áreas fuentes pueden ser externas (terrestre o atmosférica) e internas.

Los ambientes de depósitos pueden clasificarse en tres tipos:

#### 3.3.1.- Ambientes Continentales

*Ambiente Desértico o Eólico:* Tiene un régimen climático seco con precipitaciones escasas. Carece de drenaje pero si tiene cursos de agua temporales. La erosión predomina frente a la deposición a lo largo de curvas fluviales. Materiales de grano fino como limos y arcillas.

*Ambiente Glaciario:* Posee un régimen climático que permite la formación de grandes capas de hielo. Se dan en las proximidades a los círculos polares o en las partes más elevadas de las cordilleras de zonas de climas templados. El proceso que predomina es la erosión, acompañada del transporte y depósito. La granulometría es heterogénea y prevalecen los elementos angulares.

*Ambiente Fluvial:* Es el ambiente de mayor importancia dentro del continente debido a la naturaleza de sus depósitos. Comprende el canal o cauce de un río. El proceso sedimentario que predomina es la acción de corrientes canalizadas de diferentes potencias. Los cuerpos sedimentarios resultantes son cintas alargadas en el sentido de la pendiente. La estratificación es regular y gruesa.

Los depósitos de sedimentos por corrientes fluviales más importantes son los siguientes:

- *Depósitos de canal:* están compuestos generalmente por arena y grava, los cuales forman las llamadas “barras de meandro”. A medida que la corriente de un río fluye a través de una secuencia de meandros, la velocidad de desplazamiento del agua aumenta hacia la parte exterior erosionándola y formando los llamados meandros de erosión; Al mismo tiempo, en la parte interna del meandro el agua se desplaza con menor velocidad, permitiendo que se depositen sedimentos sobre el llamado meandro de deposición o “point bar”.

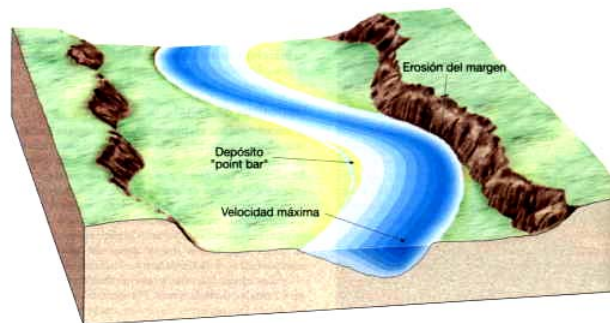


Fig. 28.- Depósitos de canal. Tomado de Tarbuck y Lutgens (2000)

- *Depósitos de llanura de inundación:* consisten en aluviones conformados por arenas, gravas gruesas, arenas limos y arcillas. Como su nombre lo indica, las llanuras de inundación son las zonas que resultan cubiertas por las aguas provenientes de inundaciones.
- *Abanicos aluviales:* se desarrollan normalmente donde una corriente fluvial de alto gradiente abandona su cauce e invade súbitamente el fondo de un valle o una llanura amplia. Ellos se forman debido a la caída abrupta del gradiente, combinado con un brusco cambio de posición y tamaño del cauce. Normalmente, el material grueso es depositado cerca del ápice del abanico y los sedimentos más finos, son transportados en forma gradual hacia la base de los depósitos.



Fig. 29.- Abanico aluvial. Tomado de Tarbuck y Lutgens (2000).

*Ambiente Paludal:* Cuerpos de aguas tranquilas y someras (pantanos). Se caracterizan por contener poca oxigenación. En ellos prevalece la actividad orgánica.

*Ambiente Espeleano:* Ambiente sedimentario determinado por cuevas.

### 3.3.2.- Ambientes de Transición

Están situados en el área de contacto entre el mar abierto y el ambiente continental. Prevalece el aporte terrígeno, la acción de las olas y las mareas.

*Ambiente Deltáico:* Se forma cuando un cuerpo de agua entra en el mar. Predominan procesos como la decantación gravitativa, después de la cual se depositan las partículas más finas del aporte terrígeno. Finos estratos que pasan gradualmente a los depósitos marinos normales.

Los deltas se forman cuando las corrientes de un río penetran el océano o un lago. En el caso de los deltas formados en lagos, a medida que el agua entra en él, se van depositando los sedimentos en tres tipos de capas (fig. 30): Las *capas frontales* que están compuestas por partículas gruesas depositadas inmediatamente al ingresar al lago, formando estratos con pendientes descendientes en el sentido de la corriente; las *capas de techo* horizontales que cubren las capas frontales durante períodos de inundación y las *capas de base* que contienen los sedimentos más finos depositados en la parte distal del delta en estratos casi horizontales.

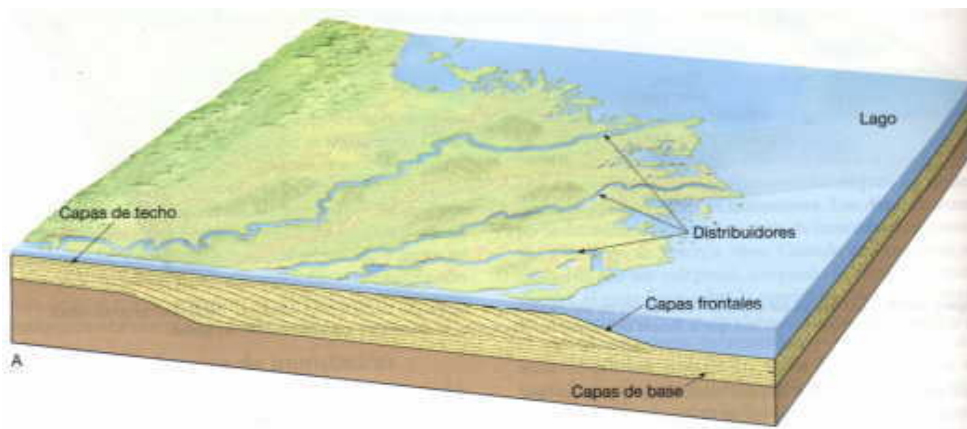


Fig. 30.- Delta en un lago. Tomado de Tarbuck y Lutgens (2000).

La configuración morfológica de los ambientes deltáicos comprende tres diferentes zonas de acumulación de sedimentos: la llanura o planicie deltáica, el frente deltáico y el prodelta (ver Anexo A).

La *llanura deltáica* constituye la parte más continental del delta y está conformada por cinco importantes zonas:

- La Marisma: Es el área de mayor extensión de la llanura deltáica y comprende las regiones pantanosas de progradación sedimentaria ubicadas entre los canales distributarios.
- Las Bahías: Consisten en zonas de aguas muy someras que se presentan, generalmente, hacia las márgenes de la llanura deltáica.
- Canales Abandonados: Son originados por la bifurcación de un canal distributivo, cuando uno de los canales resultantes tiene mayor pendiente que el otro.
- Diques Naturales: Formados por la acumulación de sedimentos en las márgenes de un canal distributivo durante las inundaciones. Estos diques constituyen el predominante relieve positivo en la llanura deltáica alcanzando, en algunos casos, hasta los cinco metros de altura por encima de la marisma circundante.
- Abanicos de Rotura: Se originan cuando los diques naturales ceden ante las inundaciones, creándose un canal a través del cual fluye el agua cargada de sedimentos, que luego son depositados en la bahía.

Por su parte, el *frente deltáico* comienza en el margen de la planicie deltáica y se extiende hacia el mar hasta el prodelta. En esta región, la corriente fluvial pierde velocidad permitiendo que se depositen los sedimentos que contiene en forma de “barras de desembocadura”. Si los canales distributarios están lo suficientemente cercanos, las barras pueden unirse y formar extensos depósitos en forma de manto. Si por el contrario los canales están muy separados, los depósitos adquieren un aspecto alargado que recibe el nombre de “barras digitiformes”.

En el frente deltáico también pueden formarse “lomas playeras” e “islas marginales”: las lomas playeras se forman cuando la arena en la desembocadura de los ríos es transportada lateralmente por las corrientes litorales formando playas. Las islas marginales, por su parte, son depósitos alineados de forma paralela a la costa y se originan cuando el aporte de sedimentos disminuye o cesa por abandono de un sector del delta.

El *prodelta* es el ambiente de acumulación de los sedimentos finos en suspensión que provienen de los canales distributarios y que pasan a ser, de forma gradual, sedimentos marinos de aguas profundas.

Los deltas formados en los océanos poseen la misma forma que los formados en lagos, pero su configuración interna depende de los niveles de energía asociados a las corrientes que depositan los sedimentos y las corrientes propias del mar que tienden a distribuirlos.

*Ambiente Lagunar:* Conformado por lagunas limitadas por cordones litorales formados a cierta distancia de las costas. Ausencia de aportación terrígena. Los sedimentos son empujados hacia el interior del espejo de agua, junto a procesos de decantación gravitativa. Predominan limos y arenas finas.

*Ambiente Estuario:* Es una desembocadura de un río, en forma de embudo, que se forma cuando los esfuerzos de marea son más eficientes que los fluviales, en la redistribución del sedimento. Se forman barros limosos y arenosos alineados en la dirección de la corriente de la marea. Depósitos reducidos por el constante movimiento, hasta que el sedimento se deposita en un ambiente marino normal.

*Ambiente Litoral:* Se extiende desde una zona de marea alta hasta una zona de marea baja.

### **3.3.3.- Ambientes Marinos**

En este tipo de ambiente, los principales agentes de la erosión, el transporte y la sedimentación son las corrientes provocadas por el oleaje.

*Ambiente Nerítico:* Ubicado desde el límite de marea baja (0-200 metros de profundidad)

*Ambiente Batial:* Desde 200 a 2000 metros de profundidad

*Ambiente Abisal:* A partir de 2000 metros de profundidad.

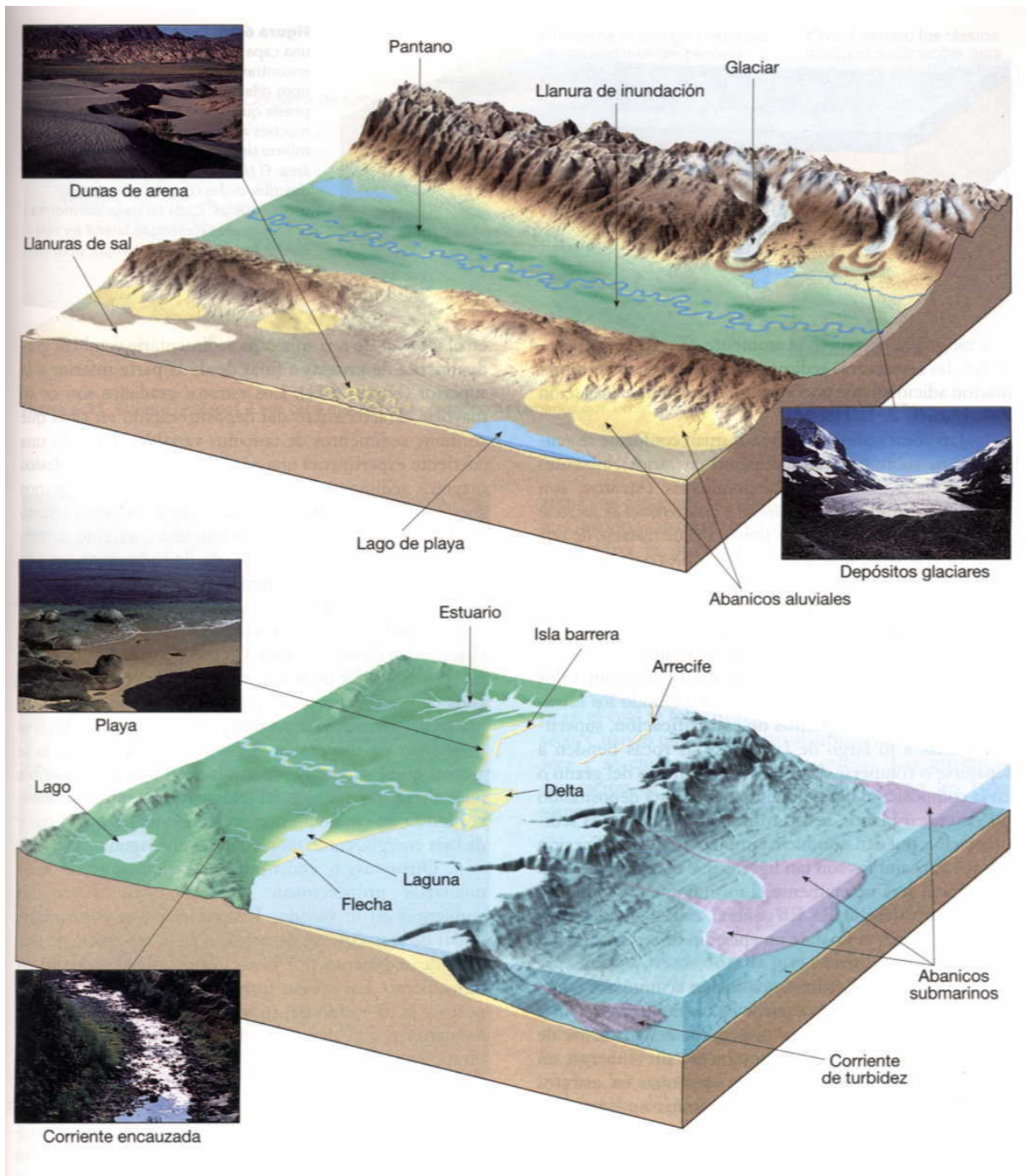


Fig. 31.- Gráfico resumen de los diferentes ambientes sedimentarios.  
Tomado de Tarbuck y Lutgens (2000).

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS Y ANÁLISIS

#### 4.1.- INTERPRETACIÓN SÍSMICA

La interpretación de horizontes consistió en la identificación y posterior correlación de las superficies de interés, las cuales fueron seleccionadas de acuerdo a los requerimientos del trabajo: discordancia base de la Formación Morichito, discordancia intra-Morichito y discordancia base Mesa-Las Piedras. Cada una de estas superficies fue identificada en la sísmica y posteriormente correlacionadas.

Por tratarse de discordancias y erosiones, el reconocimiento de las superficies en las diferentes sísmicas utilizadas fue relativamente sencillo, salvo en el caso de líneas sísmicas 2D con muy poca resolución. Obviamente, el principal criterio utilizado en la identificación de las superficies fue el reconocimiento de las relaciones geométricas, generalmente del tipo “onlap” y truncaciones.

Los depósitos de la Formación Morichito provienen en su mayoría de la Serranía del Interior ubicada al norte, lo que justifica la presencia de “onlaps” en esa dirección sobre la base de la pequeña cuenca. Las deformaciones ocurridas dentro de la formación debido a la dinámica del Corrimiento de Pirital, son la causa de que muchos de estos “onlaps” hayan sido ligeramente rotados, pudiendo ser interpretados como terminaciones tipo “downlap” contra la base de la cuenca.

El extremo sur de la Formación Morichito, el cual reposa sobre el flanco norte del Alto de Pirital, consiste en reflectores bruscamente truncados por la erosión que constituye la discordante base de la Formación Las Piedras. En el área de Jusepín-Cotoperí, los depósitos de la Formación Morichito poseen *espesores verticales* por el orden de los 200 metros, pero éstos aumentan hacia el oeste y –obviamente- al centro

de depósitos. Hacia el norte, estos depósitos se acuñan gradualmente contra el flanco sur de la Serranía del Interior. Es importante destacar que su *espesor verdadero* no es fácilmente cuantificable debido a la gran cantidad de éstos que fueron erosionados a lo largo de su evolución tectono-sedimentaria.

La distribución en subsuelo de la Formación Morichito puede ser explicada como un cuerpo de aspecto elongado, más estrecho hacia el noreste, de orientación suroeste-noreste, limitado al sur por el Alto de Pirital y al norte por las masas deformes de sedimentos cretácicos que conforman el piedemonte de la Serranía del Interior.

Como se explicó anteriormente, la Formación Morichito es limitada en tope y base por discordancias. Hacia el oeste, es suprayacente a unidades del Cretácico, y hacia el este, es igualmente suprayacente a las formaciones del intervalo Eoceno-Oligoceno (Caratas, Vidoño, Naricual) y la Formación Carapita. Esta formación fue truncada al sur por la erosión que antecedió la depositación de la Formación Las Piedras, que la suprayace.

Para establecer su correlación estratigráfica con otras unidades, esta formación fue dividida en dos etapas:

(a).- *Morichito Inferior*: equivalente en tiempo al Miembro Chapapotal de la Formación Carapita y cuya edad es anterior al primer pulso del Corrimiento de Pirital. Está conformada por una serie de estratos subparalelos truncados que buzanan hacia el norte.

(b).- *Morichito Superior*: equivalente en tiempo a los depósitos de la Formación La Pica. Ocurre durante el levantamiento del Alto de Pirital, hecho sustentado en la presencia de terminaciones “onlap”, hacia el sur, sobre Morichito Inferior.

El contacto Morichito Inferior-Superior es del tipo discordante y su causa es atribuida a la dinámica del Corrimiento de Pirital. Las características de ambas subdivisiones son explicadas en los transectos realizados.

#### **4.2.- MAPAS ESTRUCTURALES DE LOS HORIZONTES INTERPRETADOS**

Para la construcción de estos mapas fue necesario realizar la unión de las interpretaciones realizadas para cada superficie sobre las diferentes sísmicas 2D y el levantamiento 3D utilizado. Se realizaron cuatro mapas estructurales: dos (tiempo y profundidad) en la base de la Formación Morichito y otros tantos en la base de la Formación Las Piedras (localmente el tope de la misma formación).

##### **4.2.1.- Mapas Estructurales Base Formación Las Piedras**

Estos mapas (figuras 32 y 33) muestran, a grandes rasgos, un alto estructural en dirección aproximada N50E acompañado por dos depresiones: una al noroeste, correspondiente a la cuenca que contiene los depósitos de la Formación Morichito y otra al sureste que comprende el subsuelo del Campo Jusepín.

La depresión noroeste consiste en una cuenca de aspecto algo elongado, con un rumbo N65E. Posee un centro de depósitos cuya profundidad máxima es de 4500 pies. Hacia el noreste de esta depresión se observa el cierre de las curvas que indica el límite de la estructura; características similares se observan en sentido opuesto al anterior aunque la limitada extensión de los mapas no permite concluir acerca del límite suroeste de la misma.

La región sureste del mapa muestra parte de una estructura monoclinal que buza hacia el sureste, la cual es definida por curvas de tendencia bastante lineal, con profundidad mínima de 2500 pies y máxima de 6000 pies (dentro de los límites de ambos mapas).

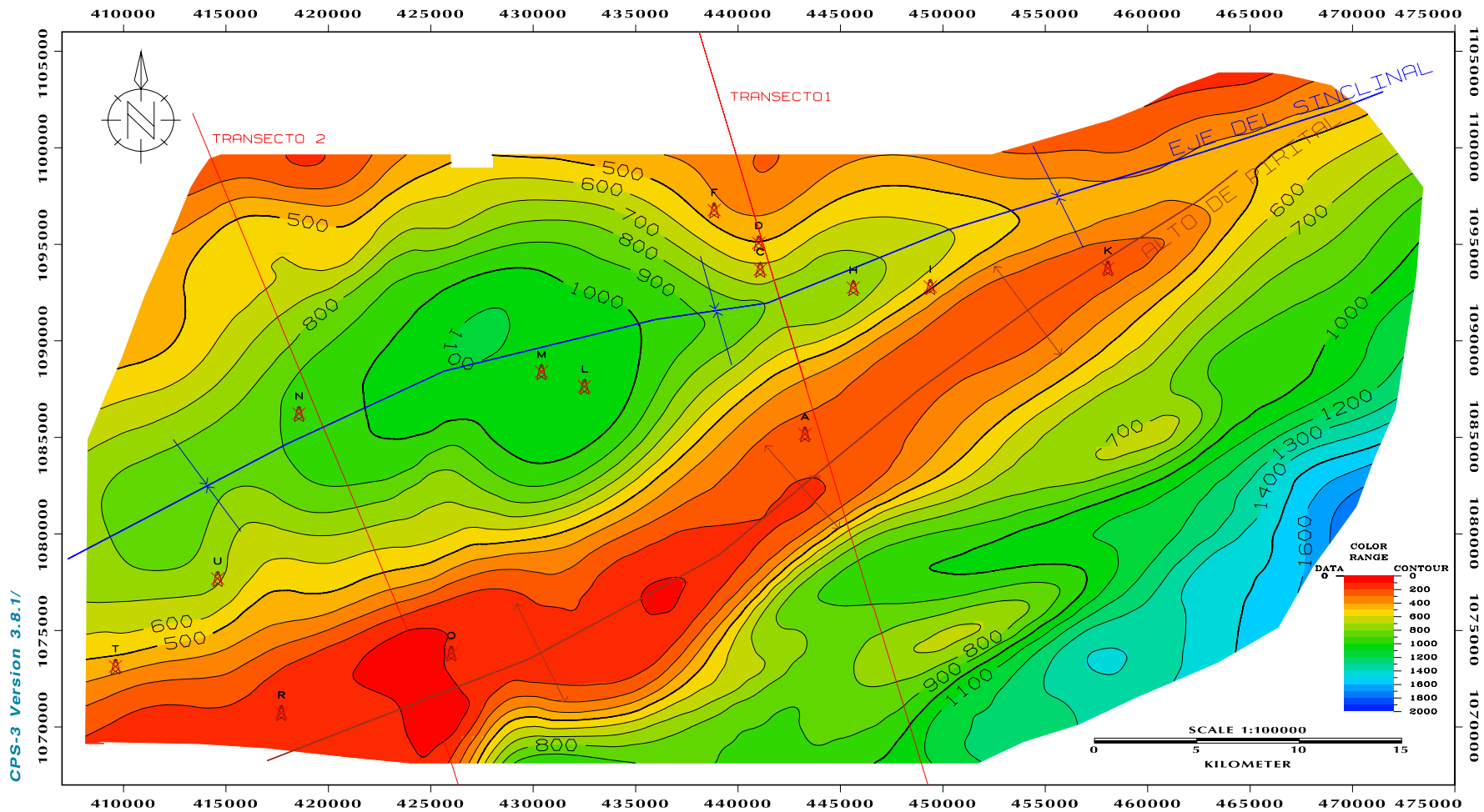


Fig. 32.- Mapa Estructural Base Formación Las Piedras, en tiempo doble (mseg)

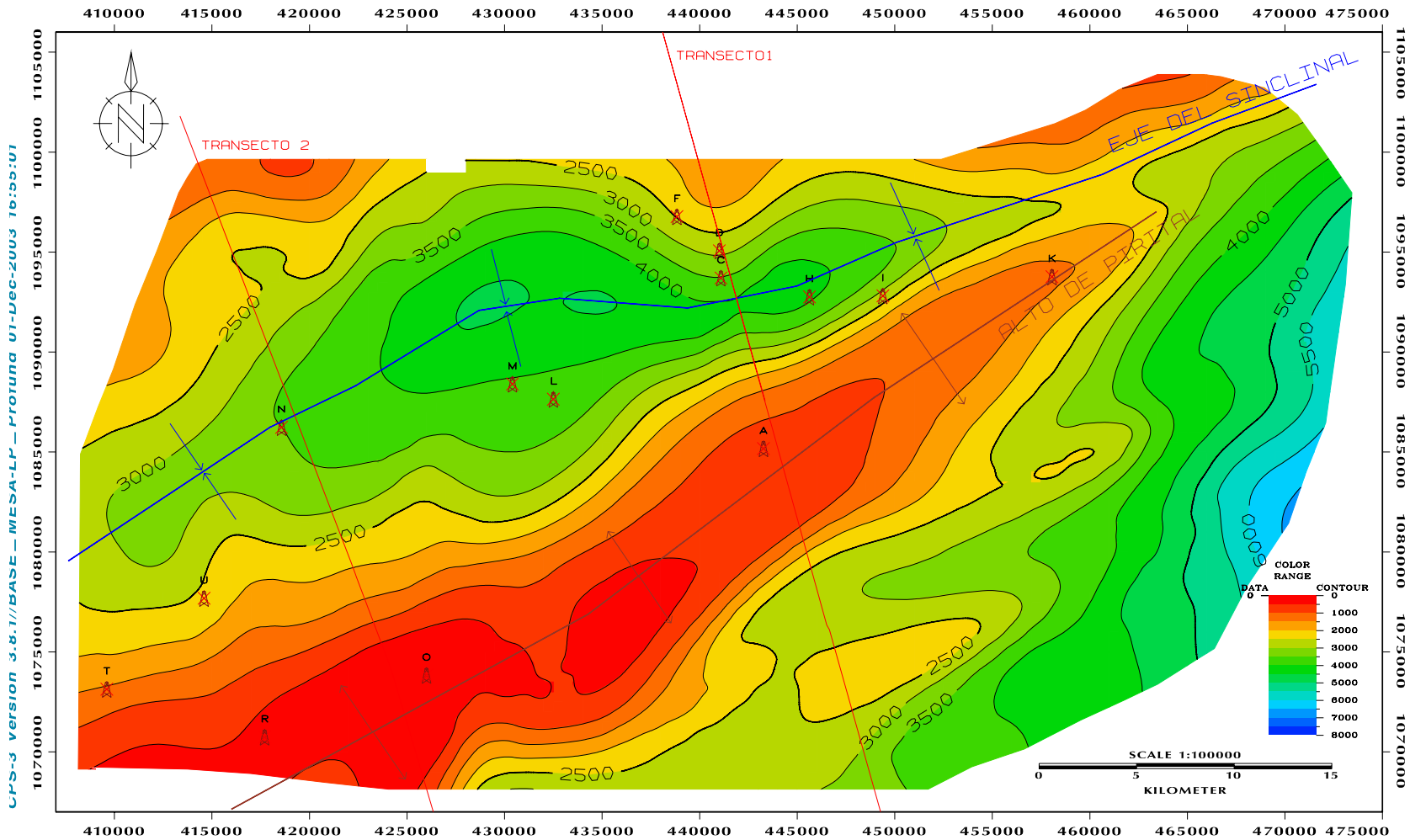


Fig. 33.- Mapa Estructural Base Formación Las Piedras, en profundidad (pies)

Sobre este monoclinal, muy cerca de las curvas que marcan la presencia del Alto de Pirital, se observan dos pequeñas estructuras elongadas con curvas cerradas en sus topes que indican la presencia de altos estructurales. Estas anomalías poseen rumbo N70E, ambas tienen su tope a una profundidad de 2500 pies y, de acuerdo con investigaciones previas e inclusive el carácter sísmico observado durante la interpretación de los horizontes, denotan la presencia de dos estructuras relacionadas a diapirismo. Estas estructuras se deben a fallas producidas por la tectónica que afectó la columna sedimentaria de la zona e igualmente a las bruscas presiones a la que están sometidas las litologías blandas, en este caso las lutitas de la Formación Carapita, en el subsuelo.

Es importante mencionar que hacia el noreste de la zona estudiada existe un sistema de fallas normales en los depósitos del intervalo Mesa-Las Piedras que, al no cortar el horizonte definido, no afectan la continuidad del mapa estructural.

#### **4.2.2.- Mapas Estructurales Base Formación Morichito**

Estos mapas describen una estructura tipo cuenca (figuras 34 y 35), de aspecto bastante elongado, con rumbo aproximado N65E. Al noreste se observan curvas cerradas que denotan el límite de la estructura. En dirección contraria, también se observan curvas cerradas, de mayor radio, que infieren el límite de la estructura en esa dirección, aunque la extensión del mapa no permite concluir fehacientemente si es o no el fin de la misma.

Al suroeste del mapa se observa una importante anomalía en la tendencia de las curvas que se debe a la presencia de un pequeño alto en los sedimentos eoceno-oligocenos que infrayacen la Formación Morichito. Esa pequeña protuberancia es resultado del movimiento de fallas en la columna de sedimentos cretácicos (ver Transecto 2, fig.42).

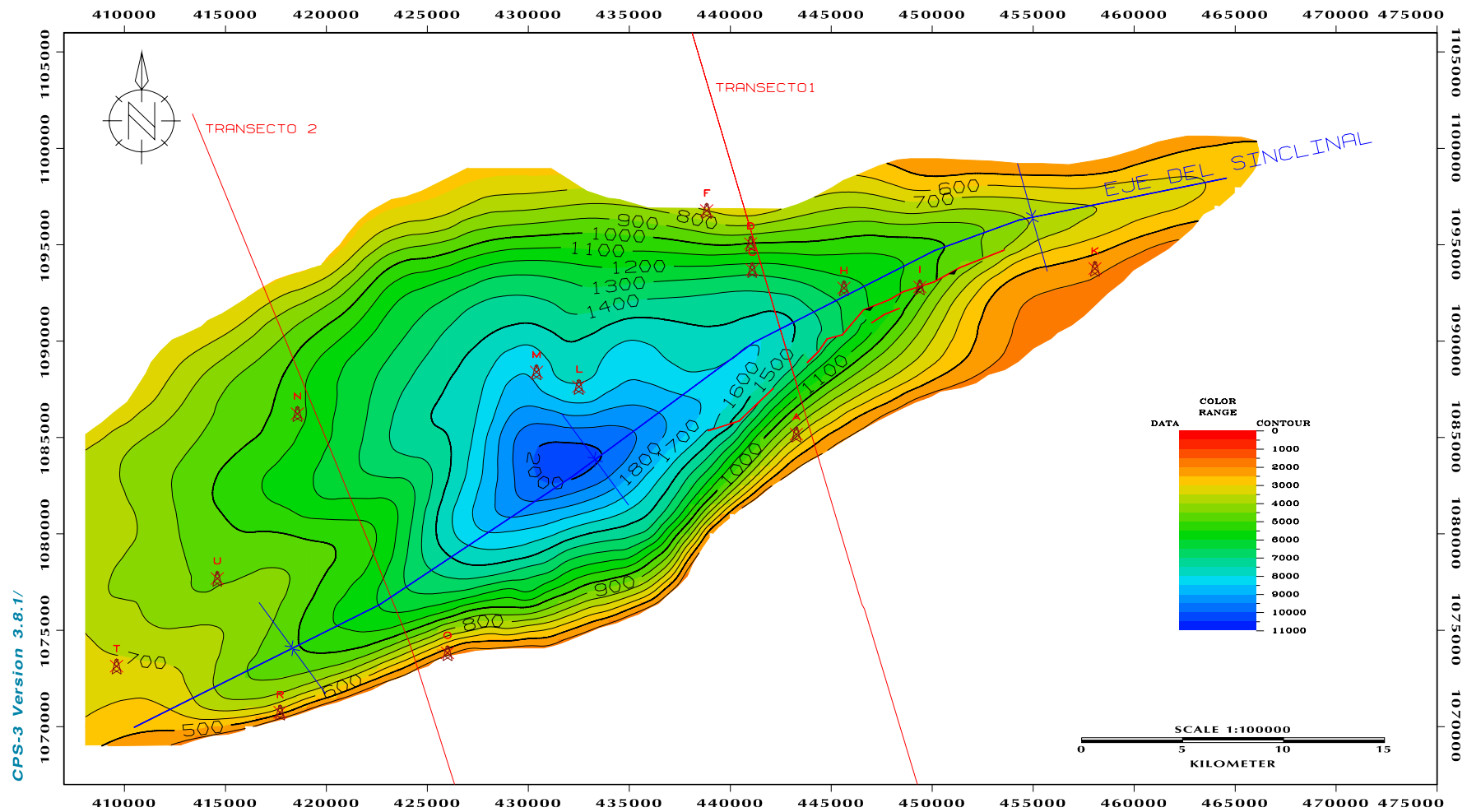


Fig. 34.- Mapa Estructural Base Formación Morichito, en tiempo doble (mseg)

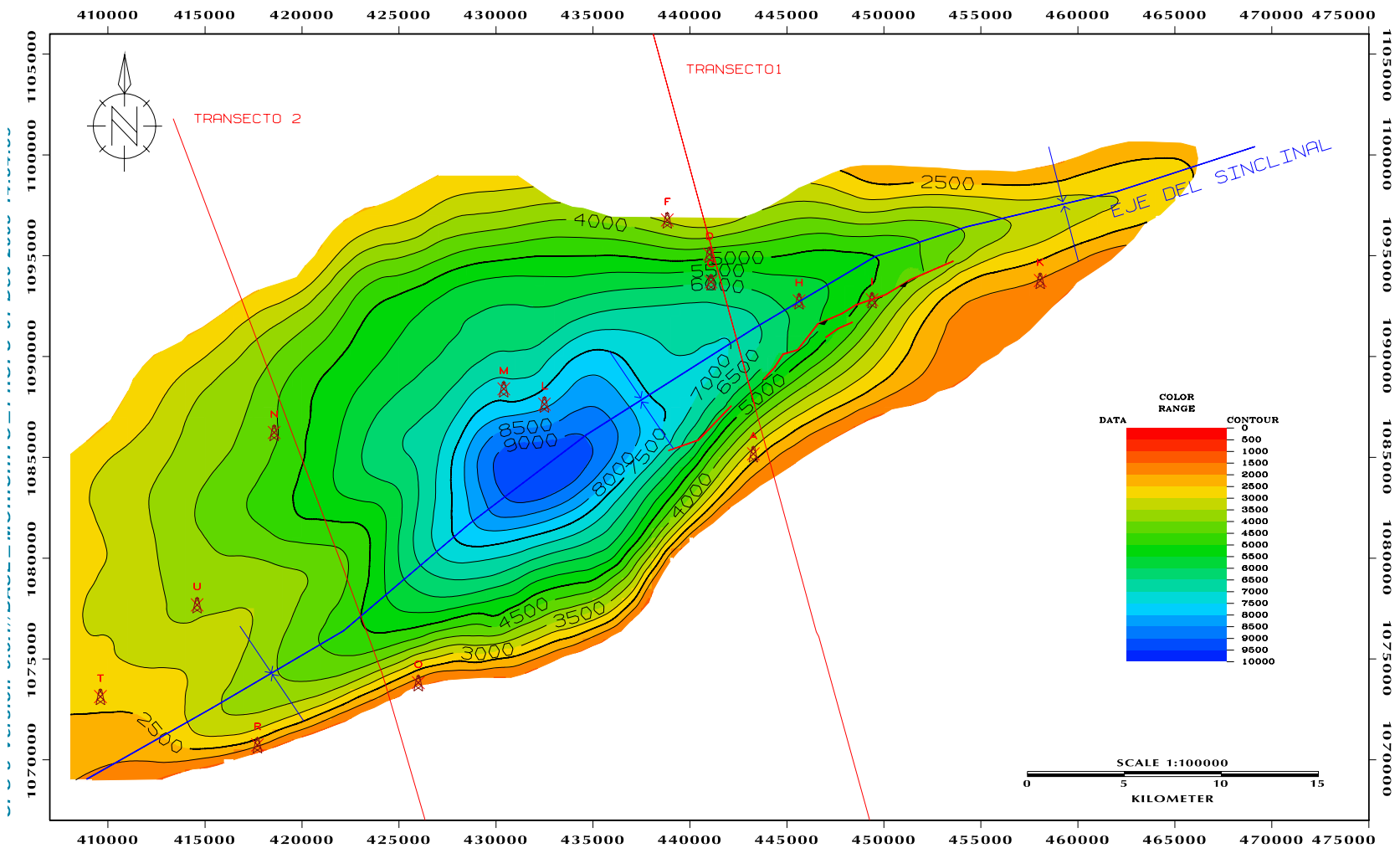


Fig. 35.- Mapa Estructural Base Formación Morichito, en profundidad (pies)

El flanco sur de la pequeña cuenca posee en su parte central buzamientos por el orden de 25° hacia el norte, los cuales disminuyen gradualmente hacia los extremos de la estructura. Estimaciones de buzamientos realizadas sobre el “Transecto 1” arrojaron como resultado un ángulo de inclinación de los estratos de 22° hacia el norte.

Por su parte, el flanco norte posee buzamientos mucho más tenues que los del flanco sur: sobre el “Transecto 1” los sedimentos (cretácicos) que conforman la base de la Formación Morichito muestran una inclinación de 22° hacia el sur. En las zonas ubicadas tanto al este como al oeste de dicho transecto la inclinación se torna mucho más leve, llegando inclusive a los 9° de buzamiento sur sobre el “Transecto 2”.

Este horizonte, a pesar de la fuerte deformación soportada, no se encuentra afectado por familias o sistemas de fallas significativos. La base de la Formación Morichito es solamente afectada por una falla de orientación N60E, que consiste en un retrocorrimiento o “backthrust” consecuencia de la dinámica de compresión ocurrida en la zona después de reactivado el Corrimiento de Pirital. Esta falla corta la base de la sección en un tramo de aproximadamente 18 kilómetros y posee un buzamiento por el orden de los 35° hacia el sur.

#### **4.3.- CONVERSIÓN TIEMPO-PROFUNDIDAD**

Durante el desarrollo de este trabajo no se contó con información de pozos suficiente como para realizar una estimación precisa del campo de velocidades en la zona, por lo cual se recurrió a estimaciones de velocidades, para las formaciones involucradas, extraídas de trabajos previos y basadas en información de PDVSA (Lilliu (1990) y Roure *et al.*, (1994)). Además, se utilizaron las velocidades obtenidas a partir de un “Check Shot” correspondiente al pozo “A”, cuya curva “camino-tiempo” se muestra en la figura 36.

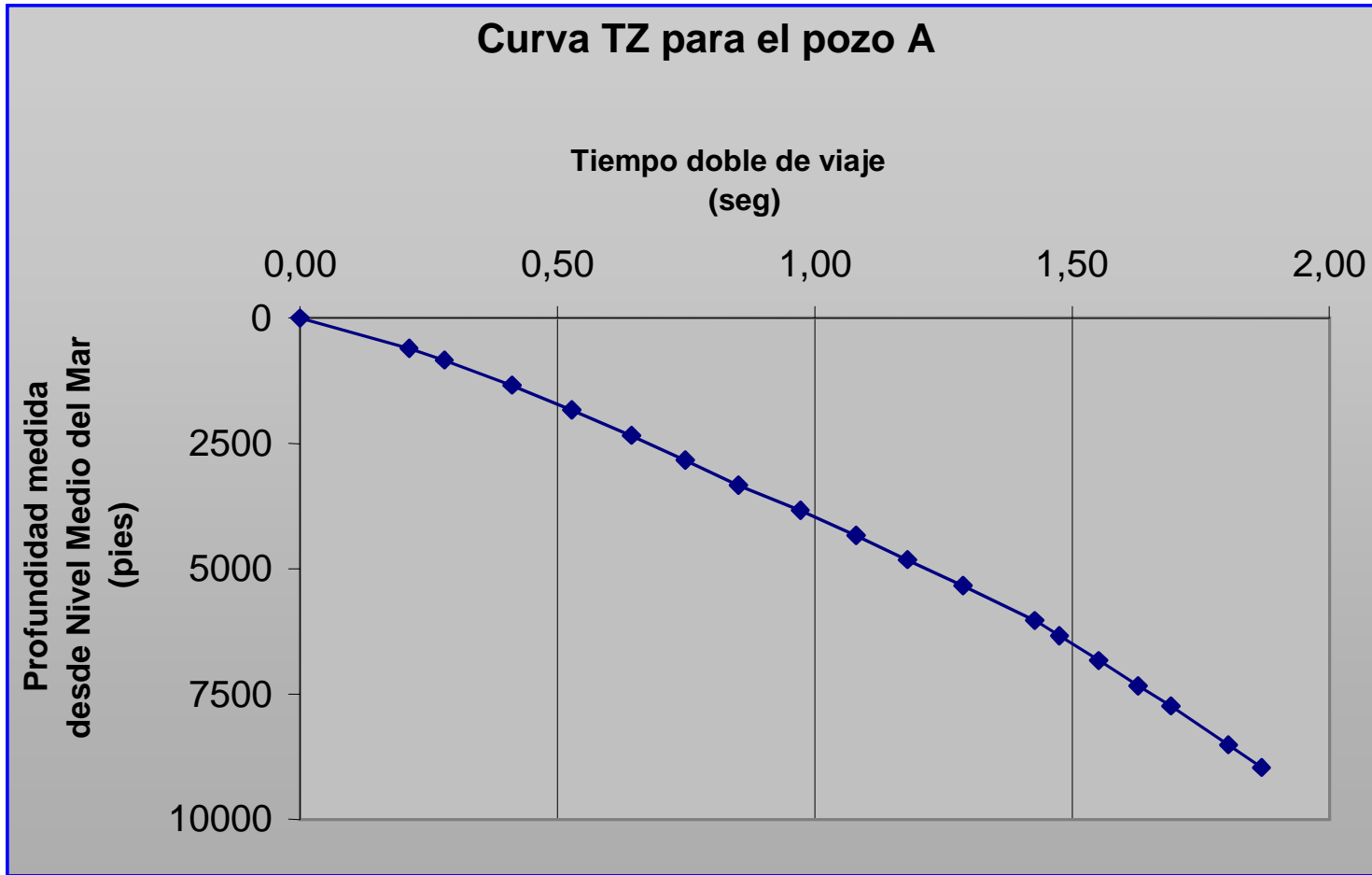


Fig. 36.- Tabla T-Z para el Pozo "A"

Lilliu (1990), en su Tesis de Maestría de la Universidad de Houston, realizó un análisis estadístico de las velocidades interválicas de la zona para las unidades litológicas desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno. Los resultados obtenidos fueron los siguientes:

Tabla 2.- Análisis estadístico de velocidades interválicas. Modificado de Lilliu (1990).

Edad	Grupo	Formación	Miembro	Muestras	Vel. Mínima (ft/s)	Vel. Máxima (ft/s)	Vel. Promedio (ft/s)	Desv. Estandar (ft/s)
Pleistoceno		Mesa		23	6330	8722	7448	601
		Las Piedras		2	7900	8057	7979	78
Plioceno		La Pica		9	7707	9864	8771	777
		Morichito		2	9057	10588	9822	765
Mioceno		Carapita	A	4	7806	10133	9303	915
			B	13	7542	11285	9078	1071
			C	5	7846	8778	8408	344
			D	10	8839	10876	9646	554
			E	9	8769	10480	9546	538
			F	5	7664	14302	10874	2227
Oligoceno		Naricual		3	9538	15565	11892	2631
		Areo		9	6457	13666	10895	1899
		Los Jabillos		9	6400	15714	11246	2852
Eoceno / Paleoceno	Santa Anita	Caratas		10	6336	15608	12144	2821
		Vidoño		8	5600	15444	10679	3573
		San Juan		6	8455	14850	11566	2622

Por su parte, Roure *et al.* (1994) dedujeron las velocidades interválicas de cada secuencia a partir de datos de pozos, obteniendo como resultado el campo de velocidades que se muestra a continuación:

Tabla 3.- Velocidades obtenidas a partir de datos de pozos. Modificado de Roure *et al.* (1994).

Intervalo Estratigráfico	Formación	Velocidad sísmica (m/s)
Plio-Cuaternario	Mesa/Las Piedras	2200
	La Pica	2400
	Morichito	2800
Mioceno	Carapita	2900
Paleoceno	Merecure	4000
Cretácico		4200
Pre-Cretácico		4400

Otros criterios considerados durante la realización de las estimaciones fueron: la complejidad estructural del subsuelo, las diferentes litologías que componen cada formación y la alternancia entre bloques autóctonos y alóctonos, consecuencia del frente de corrimientos existente.

Luego de analizar en conjunto todos estos factores, se estableció el rango de velocidades utilizadas en la conversión tiempo-profundidad de los mapas estructurales e isópaco para cada intervalo estratigráfico y las secciones geológicas (tabla 4).

Tabla 4.- Velocidades utilizadas en la conversión tiempo-profundidad

Intervalo Estratigráfico	Formaciones	Velocidad sísmica (m/s)
Plio- Cuaternario	Mesa/Las Piedras	2500
	La Pica	
	Morichito	
Mioceno	Carapita	3000
Oligoceno	Naricual	3500
	Areo	
	Los Jabillos	
Cretácico	San Juan	4000
	San Antonio	
	Querecual	
	El Cantil	

#### 4.4.- MAPA ISÓPACO DE LA FORMACIÓN MORICHITO

El mapa de espesores de la Formación Morichito (figuras 37 y 38) se obtuvo a partir de los mapas estructurales anteriormente considerados. Este mapa muestra un sinclinal elongado, de rumbo N65E, perfectamente comparable (en morfología) al obtenido en la base de la Fm. Morichito. Su característica principal es un depocentro ubicado al sur del pozo L, cuyo espesor máximo es de 6000 pies, pero que disminuye gradualmente en todas direcciones.

Los espesores que se observan en el flanco sur no se corresponden con la cantidad de sedimentos depositados en esa región, debido a que es ésta la zona más afectada por el levantamiento del Alto de Pirital y por la posterior erosión que barrió

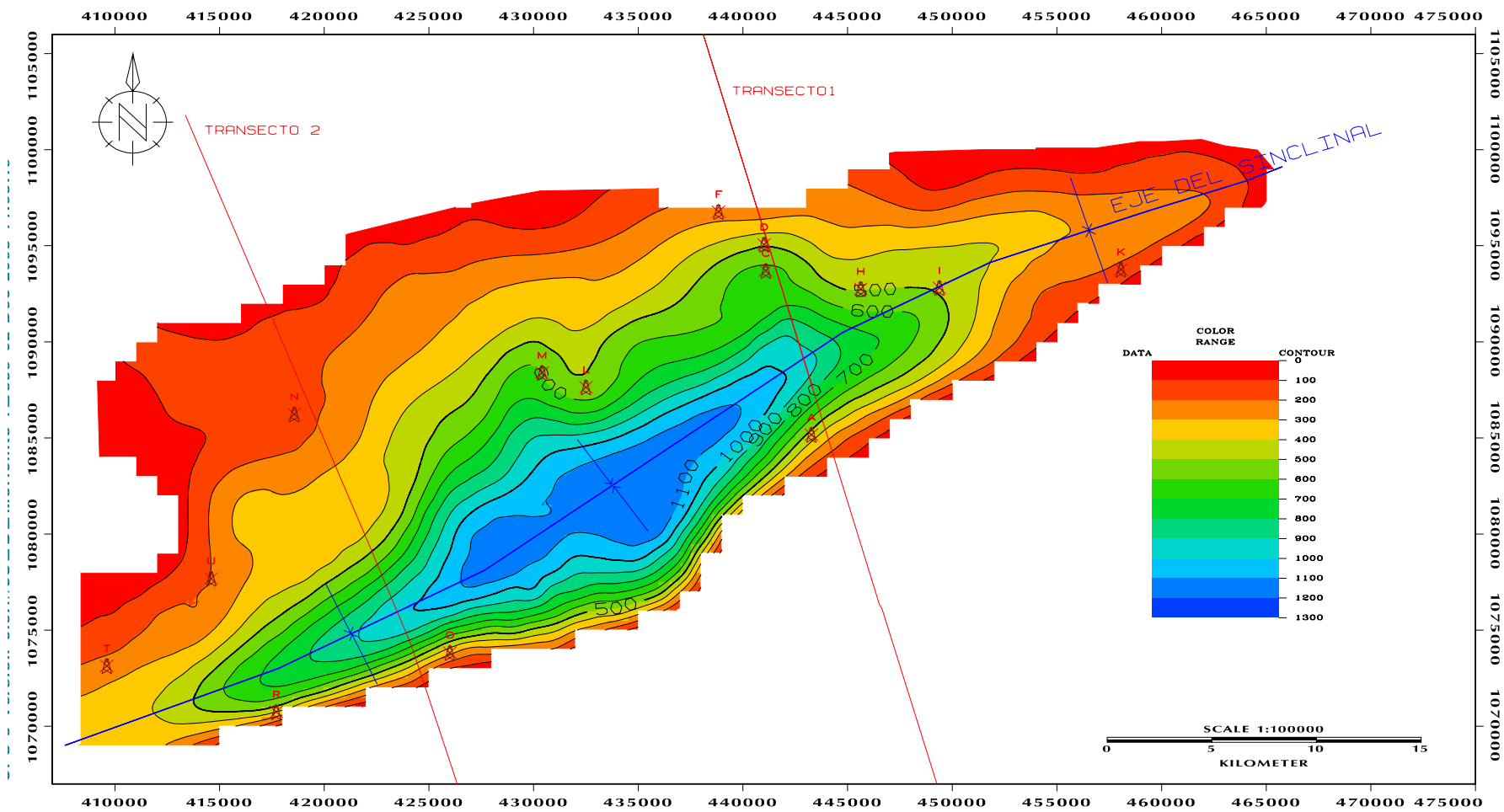


Fig. 37.- Mapa Isópaco de la Formación Morichito, en tiempo doble (seg)

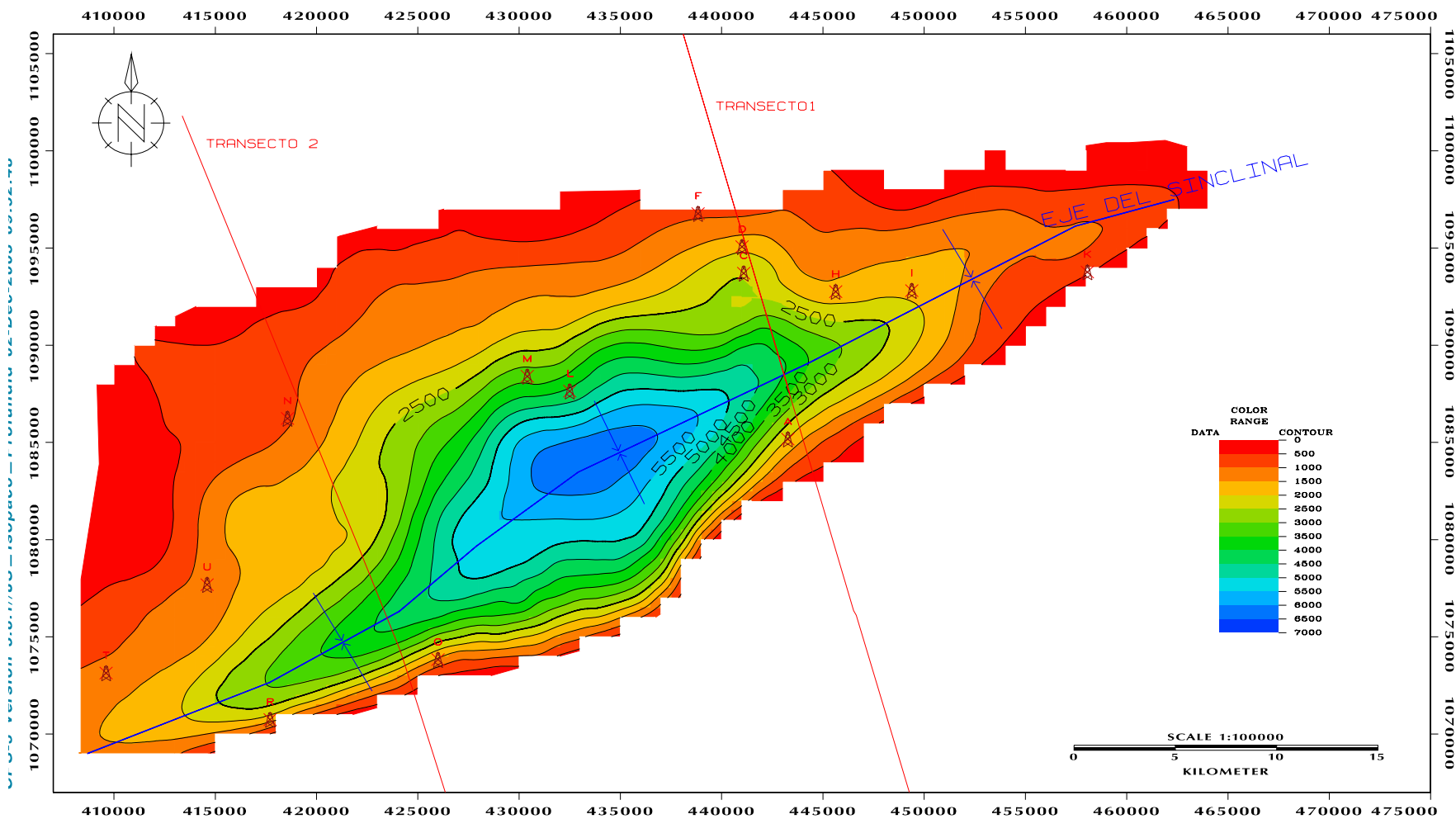


Fig. 38.- Mapa Isópaco de la Formación Morichito, en profundidad (pies)

gran parte de éstos; convirtiéndose esto, a su vez, en la causa de la imposibilidad o dificultad de realizar una estimación real del volumen de sedimentos que conformó inicialmente la Formación Morichito en su extremo sur. Por su parte, los depósitos al norte de la formación no fueron afectados por la fuerte erosión de la zona sur, por lo que los espesores allí contenidos pueden ser considerados reales.

#### **4.5.- MAPA DE SUBAFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN MORICHITO**

En este mapa (fig. 39) se observan los diferentes intervalos estratigráficos que para entonces conformaban la superficie sobre la cual ocurrió la depositación de sedimentos de la Formación Morichito. A grandes rasgos se diferencian tres grupos litológicos diferentes: sedimentos de edad cretácico al noroeste, sedimentos del intervalo Eoceno-Oligoceno, y más al sur sedimentos de la Formación Carapita (Oligoceno Superior-Mioceno Medio).

La zona constituida por rocas del Cretácico (verde) posee un buzamiento hacia el sur que varía entre los 22° y 9° de este a oeste. Sobre ésta, la Formación Morichito se depositó en geometría del tipo “onlap” (ver sísmica, fig. 44). El buzamiento sur de los sedimentos del Cretácico es consecuencia directa del levantamiento de la Serranía del Interior, iniciado a principios del Mioceno Inferior.

Por su parte, la Formación Carapita posee buzamientos hacia el norte, debidos al levantamiento del Alto de Pirital a principios del Mioceno Superior, que oscilan de este a oeste entre 22° y 13°, por lo que la zona conformada por los sedimentos del intervalo Eoceno-Oligoceno comprende el eje de la cuenca. La zona de mayor profundidad y que a su vez constituye el centro de los depósitos de la Formación Morichito, está ubicada justo al noroeste del Bloque Jusepín, donde los depósitos del Cretácico se encuentran a una profundidad de 7880 pies (pozo “L”). El contacto entre los sedimentos del Cretácico y del Eoceno es del tipo concordante, mientras que el contacto entre las litologías del Oligoceno y Carapita es discordante.

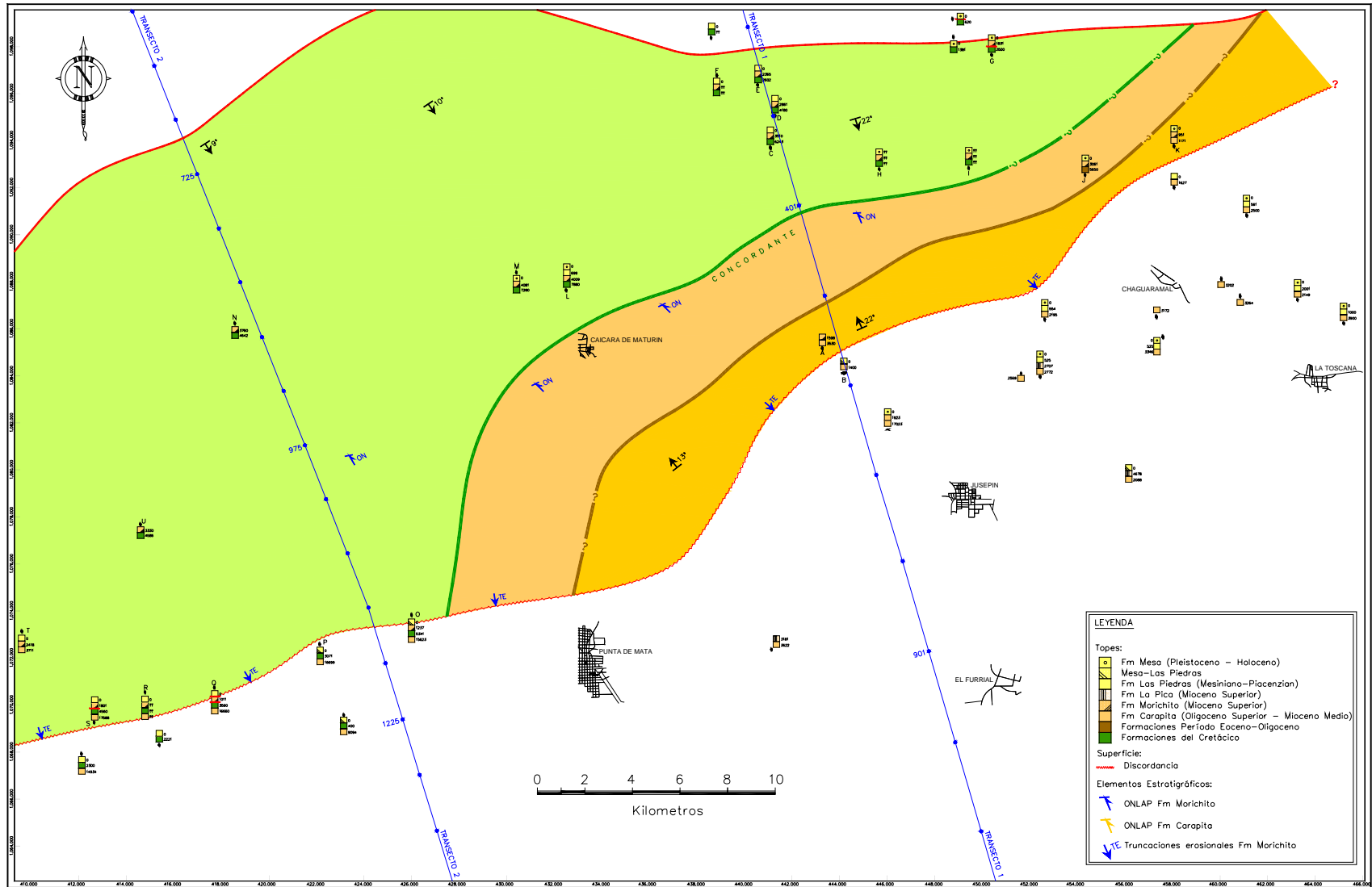


Fig. 39.- Mapa de Subafloramiento de la Formación Morichito Fig. 39.- Mapa de Subafloramiento de la Formación Morichito

## 4.6.- ANÁLISIS DE LOS TRANSECTOS UTILIZADOS

### 4.6.1.- *Transecto 1*

Este transecto (figuras 41 y 49) muestra claramente la disposición de las diferentes secuencias estratigráficas que componen el período Mioceno Inferior-Pleistoceno, sin excluir las secuencias anteriores. A efecto de los objetivos de este trabajo, sólo se describirán las secuencias inicialmente nombradas.

La interpretación de este transecto, de dirección NNO-SSE, se basó en la información obtenida de diferentes registros de los pozos A y B, sumado a información de topes de formaciones de los pozos C, D y F del Campo Manresa.

Al norte del transecto se observa la morfología de lo que constituye la parte proximal de la cuenca antepaís, limitada al norte por la Serranía del Interior. La apertura de la cuenca hacia el sur muestra su parte distal, actualmente separada de la proximal por el Alto de Pirital.

Las secuencias depositadas durante el período Mioceno Inferior-Pleistoceno corresponden a las formaciones Carapita Superior y su Miembro Chapapotal, Morichito Inferior, Morichito Superior, La Pica, y el intervalo Mesa-Las Piedras.

La región ubicada al norte del Alto de Pirital está constituida estratigráficamente por el intervalo Mesa-Las Piedras, seguido por los depósitos de la Formación Morichito que suprayacen, a su vez, los depósitos de las formaciones Carapita y Naricual. Por debajo de Naricual se encuentran las formaciones Areo, Los Jabillos, Caratas y Vidoño para, finalmente, encontrar la secuencia de depósitos del Cretácico, conformada por las formaciones San Juan, San Antonio, Querecual, Chimana, El Cantil y Barranquín. Por no encontrarse dentro de los objetivos del trabajo, estas formaciones no fueron interpretadas individualmente.

Al sur del Alto de Pirital la columna estratigráfica está compuesta inicialmente por el intervalo Mesa-Las Piedras. Infrayacente a éste se tienen los depósitos de la Formación La Pica que cubren al Miembro Chapapotal de la Fm. Carapita (parte superior) y, finalmente, los depósitos lutíticos que conforman la Formación Carapita Inferior.

La Formación Carapita, en su parte inferior, está constituida por lutitas cuyo carácter sísmico es muy pobre y con reflectores poco continuos y difíciles de observar. El Alto de Pirital está constituido interiormente por lutitas que alcanzan, en algunas localidades, espesores mayores a 13000 pies. La Formación Carapita Inferior se encuentra en geometría “onlap” hacia el norte sobre el bloque alóctono (conformado por sedimentos Cretácico-Oligocenos) y puede ser considerada como la fuente de las lutitas que alimenta el diapirismo existente en la región. Esta secuencia contiene en su interior numerosas “rampas de despegue” responsables de las estructuras profundas del Campo Jusepín.

La parte superior de la Formación Carapita está representada por el Miembro Chapapotal, que constituye la parte distal de los depósitos continentales de la Formación Morichito Inferior. En ésta los reflectores son bien marcados e infieren la presencia de un pequeño sinclinal que, en su deformado flanco norte, termina en geometría “onlap” sobre las lutitas de Carapita Inferior. Cabe destacar que las deformaciones al norte de dicha secuencia obedecen a la dinámica del Corrimiento de Pirital, el cual basculó sus depósitos, generando la morfología actual del miembro.

En el mismo orden de ideas, la Formación Morichito posee un carácter sísmico bastante regular, que describe una estructura sinclinal, con reflectores muy bien marcados y subparalelos en su parte sur, con inclinaciones de hasta 23° en esa zona (Fm. Morichito Inferior) que se sub-horizontalizan hacia el norte.

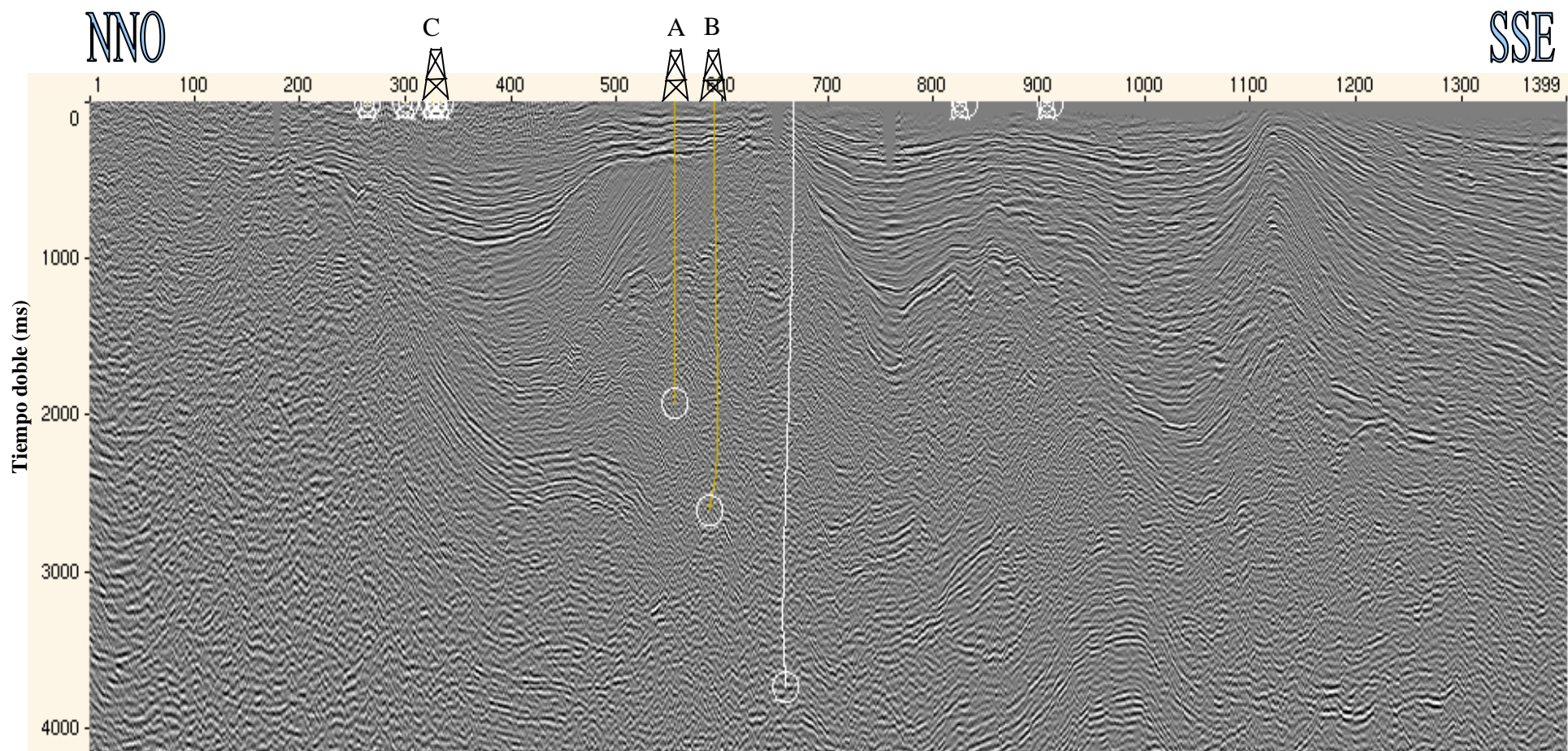
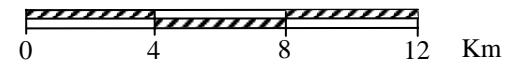


Fig. 40.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 1, sin interpretar.



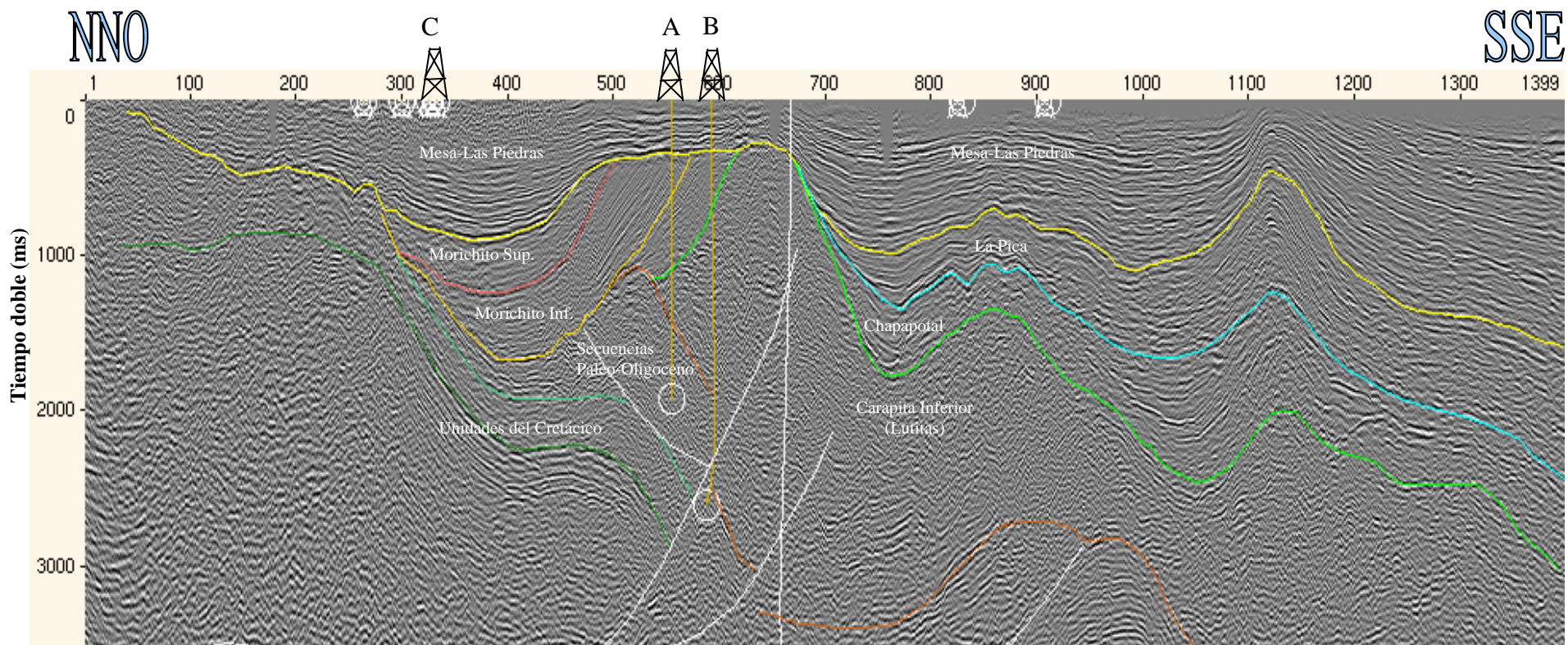
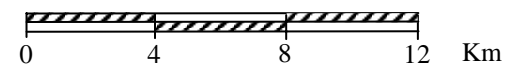


Fig. 41.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 1, interpretada.



La Formación Morichito inferior muestra “onlaps” rotados en su parte más profunda que, junto al subparalelismo de sus reflectores al sur, infieren una superficie de depositación algo horizontal que luego fue basculada por la reactivación del Corrimiento de Pirital, el mismo mecanismo tectónico responsable del plegamiento del sinclinal, la ocurrencia de un retrocorrimiento en los depósitos infra-Morichito, la creación de una discordancia intra-Morichito que define dos tiempos para esta formación y responsable de la exposición subaérea y posterior erosión que truncó los depósitos ubicados al sur de la misma; todo esto ocurrido entre el Mioceno Medio y principios del Mioceno Superior.

La parte superior de la Formación Morichito se depositó una vez que el Corrimiento de Pirital había levantado los depósitos de Morichito Inferior al sur (Mioceno Superior), hecho sustentado en la presencia de “onlaps” dirigidos al sur contra la discordancia tope de la secuencia inferior. Esta secuencia fue levemente deformada al sur por la acción del retrocorrimiento ocurrido en los depósitos paleo-oligocenos, antes del inicio de la depositación de la Formación Las Piedras.

Por su parte, el intervalo Mesa-Las Piedras posee reflectores bien marcados, de disposición subparalela entre si, los cuales se encuentran levemente deformados por el efecto de fallas profundas y, en algunas locaciones, por diapirismo. La base de este intervalo es una discordancia en la que se observan terminaciones del tipo “onlap” sobre sedimentos del intervalo Cretácico-Oligoceno en el subsuelo del Campo Manresa y, al norte y sur del Alto de Pirital, sobre los depósitos de las formaciones Morichito y La Pica respectivamente. Esta discordancia, que data de principios del Mioceno Superior, es consecuencia de la erosión que “aplanó” el Alto de Pirital y a su vez consumió grandes volúmenes de rocas pertenecientes a las formaciones Morichito y La Pica.

En lo que a estructuras se refiere, el Transecto 1 muestra claramente el dominio del Alto de Pirital sobre la morfología estructural de la región. Éste se muestra como un amplio antiformal, con reflexiones internas muy mal definidas debido a su composición netamente lutítica. En su interior, el Alto de Pirital posee tres rampas, cuyo nivel de despegue se encuentra por los 3700 ms los cuales se describen (de norte a sur) de la siguiente manera: la primera rampa, el Corrimiento de Pirital, con un buzamiento de  $33^\circ$  hacia el norte, es la responsable del movimiento del bloque alóctono; la segunda, de menor inclinación, es la responsable de la reactivación del Corrimiento de Pirital y por ende la responsable de rotar y trincar los depósitos de las formaciones Morichito y Carapita justo al norte del alto; y, finalmente, la tercera y última rampa está relacionada con deformaciones profundas.

El Alto de Pirital divide a la cuenca antepaís en dos provincias cronoestratigráficas muy diferentes: al norte del alto se encuentra, por debajo de los conglomerados de la Formación Morichito (Mioceno Medio), el Bloque Alóctono constituido por rocas del intervalo Cretácico-Oligoceno cuya composición litológica es dominada por areniscas, calizas y lutitas. Por otra parte, al sur del alto se observa la secuencia normal de los depósitos correspondientes al período Oligoceno-Pleistoceno, cuyas composiciones litológicas consisten principalmente en arenas, conglomerados y lutitas. Esta diferencia en la cronología de los depósitos evidencian la fuerte influencia tectónica en la región, debida al levantamiento de la Serranía del Interior.

#### 4.6.2.- *Transecto 2*

Este transecto (figs. 42, 43 y 44), está ubicado a aproximadamente 20 kilómetros al oeste del Transecto 1 y posee orientación NNO-SSE. En éste se observa la Formación Morichito depositada exclusivamente sobre sedimentos deformados del Cretácico (fig. 44).

La interpretación de este transecto estuvo apoyada en la información de topes correspondientes al pozo “N”. En este caso no se contó con registros de pozos que permitieran aproximar, de mejor manera, la interpretación de cada nivel con la geología.

La columna estratigráfica al sur del Alto de Pirital se mantiene completamente igual que en el transecto anterior, mientras que la columna estratigráfica al norte difiere en la ausencia de las litologías correspondientes al período Paleoceno-Oligoceno.

Al igual que en el transecto anterior, la Formación Morichito se divide en inferior y superior pero, en este transecto, el miembro superior tiene un aspecto más delgado y alargado. En general, la estratigrafía observada en este transecto consiste en lo siguiente:

Al norte, un espeso intervalo que contiene las diferentes secuencias litológicas depositadas durante el Cretácico, que constituyen el bloque alóctono, las cuales han sido transportadas y deformadas por el frente de corrimientos existente en la zona como consecuencia del levantamiento de la Serranía del Interior. Por encima del alóctono, se encuentra depositada de manera discordante la Formación Morichito, mostrando sus “onlaps” sobre los sedimentos cretácicos hacia el norte de la cuenca. Al igual que en el transecto anterior, es posible observar tanto los “onlaps” de la Fm. Morichito superior sobre la Fm. Morichito inferior como la truncación al sur de ésta

NNO

SSE

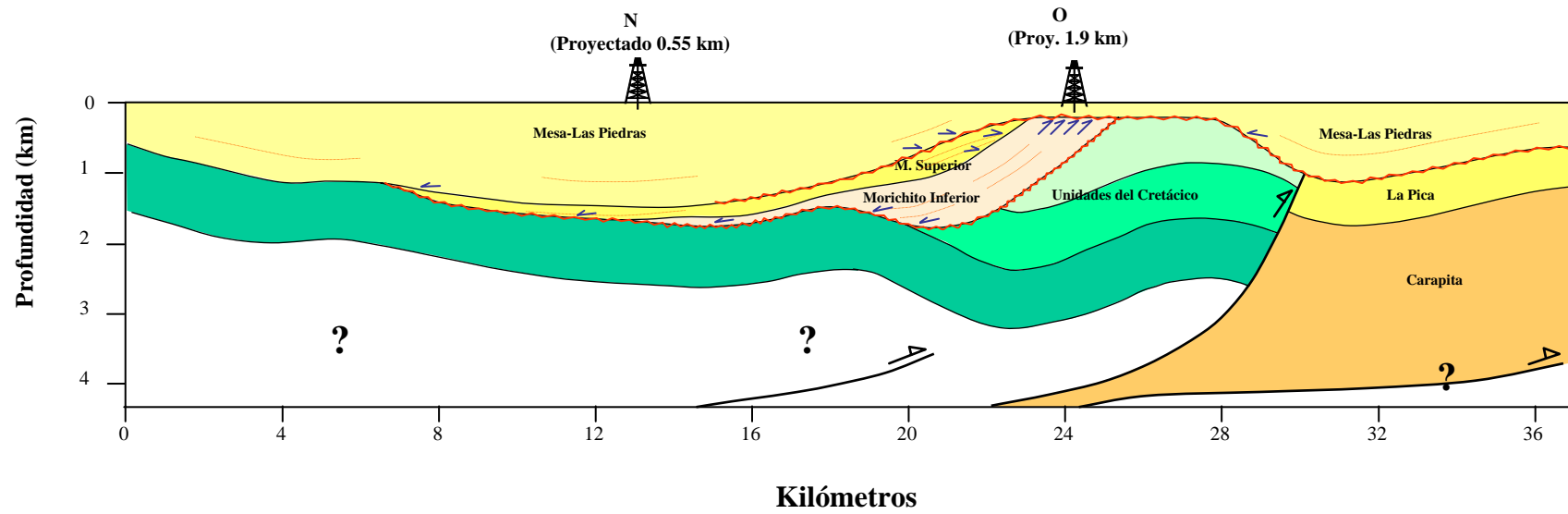


Fig. 42.- Sección geológica en profundidad correspondiente al “transecto 2”.

última, derivada de la erosión acaecida una vez que se reactivó el Corrimiento de Pirital y, por ende, se levantó el flanco sur del ahora Sinclinal de Morichito. Por encima de la erosión se observa el intervalo Mesa-Las Piedras, de espesor un tanto mayor al visto en el transecto anterior, pero con las mismas características de deformación.

Es importante mencionar que las deformaciones sufridas por los sedimentos del Cretácico, que afectan la morfología estructural del sinclinal (tal como se observa en las cercanías del centro de depósitos de la Fm. Morichito en este transecto), son debidas a sistemas de corrimientos profundos.

Al sur del Corrimiento de Pirital, la configuración litoestratigráfica es exactamente igual a la detallada en el transecto anterior: los depósitos de la Formación Carapita infrayacentes a la Formación La Pica y ésta, a su vez, infrayacente y discordante al intervalo Mesa-Las Piedras.

Esa configuración estructural y estratigráfica viene dominada por la presencia del Corrimiento de Pirital de manera casi exclusiva, debido a que el resto de las superficies de despegue o rampas existentes en esta zona tienen sus efectos generados en los depósitos más profundos, teniendo una contribución casi nula en las deformaciones de las secuencias someras.

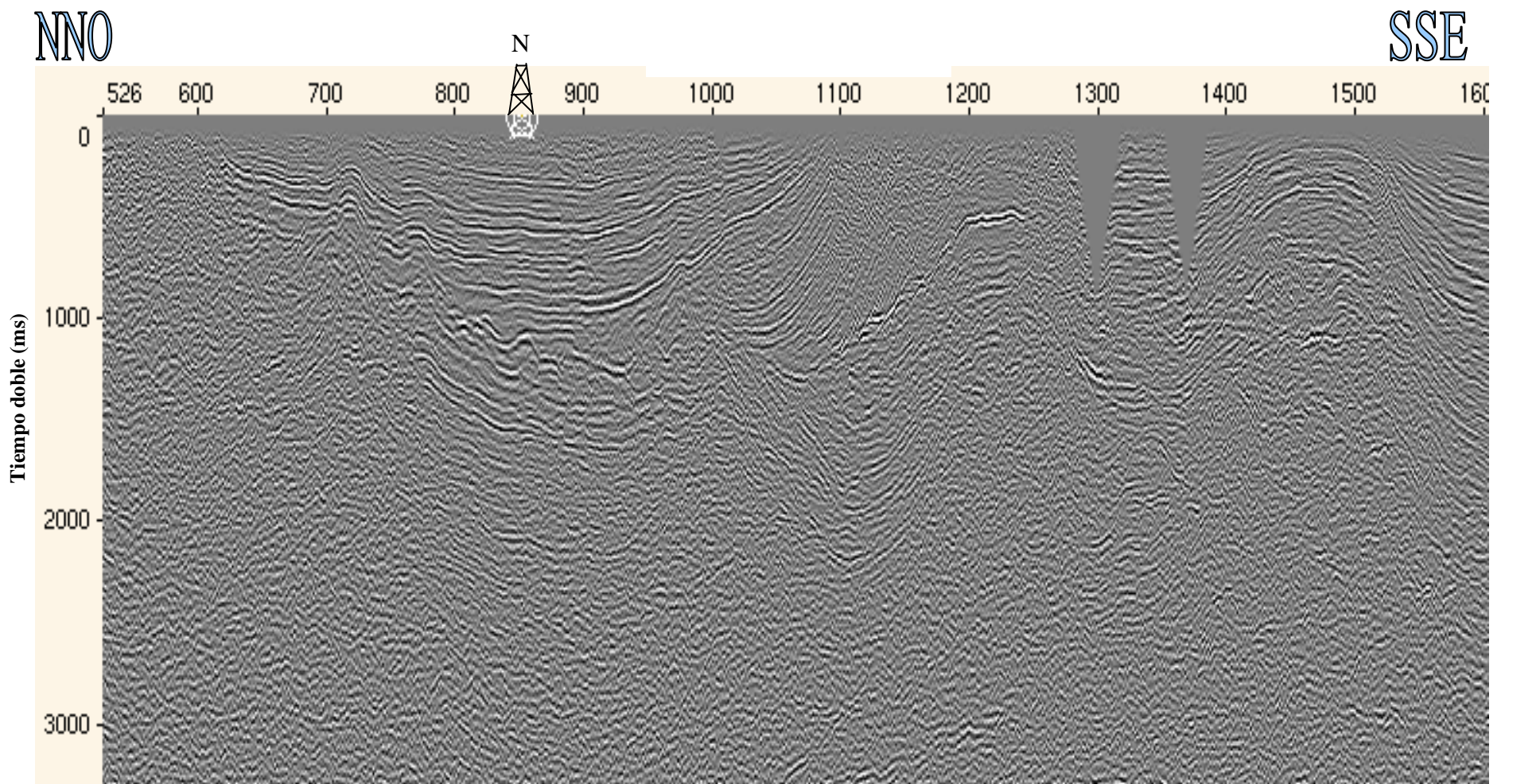
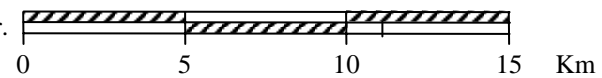


Fig. 43.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 2, sin interpretar.



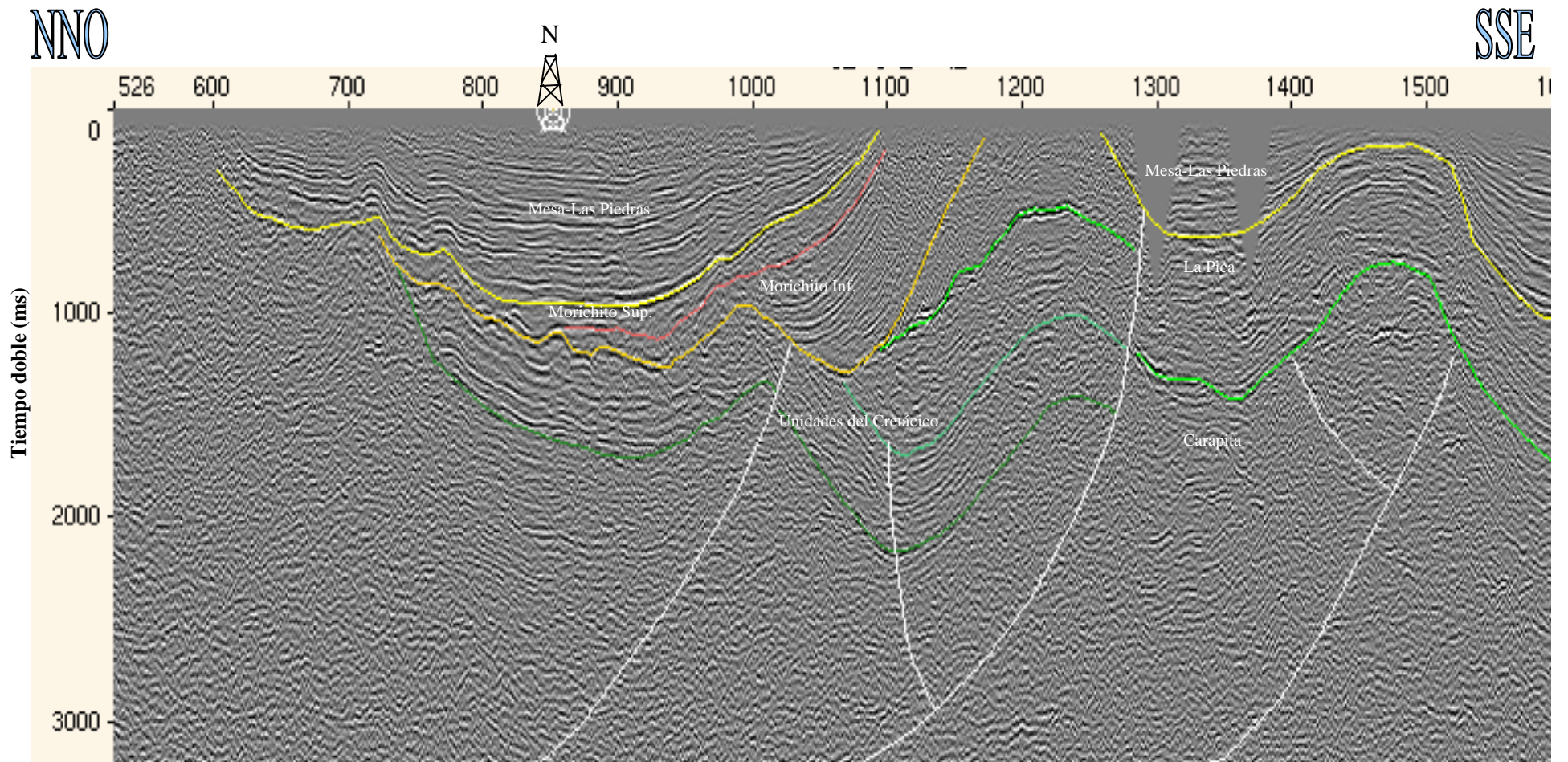
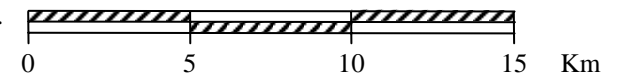


Fig. 44.- Sección Sísmica correspondiente al Transecto 2, interpretado.

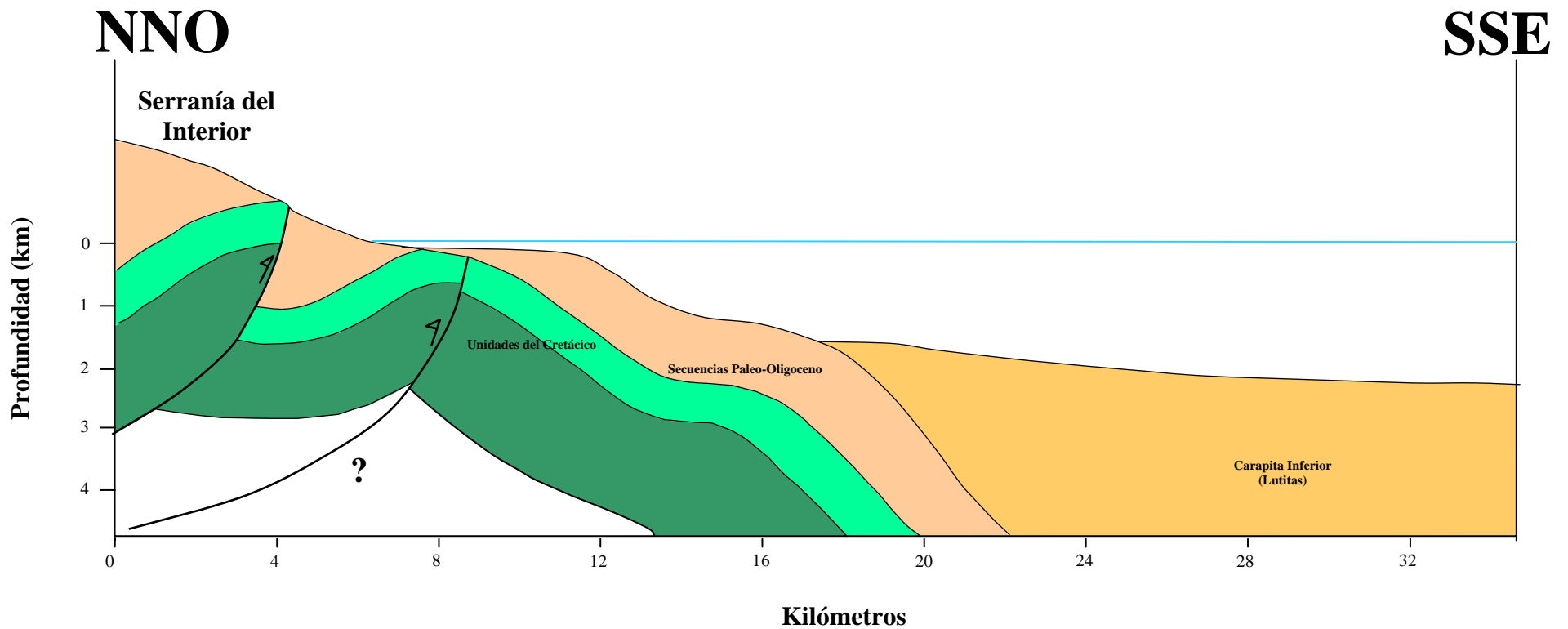


#### **4.7.- EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DEL SINCLINAL DE MORICHITO**

Partiendo de la sección sísmica correspondiente al Transecto 1 y utilizando las velocidades estimadas para la zona, se realizó el esquema geológico en profundidad de dicho transecto, con el fin de realizar la reconstrucción de los diferentes eventos tectónicos y estratigráficos presentes durante el desarrollo del Sinclinal de Morichito. Se definieron cinco etapas desde el Mioceno Inferior hasta el Reciente, tomando como base de referencia los depósitos de la Formación Carapita Inferior, hasta los depósitos del Pleistoceno de la Formación Mesa.

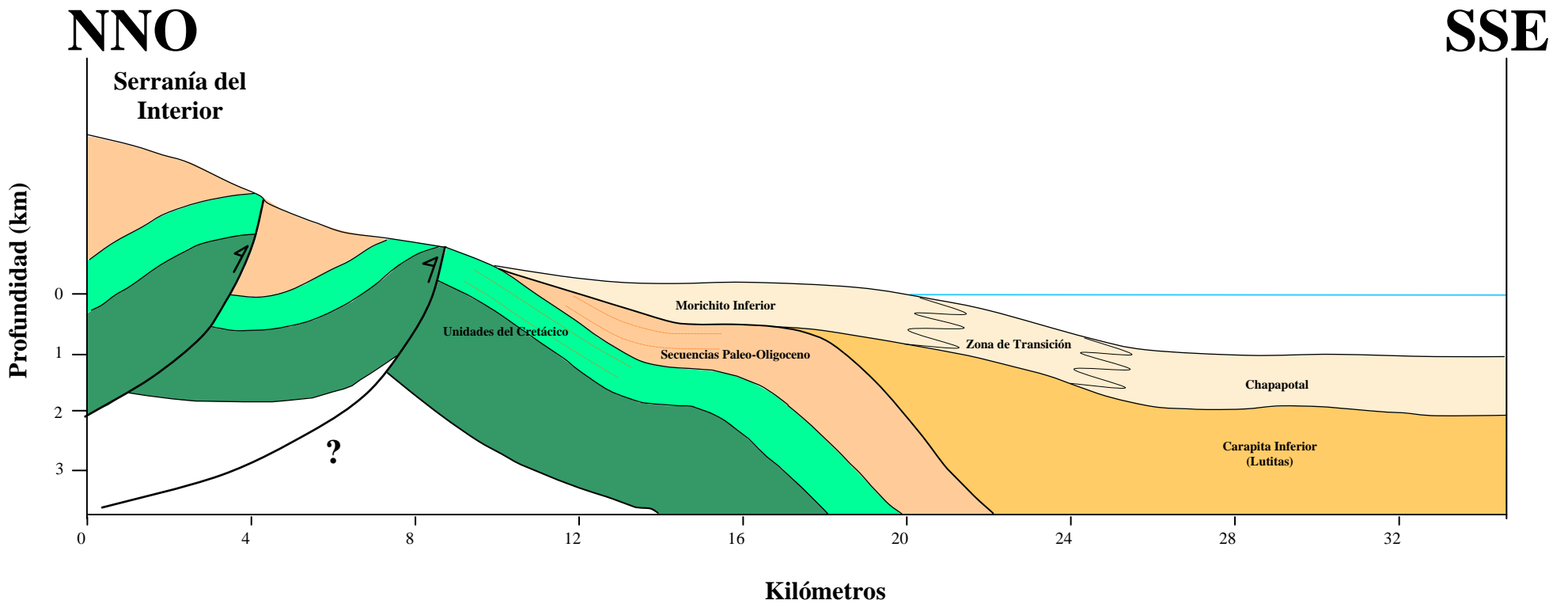
Durante el Mioceno Inferior (fig. 45) finaliza la depositación de la parte inferior de la Formación Carapita. Debido a la colisión oblicua entre las placas Caribe y Sudamérica se inicia el levantamiento de la Serranía del Interior y, a su vez, se genera gran cantidad de plegamientos y posteriores corrimientos.

Para el Mioceno Medio (fig. 46), la Cuenca Oriental de Venezuela había pasado del régimen marino abierto a una cuenca tipo antepaís, limitada al norte por la recién surgida Serranía del Interior y al sur por el Escudo de Guayana. El progresivo levantamiento de la serranía al norte genera el desplazamiento del frente de deformación hacia el sur y, con la Serranía del Interior como nueva fuente, se depositaban los sedimentos cuya parte continental constituye la Formación Morichito Inferior y su parte distal constituye los depósitos turbidíticos del Miembro Chapapotal de la Formación Carapita Superior.



- Inicio del levantamiento de la Serranía del Interior
- Fin de los depósitos de la Fm. Carapita Inferior (lutitas)
- Deformación progresiva de las secuencias Cretácico-Oligoceno y la Fm. Carapita
- Formación de Corrimientos (frente de deformación)

Fig. 45.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO INFERIOR.



- Migración hacia el sur del frente de deformación
- Se acentúa la deformación
- Se deposita la secuencia que conforma la Fm. Morichito Inferior (parte proximal) y el Miembro Chapapotal (parte distal)

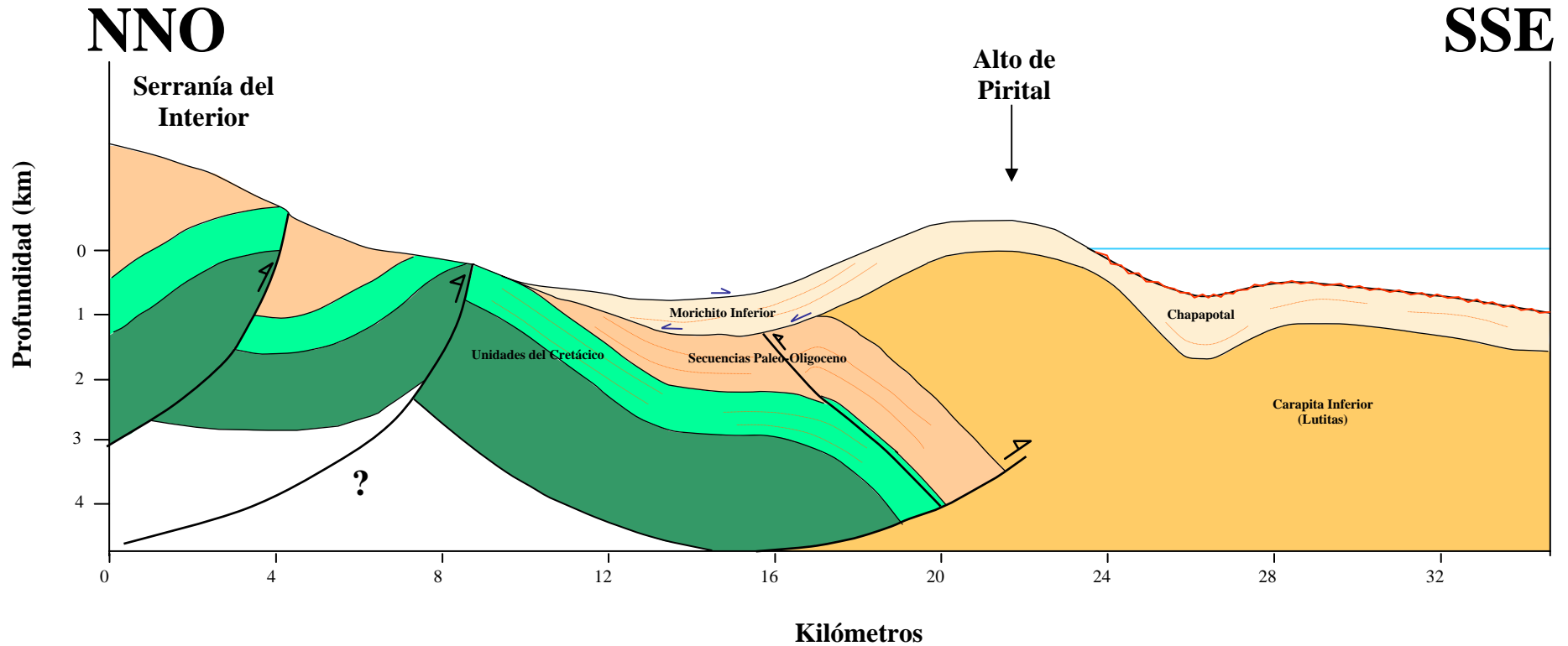
Fig. 46.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO MEDIO.

Entre finales del Mioceno Medio y principios del Mioceno Superior ocurre el primer levantamiento consecuencia del Corrimiento de Pirital. Este primer pulso deforma los depósitos de la Fm. Morichito Inferior y del Miembro Chapapotal. El continuo esfuerzo compresivo genera un retrocorrimiento a partir del Corrimiento de Pirital. Luego, a partir del Mioceno Superior, ocurren de manera simultánea dos importantes procesos:

(a).- La reactivación del Corrimiento de Pirital que genera el levantamiento y la exposición de los depósitos de la Fm. Morichito Inferior, las lutitas de la Formación Carapita inferior y el Miembro Chapapotal (fig. 47)

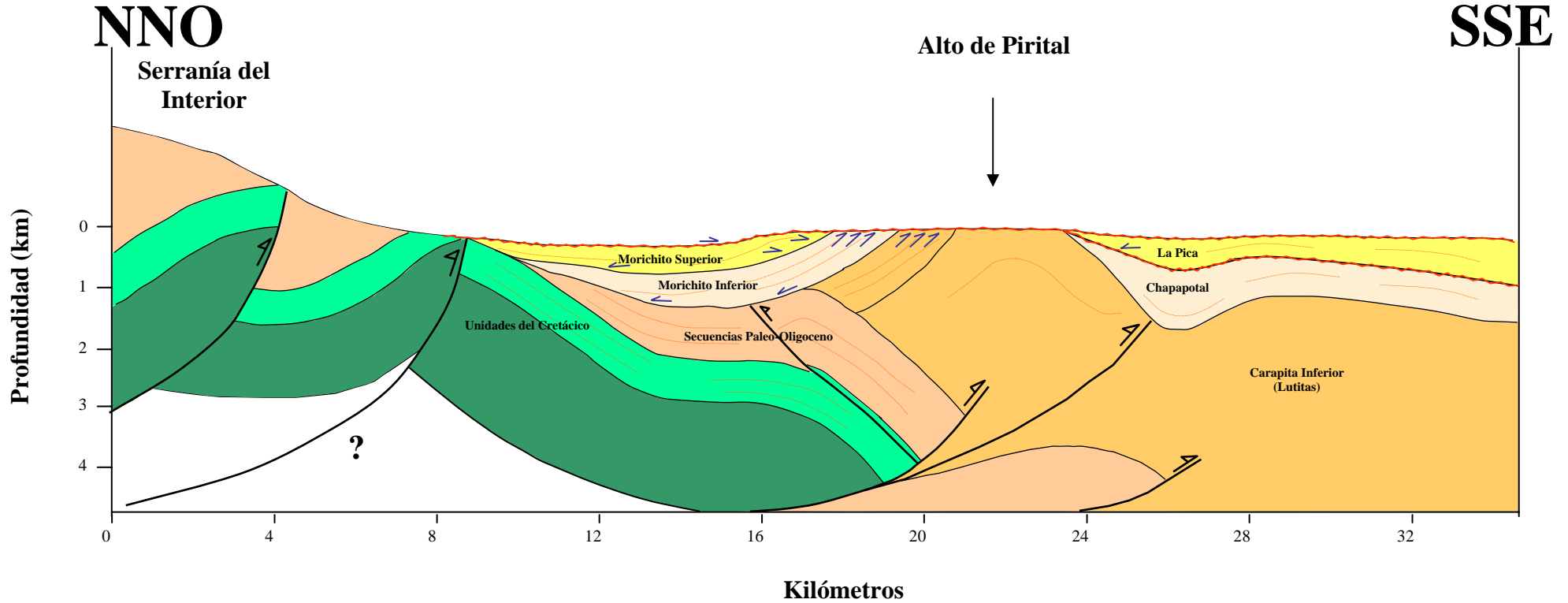
(b).- La depositación sintectónica de las formaciones Morichito Superior (al norte del alto) y La Pica (al sur del mismo). Este proceso es seguido, hacia finales del Mioceno Superior, por una fuerte erosión de importantes volúmenes de sedimentos de estas formaciones así como una considerable parte de lutitas de la Formación Carapita Inferior que conforman el Alto de Pirital (fig. 48).

Finalmente, entre los períodos Plioceno y Pleistoceno, ocurre la depositación del intervalo Mesa-Las Piedras, el cual denota la “fosilización” del Alto de Pirital debido a que no muestra evidencias de deformación atribuibles a éste (fig. 49).



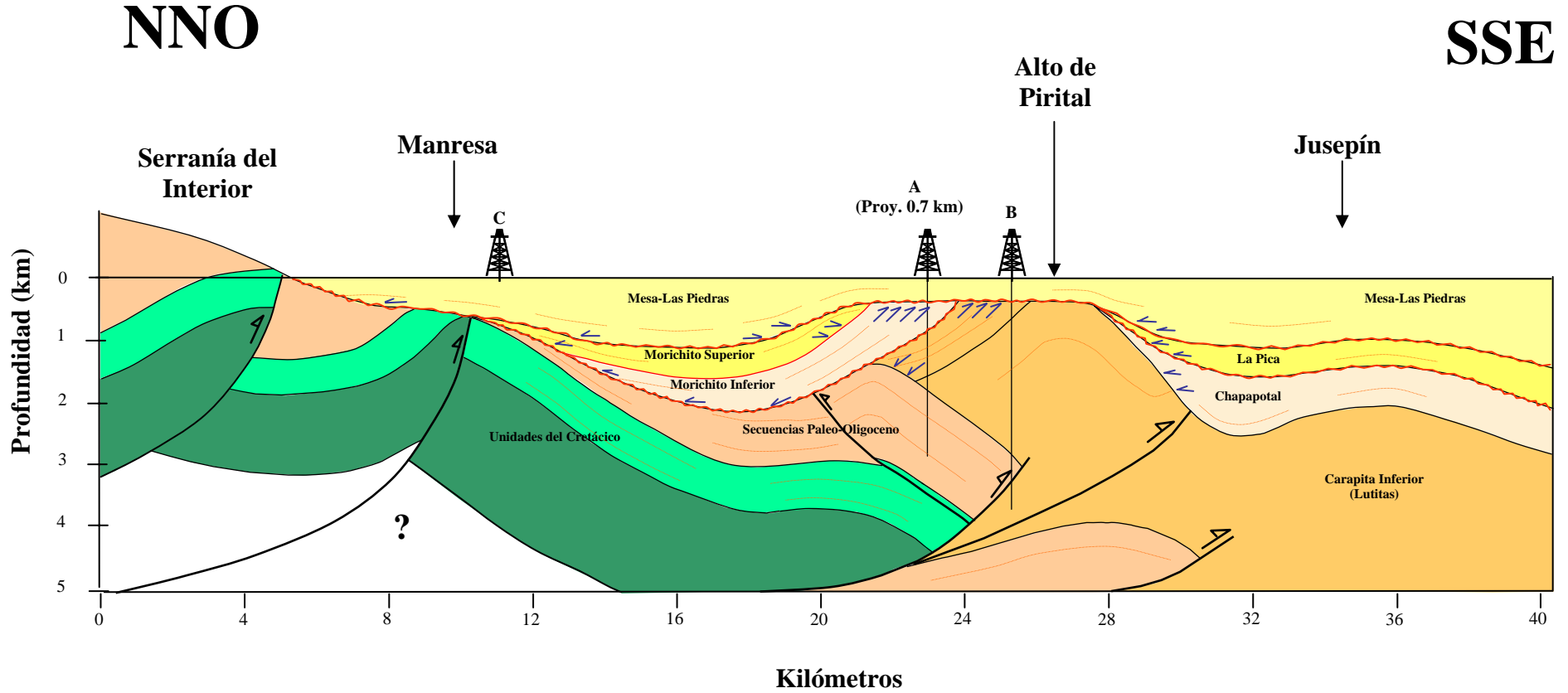
- Se origina el Corrimiento de Pirital y el Alto de Pirital
- Los continuos esfuerzos compresivos generan un retrocorrimiento a partir del Corrimiento de Pirital
- La dinámica del Corrimiento de Pirital expone los depósitos de las formaciones Carapita Inferior, Morichito Inferior y el Miembro Chapapotal

Fig. 47.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO MEDIO TARDÍO – MIOCENO SUPERIOR TEMPRANO.



- Ocurre la reactivación del Corrimiento de Pirital (principios del Mioceno Superior)
- Ocurren los depósitos sintectónicos de la Formación Morichito Superior al norte del Alto de Pirital, mientras al sur del mismo se deposita la Formación La Pica
- Ocurre la erosión que elimina gran parte de los depósitos de las formaciones Morichito, Carapita Inferior y La Pica
- Continúan las deformaciones debidas al Corrimiento de Pirital aunque en muy leve magnitud

Fig. 48.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. MIOCENO SUPERIOR TARDÍO.



- Durante el Plioceno ocurre la depositación de la Formación Las Piedras
- Ocurren nuevamente deformaciones leves debidas al levantamiento de Pirital
- Se deposita, durante el Pleistoceno, la Formación Mesa, marcando el fin de la actividad del Corrimiento de Pirital

Fig. 49.- Evolución Tectono-Estratigráfica, Sinclinal de Morichito. PLIOCENO - RECIENTE.

## CONCLUSIONES

La interpretación sísmica realizada permite llegar a las siguientes aseveraciones:

- La Formación Morichito está compuesta por dos secuencias bien definidas (inferior y superior) separadas por una discordancia.
- La Formación Morichito Inferior se depositó en el continente, antes del levantamiento del Alto de Pirital. Simultáneamente ocurrían los depósitos turbidíticos del Miembro Chapapotal de la Formación Carapita, por lo cual ambas formaciones son consideradas equivalentes en tiempo. Posterior a la ocurrencia de éstos depósitos, se levanta el Alto de Pirital y ocurre la erosión, por lo cual estas formaciones quedan basculadas y totalmente separadas.
- La secuencia superior de la Fm. Morichito, al norte del Alto de Pirital, es el equivalente lateral de los depósitos de la Formación La Pica al sur del mismo alto. Esta secuencia posee carácter sintectónico.
- La discordancia que separa las secuencias superior e inferior de la Formación Morichito, es consecuencia directa del emplazamiento del Corrimiento de Pirital el cual basculó los depósitos de Morichito Inferior, permitiendo nuevos depósitos sintectónicos contra éstos.
- El retrocorrimiento ocasionado por el Corrimiento de Pirital no afecta, de manera significativa, los depósitos de la Formación Morichito. Su efecto se restringe al fracturamiento de una sección de la base de la formación y a deformaciones que se observan al tope de la misma. El carácter sísmico de los conglomerados no permite observar estas deformaciones dentro de la formación.

- Se infiere un nivel o superficie de despegue principal a una profundidad algo superior a los 16000 ft.
- Los corrimientos existentes al sur del Alto de Pirital se deben al desplazamiento del frente de deformación hacia el sur.
- El sinclinal que contiene los depósitos de la Formación Morichito se considera una cuenca transportada o “Piggy Back”, por estar depositada sobre el bloque alóctono del Cretácico-Oligoceno.

El análisis del modelo de evolución tectono-estratigráfica de la Formación Morichito permitió datar, entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Superior, las diferentes etapas de deformación.

El inicio del levantamiento de la Serranía del Interior, durante el Mioceno Inferior, marca el principio de una secuencia de cinco eventos de origen tectónico que, inducidos por la dinámica del Corrimiento de Pirital, definen el carácter estructural y estratigráfico del norte del Estado Monagas.

- Entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio se deposita una secuencia de sedimentos provenientes de la recién emergida Serranía del Interior. Esta secuencia contiene los depósitos de la Formación Morichito Inferior y del Miembro Chapapotal.
- El segundo evento consiste en la aparición inicial y posterior reactivación del Corrimiento de Pirital a finales del Mioceno Medio, lo que trae como consecuencia el basculamiento y la exposición de los depósitos blandos de la Formación Carapita Inferior y de la secuencia recién depositada.

- Paralelamente al levantamiento, se depositan sedimentos al norte del alto provenientes de la Serranía del Interior, conformando la parte Superior de la Formación Morichito. Mientras tanto, el alto emergido es erosionado y sus sedimentos son depositados al sur del mismo, originándose así, a principios del Mioceno Superior, la Formación La Pica.
- A mediados del Mioceno Superior, los depósitos de la secuencia superior de la Formación Morichito y la Formación La Pica habían alcanzado su máximo espesor.
- A finales del Mioceno Superior, ocurre una fuerte erosión que barre importantes cantidades de sedimentos de Morichito Superior, truncando a su vez los inclinados depósitos de la Formación Morichito Inferior y parte de las lutitas que conforman el corazón del Alto de Pirital. Esta erosión contribuye, a posteriori, con los sedimentos de la Formación Las Piedras.

## RECOMENDACIONES

A los fines de complementar el presente trabajo se recomienda:

- Buscar y analizar información y datos de pozos que permitan realizar una mejor calibración sísmica-pozos, la cual facilite la identificación de todas las superficies a interpretar sobre las líneas que componen cada uno de los levantamientos 2D existentes y permita estimar un campo de velocidades aproximado al real.
- Es conveniente buscar información paleontológica que permita aseverar las dataciones de los diferentes eventos considerados en la evolución tectono-estratigráfica.
- Utilizar un “software” de balanceo de secciones para la reconstrucción de la historia geológica de la interpretación realizada.
- Analizar en conjunto los resultados obtenidos en este trabajo, con interpretaciones realizadas en el Campo Jusepín somero y, de esa manera, poder realizar estimaciones del potencial petrolífero de la región norte del Alto de Pirital.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNSTEIN, R., E. Cabrera, F. Russomanno y H. Sánchez. (1985). "Revisión Estratigráfica de la Cuenca de Venezuela Oriental". VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Memoria, 1: 41-69.
- BABB, S. y P. Mann. (1999). Structural and Sedimentary Development of a Neogene Transpressional Plate Boundary between the Caribbean and South America Plates in Trinidad and the Gulf of Paria, en *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4. Editado por P. Mann (Editor de Series: K. J. Hsü). 1: 495-557.
- BELLIZZIA G., N. Pimentel y R. Bajo de Osuna. (1976). Mapa geológico-estructural de Venezuela. Esc. 1:500.000, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, Caracas.
- BROWN, Alistair. (1996). Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data. Cuarta edición. Memoria 42 de la AAPG. 424 pp.
- BROWN, L. y W. Fischer. (1977). Seismic Stratigraphy Interpretation of Depositional Systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. American Association of Petroleum Geologists. Memoria, 26:213-248.
- CACHEUX, A. y A. González (1986). Interpretación Sísmica Área Norte de Monagas. Proyecto Sismográfico EL Tejero. Reporte interno Meneven, Puerto La Cruz.
- CARNEVALI, Jorge. (1988). Venezuela Nor-Oriental: Exploración el Frente de Montaña. III Simposio Bolivariano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Memoria, 1: 69-89.
- CASTRO M. y L. Zamora (1982). Geología Petrolera del Flanco Norte de la Subcuenca de Maturín, Venezuela Oriental. Una Síntesis. Simposio "Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú". Bogota.
- CHEVALIER Y., y E. Álvarez (1991). Consideraciones Estructurales del Transecto Cariaco-Maturín (Geología Superficie-Subsuelo). Reporte interno, Dpto. de Geología, Gerencia de Estudios Regionales, Lagoven. Caracas.
- CHIOCK, Mario. (1985). Cretáceo y Paleógeno en el Subsuelo del Norte de Monagas. VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Memoria. 1: 351-383.
- DI CROCE, Juan. (1995). Eastern Venezuelan Basin: Séquence Stratigraphy and Structural Evolution. Ph.D. Tesis. Rice University. Houston, Texas.

- DI CROCE, J., A. W. Bally, y P. Vail. (1999). Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin, en *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4. Editado por P. Mann (Editor de Series: K. J. Hsü). 1: 419-476.
- École Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs. Corps Sédimentaires:exemples sismiques et diagraphiques. Instituto Francés del Petróleo. Ediciones Technip. Paris. Pp: 350.
- EMERY, D. y K. J. Myers. (2001). Sequence Stratigraphy. Blackwell Science. BP Exploration, Stockley Park, Uxbridge, London.
- FERNÁNDEZ, F. Y H. Passalacqua. (1990). Procesamiento e Interpretación de Datos Gravimétricos y Magnéticos en la Cuenca Oriental de Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Memoria 21-25: 86-93
- FLINCH, Jhoan. (2002). 3D Structural Interpretation of the Cotoperí and Western Orocual Area (Eastern Venezuela). Reporte interno, TotalFinaElf.
- GONZÁLES, C., J. Rivas, A. Sánchez, P. Oviedo y J. Miranda (1991). Estudio Multidisciplinario para la Evaluación y Control de Gas Somero. Campos: El Tejero-Piritual - Cuenca Oriental de Venezuela. IV Simposio Bolivariano “Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas”. 43.
- GONZÁLEZ DE JUANA, J. Iturralde y X. Picard. (1980). Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Editorial Foninves. Caracas. Tomo II. 1031 pp.
- HEDBERG. H. D. (1950). Geology of the Eastern Venezuelan Basin (Anzoátegui - Monagas- Sucre – Eastern Guárico Portion). Geol. Soc. Am. Boletín Informativo, 61: 1173 – 1216.
- HUYGHE, P., J. L. Mugnier, R. Griboulard, Y. Deniaud, E. Gonthier y J. C. Faugeres. (1999). Review of the Tectonic Controls and Sedimentary Patterns in late Neogeno Piggyback Basins on the Barbados Ridge Complex, en *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4. Editado por P. Mann (Editor de Series: K. J. Hsü). 1: 369-388.
- LAMB, J. y J. De Sisto. (1963). The Morichito Formation of Northern Monagas. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Boletín Informativo, 6: 269-274.
- LAMB, J. y J. Sulek. (1965). Miocene turbidites in the Carapita Formation of eastern Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Boletín Informativo, 8: 82.
- LAMB, J. y J. Sulek. (1965). Definition of the Cachipo Member of the Carapita Formation. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Boletín Informativo, 8: 111-114.
- LILLIU, Antonello. (1990). Geophysical Interpretation of Maturín Foreland, Northeastern Venezuela. M. Sc. Tesis. Universidad de Houston, Texas.

- LINARES, Luz Marina. (1992). Sequence Stratigraphy of Late Miocene-Pleistocene of Northern Monagas, Eastern Venezuela Basin. M. Sc. Tesis. Universidad de Texas. Austin, Texas.
- LINARES, Luz Marina. (1994). Formación Morichito: un enigma resuelto? V Simposio Bolivariano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Memoria, 1: 147-160.
- LORENTE, Maria. (1986). Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. J. Cramer. Berlin, Stuttgart.
- MANN, Paul. (1999). Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present, en *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4. Editado por P. Mann (Editor de Series: K. J. Hsü). 1: 3-31.
- MÉNDEZ, Orlando. (1985). Historia Geológica Graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas.
- MILTON, N. y G. Bertram. (1991). A Dictionary of Sequence Stratigraphic Terminology. BP Exploration, Glasgow.
- MITCHUM, R., P. Vail y S. Thompson. (1977a). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea-Level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis, en *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Editado por Payton, C. E. Memoria. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 26, 53-62.
- MOSCARDELLI, Lorena. (2000). Análisis Sismo-Estratigráfico del Intervalo Mioplioceno del Área Macal, Norte de Monagas, Venezuela Oriental. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- NELY G. Y T. Rives. (2001). Structural Study of Jusepín and Cotoperi Trends – Tentative Analisis of Fault Sealing Efficiency. Reporte interno, Total Oil & Gas Venezuela.
- PARNAUD, F., Y. Gou, J.C. Pascual, I. Truskowski, O. Gallango, H. Passalacqua y F. Roure. (1995). Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin, en A. J. Tandark, R. Suarez, y H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG. Memoria*, 62: 741-756
- PASSALACQUA, H., F. Fernandez, Y. Gou y F. Roure. (1995). Crustal Architecture and Straining Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges, en A. J. Tandark, R. Suarez, y H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG. Memoria*, 62: 667-679

- PAYTON, Charles. (1977). Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Memoria 26 de la AAPG.
- PEIRSON, A. (1965). Geology of the north Central Venezuela. Reporte interno Lagoven, Informe Inédito. Caracas, p 337.
- PENNA, Emmanuel. (2000). La Pica, Nodosaria. Data Book. Reporte interno, Total Oil & Gas Venezuela.
- POTIE, Gilbert. (1989). La Serranía del Interior Oriental Sur. Le Transect Cumana-Urica et le Bassin de Maturin (vénezuéla). Ph.D. Tesis. Universidad de Breña Occidental. Brest, Francia.
- ROD, Emile. (1959). West end of Serranía del Interior, Eastern Venezuela. Boletín AAPG, 43: 772-789.
- ROURE, F., J. Carnevali, Y. Gou, y T. Subieta. (1994). Geometry and Kinematics of the North Monagas Thrust Belt (Venezuela). Marine and Petroleum Geology, 11: 347-362.
- STAINFORTH, R (1969). La Formación Carapita de Venezuela Oriental. IV Congreso Geológico Venezolano. Caracas.
- SUBIETA, T., J. Carnevali y V. Hunter (1988). Evolución Tectonoestratigráfica de la Serranía del Interior y de la Subcuenca de Maturín. III Simposio Bolivariano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Memoria, 2: 548-578.
- SULEK, J. y R. Stainforth. (1965). Chapapotal Member, new name for Cachipo Member of Carapita Formación (Nota técnica). Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Boletín Informativo, 8: 281-282.
- TALUKDAR, Suhas. (1992). Hydrocarbon Habitats of the Venezuelan Basins. DGSI, Capítulo III, p: 56-79.
- TARBUCK, E. y F. Lutgens (2000). Ciencias de La Tierra: una introducción a la Geología Física. Editado por Prentice Hall. Madrid. Pp: 540.
- THOMAS, T. y E. Prieto. (1996). Jusepín Shallow: Remaining Exploration Potential. Evaluation Study. Reporte interno, Total Oil & Gas Venezuela.
- VAN WAGONER, J., H. Posamentier, R. Mtchum, P. Vail, J. Sarg, T. Loutit y J. Handerbol. (1988). An Overview of the Fundamentals of Séquense Stratigraphy and Key Definitions, en Sea Level Changes: An Integrated Approach. Editado por Wilgus C., B. Hastings , C. Kendall, H. Posamentier, C. Ross y J. Van Wagoner. Publicación Especial, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Tulsa, 42, 39-45.

VAIL, P. y C. Cramez. (1990). Seismic Interpretation. Sequence Stratigraphy. Reporte interno, Total Oil & Gas Venezuela.

VAIL, p. y W. Wornardt. (1993). Sequence Stratigraphy Concepts and Applications. Poster.

VIVAS, V. y O. Macsotay. (1995). Dominios tectono-estratigráficos del Cretáceo neógeno en Venezuela nor-oriental. Memorias, IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, Ministerio de Energía y Minas. Trabajo N° 24: 47 p

Referencias Electrónicas Consultadas

<http://www.geologia.uson.mx/academicos/grijalva/ambientesfluviales/introducción.htm>

<http://www.geocities.com/SiliconValley/Bridge/3339/index50.html>

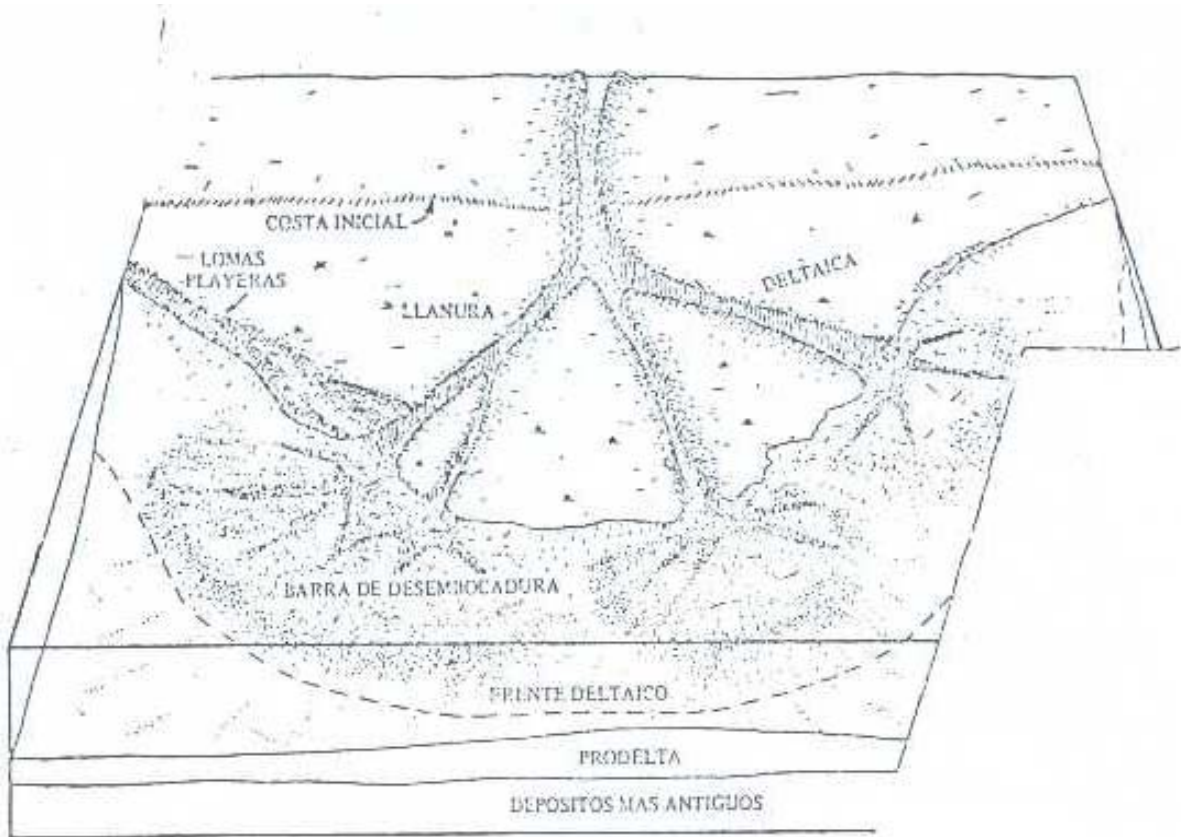
<http://www.geocities.com/znajeeb2000/geo.htm>

<http://ic.ucsc.edu/~casey/eart168/Lec.SeisStrat.htm>

[http://club.telepolis.com/nachoben/TrydacnaTelepolis/geologia/estructuras\\_sedimentarias/discontinuidades\\_estratigráficas.ppal.htm](http://club.telepolis.com/nachoben/TrydacnaTelepolis/geologia/estructuras_sedimentarias/discontinuidades_estratigráficas.ppal.htm)

<http://www.pitt.edu/~cejones/Geology1020/12Stratigraphy.pdf>

[ANEXO A]



Componentes de un sistema deltáico. Tomado de Payton (1977).