

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN OFICINA
EN EL CAMPO SOCORORO ESTE, PARIAGUÁN, ESTADO ANZOÁTEGUI**

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.: León H. Maryesther B.
Vielma V. José M.**

Caracas, Mayo de 2006

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN OFICINA
EN EL CAMPO SOCORORO ESTE, PARIAGUÁN, ESTADO ANZOÁTEGUI**

Tutor Académico: Prof. Lenin Gonzáles

Tutor Industrial: Ing. Paolino Lena

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.: León H. Maryesther B.
Vielma V. José M.**

Caracas, Mayo de 2006

DEDICATORIA

A Cecilia, mi mamá a quien le debo todo lo que soy, todo lo que tengo y todo lo que he logrado porque sin ti no soy nadie. Gracias por quererme y darme la vida; esto es para ti. Te Amo Demasiado “Moncita”.

A mi abuelita María por dedicarse de entero a mí, quererme y consentirme siempre. Eres el ser más bello que existe en el planeta y más grande que una madre y una abuela juntas. Te Amo y Te Adoro.

A mi papi Héctor y mi tía Dory por adoptarme como su hija mayor y hacerme sentir tan especial y única como lo son ustedes para mí. Si volviese a nacer los escogería nuevamente como mis “amados padres incondicionales”.

A Héctor y Bárbara, “los inigualables” por su constante amor, apoyo, comprensión y tantas cosas maravillosas que han hecho por mí. Ustedes son lo máximo, los adoro demasiado.

A mi familia: mis tíos José, Maritza, Caco, mi papi Fernando y Angélica; mis primos Daniela, María Isabel, Sioly, Fernando José, Paola y Rafa por su cariño y comprensión. Los Quiero Muchísimo.

A mi madrina Gladys por siempre considerarme como su hija y ser tan incondicional cuando la he necesitado, al igual que Carlos, Nena y Gaby. No tengo palabras para agradecerles todo lo que han hecho por mí. Los Quiero Mucho.

A mi mejor amiga Mariana quien siempre me ha escuchado y ha estado conmigo en los buenos y malos momentos. Eres como una hermana para mí. Te Quiero Muchísimo.

A mi “amigo y compañero” José Leonardo por todo su apoyo, cariño y comprensión. Gracias por enseñarme otra forma de ver la vida. Te Quiero Muchísimo.

Marye..

DEDICATORIA

José:

El excelente resultado de estos 11 meses de arduo trabajo se lo dedico a todas aquellas personas que siempre creyeron en mí... y que aun siguen allí.

Primero a mi madre Mercedes y a mi padre Joel, quienes me han dado todo lo que tengo en la vida y a quienes les debo lo que soy. Siempre estuvieron a mi lado brindándome todo el apoyo necesario tanto en las buenas como en las malas.

Mis espectaculares hermanos María y Diego, quienes siempre con su alegría me han acompañado a lo largo de este trayecto que es la vida.

A mi novia Alexandra, quien llego en el preciso instante para darme apoyo, comprensión y amor en el día a día.

A toda mi familia abuelos, tíos y primos.....

A todos mi amigos y compañeros de la universidad...

AGRADECIMIENTOS

A Dios Todopoderoso y a la Virgen María por concedernos el privilegio de “vivir”.

A la Universidad Central de Venezuela, la casa que vence las sombras, por permitirnos formarnos como profesionales de la Ingeniería: “UCV siempre te estaremos agradecidos por lo mucho que nos diste”.

A la Facultad de Ingeniería, a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica y a todos sus profesores por formarnos en sus aulas durante estos 5 años de carrera, brindándonos y transmitiéndonos todos sus conocimientos.

Al profesor Lenin Gonzáles, “nuestro ejemplar tutor”, por su valiosa orientación e incomparable paciencia para obtener el éxito de este trabajo.

Al Ingeniero Paulino Lena, nuestro tutor industrial, por guiarnos y enseñarnos a aplicar nuestros conocimientos académicos en el ámbito profesional.

A PetroUCV por permitirnos ser parte de este proyecto. En especial a su personal, Johann Fernández, Carlos Soto, Román Páz y Alejandro González, por siempre tener la mejor disposición y darnos su apoyo incondicional cuando lo necesitamos.

A nuestros profesores Ricardo Alezones, Paúl Romero, Olga Rey, Rafael Falcón, Carolina de Alezones y Juan Di Croce, por su ayuda, consejos y recomendaciones para lograr nuestros objetivos.

Al personal de la biblioteca Virgil Winkler, en especial a la Licenciada Morela Mikati y el Ingeniero Eduardo Castillo por su paciencia y total apoyo.

A nuestro amigo y técnico en Corel Draw, Hildemaro Rodríguez (“1”) por su desinteresada e invaluable colaboración en la realización de una de las partes más importantes de este trabajo.

A todos nuestros amigos y compañeros universitarios quienes siempre han sido una parte importante en nuestro trayecto por la universidad y siempre nos ayudaron y apoyaron incondicionalmente. Son demasiados para nombrarlos a todos, pero ustedes saben quienes son y lo mucho que les estamos agradecidos.

León H. Maryesther B. y Vielma V. José M.

**MODELO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN OFICINA
EN EL CAMPO SOCORORO ESTE, PARIAGUÁN, ESTADO ANZOÁTEGUI.**

**Tutor Académico: Prof. Lenin Gonzáles. Tutor Industrial: Ing. Paolino Lena. Tesis.
Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica. Año 2006.
130 p.**

**Palabras Claves: Formación Oficina, Modelo estratigráfico-estructural, Campo
Socororo Este, Cuenca Oriental de Venezuela.**

RESUMEN

En este trabajo se completó un modelo estratigráfico-estructural del campo Socororo Este, estado Anzoátegui, Cuenca Oriental de Venezuela, en el intervalo comprendido entre las arenas U1U hasta H4,5,6 correspondiente a la parte basal y media de la Formación Oficina. Dicho intervalo es de gran importancia para la empresa PETROUCV, por la presencia de las principales arenas prospectivas de petróleo hacia la base de la formación y, en un futuro, un posible desarrollo de gas en las arenas de la parte media.

Para ello se correlacionaron las arenas del intervalo en 25 pozos del campo evaluándose las curvas de Potencial Espontáneo (SP), Rayos Gamma (GR) y Resistividad (R); utilizando como marcadores estratigráficos las lutitas que se encuentran sobre las arenas U1U y N2, las cuales son reconocibles en todo el campo.

A partir de los registros de pozos se construyeron mapas estratigráficos de arena neta, *net to gross* y distribución de electrofacies, en 14 arenas, que van desde la U1M, U1U, TU, S1, R4L, ROM, P2, O1, N2, M1, L1U, J3U, I4, H4,5,6. Posteriormente se construyeron secciones estratigráficas en la dirección de la sedimentación y perpendicular a la misma, donde se observaron la geometría de los cuerpos de arena en el subsuelo y su extensión lateral.

Por último para completar el modelo se construyeron mapas de planos de fallas, a partir de cortes de falla y sísmica 2D y 3D; así como también mapas estructurales, mapas integrados de estructura/falla y secciones estructurales. Para tener una mayor calibración de la información obtenida en los mapas integrados, con las secciones estructurales, se construyeron dos cortes estructurales de orientación N-S en los dos (2) niveles a estudiar (tope de U1U y N2).

Se determinó que el intervalo en estudio se divide en dos (2) eventos depositacionales con tendencia progradante, los cuales corresponden a un sistema deltaico. Las arenas U1M, U1U, TU, S1, R4L, P2, O1, J3U y I4 representan ambientes de frente deltaico, las arenas N2, M1 y H4,5,6 ambientes de planicie deltaica y el ambiente de prodelta está representado por la arena ROM. Luego de integrar toda la información anteriormente descrita se puede caracterizar a la parte basal y media de la Formación Oficina como un sistema de ciclos deltaicos progradantes con influencia mareal marcada en las zonas de frente deltaico; así mismo existen zonas donde no se observa dicha influencia por encontrarse en la planicie deltaica (zonas más proximales).

Este modelo estratigráfico basado en la integración de mapas y secciones, aunque con ciertas limitaciones de información, se encuentra bien definido, debido a que las 14 arenas estudiadas se encuentran distribuidas equitativamente a lo largo de todo el intervalo, por lo que se tuvo una reconstrucción bastante clara de la estratigrafía.

Se reconocieron cinco (5) fallas normales de alto ángulo agrupadas en dos (2) familias. La primera con orientación noreste-suroeste conformadas por dos fallas menores F10 y F9 cuyo buzamiento es de 80° la primera al norte y la segunda al sur, y un salto de aproximadamente $25'$. A esta familia pertenece la falla de Cachicamo que es considerada el elemento estructural de mayor importancia en el campo por tener la connotación de ser sinsedimentaria y su salto disminuye a medida que se asciende en profundidad de $220'$ a $80'$. La segunda familia tiene una orientación noreste-suroeste y está conformada por las fallas F7 y F8 con buzamiento de 80° al sur y un salto entre $20'$ y $35'$.

En base a toda la información estructural se determinó que en el campo predomina una estructura tipo monoclinial de rumbo casi noroeste-sureste, pero muy cercano al este oeste, y buzamiento de tres (3) grados al norte; cortados por los dos sistemas de fallas, que evidencia una geometría de bloques limitados por fallas normales.

INDICE

DEDICATORIA AGRADECIMIENTOS	iii
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vii
INDICE DE TABLAS	xiv
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.3. UBICACIÓN DEL AREA EN ESTUDIO.....	2
1.4. METODOLOGÍA	3
1.4.1. Etapa I: Data.....	3
1.4.1.1. Revisión bibliográfica	3
1.4.1.2. Búsqueda de data.....	4
1.4.1.3. Intervalos de Correlación	4
1.4.2. Etapa II: Base Teóricas	5
1.4.2.1. Marco Teórico.....	5
1.4.2.2. Geología Regional.....	5
1.4.3. Etapa III: Correlación.....	5
1.4.3.1. Mapa índice de secciones	5
1.4.3.2. Correlación manual	5
1.4.4. Etapa IV: Estratigrafía.....	6
1.4.4.1. Mapas estratigráficos.....	6
1.4.4.2. Secciones estratigráficas	7
1.4.5. Etapa V: Geología Estructural.....	7
1.4.5.1. Mapas de planos de fallas.....	7
1.4.5.2. Mapas estructurales	7
1.4.5.3. Mapas integrados estructura/ falla.....	7
1.4.5.4. Secciones estructurales.....	7
1.5. TRABAJOS PREVIOS	8
2. MARCO TEÓRICO.....	10
2.1. REGISTROS DE POZOS	10
2.1.1. Generalidades.....	10
2.1.2. Registro de Potencial Espontáneo (SP).....	10
2.1.3. Registro de Resistividad.....	11
2.1.4. Registros de Rayos-Gamma	11
2.1.5. Registro Sónico	13
2.1.6. Registros de Porosidad	13
2.1.7. Perfil Calibrador	14
2.1.8. Registro de Buzamiento	15
2.1.9. Criterios de Correlación de Registros	15
2.1.9.1. Capas marcadoras.....	16
2.1.9.2. Ajuste de patrones	16
2.1.9.3. Técnica de las rebanadas	17
2.2. MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	17
2.2.1. Mapas estructurales	17
2.2.2. Mapas de Arena neta	18
2.2.3. Mapas de <i>Net to Gross</i>	18
2.2.4. Mapas de Relación	18
2.3. AMBIENTES DEPOSITACIONALES	19
2.3.1. Ambiente Fluvial.....	19
2.3.1.1. Generalidades.....	19
2.3.1.2. Sistema Anastomosado	19
2.3.1.3. Sistema Meandriforme	21
2.3.2. Sistema Deltaicos	24
2.3.2.1. Generalidades.....	24
2.3.2.2. Procesos de formación de Deltas.....	26
2.3.2.3. Clasificación de Deltas	28
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	48

3.1. CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA	48
3.1.1. Generalidades.....	48
3.1.2. Evolución Geodinámica Regional.....	49
3.2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL.....	52
3.2.1. Formación Oficina (Mioceno–Temprano a Medio)	52
3.2.1.1. Descripción litológica	52
3.2.1.2. Espesor	52
3.2.1.3. Paleoambientes.....	53
3.2.2. Direcciones de sedimentación en el Foredeep.....	54
3.3. PALEOGEOGRAFÍA TERCIARIA.....	55
3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL.....	57
3.4.1. Provincias Tectónicas.....	57
3.4.1.1. Provincia Autóctona.....	57
3.4.1.2. Provincias Alóctonas.....	57
3.4.2. Geología Estructural del Área Mayor de Socororo	59
4. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.....	61
4.1. GENERALIDADES	61
4.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES	63
4.2.1. Arena U1M	63
4.2.2. Arena U1U	64
4.2.3. Arena TU.....	65
4.2.4. Arena S1.....	66
4.2.5. Arena R4L.....	68
4.2.6. Arena ROM.....	69
4.2.7. Arena P2	70
4.2.8. Arena O1	71
4.2.9. Arena N2	73
4.2.10. Arena M1	74
4.2.11. Arena L1U.....	75
4.2.12. Arena J3U	77
4.2.13. Arena I4.....	78
4.2.14. Arena H4,5,6.....	79
4.3. EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA.....	82
4.3.1. Generalidades.....	82
4.3.2. Integración sedimentológica-estratigráfica	82
4.3.2.1. Parte basal de Formación Oficina	83
4.3.2.2. Evento Depositacional 1.....	83
4.3.2.3. Evento Depositacional 2.....	84
5. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....	93
5.1. GENERALIDADES	93
5.2. SISTEMAS DE FALLAS EN EL CAMPO SOCORORO ESTE.....	93
5.3. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE LA ARENA U1U	95
5.3. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE LA ARENA N2	97
5.4. TRAMPAS ESTRUCTURALES.....	100
6. SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	103
6.1. SUMARIO	103
6.2. CONCLUSIONES	104
6.3. RECOMENDACIONES	106
7. BIBLIOGRAFÍA	107

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona en estudio. AMO = Área Mayor de Oficina, donde las zonas verdes corresponden a todos los campos, y AMS = Área Mayor de Socororo.....	3
Figura 1.2 Flujograma explicativo de la metodología empleada para llegar a la generación del modelo.....	4
Figura 1.3 Mapa índice de secciones. En líneas continuas se muestran las secciones	6
Figura 2.1 Registro de resistividad. Modificado de WALKER Y JAMES (1992).	12
Figura 2.2. Registro sónico, <i>gamma-ray</i> y <i>caliper</i> de la Cuenca de Alberta.....	14
Figura 2.3 Sección Estratigráfica con registros de GR correlacionada por ajuste de patrones.....	17
Figura 2.4 Modelo de depositación generalizado, donde se muestra la variación del tamaño de grano y respuesta del registro eléctrico (S.P.) en dos puntos de un canal ramificado. Modificado de GALLOWAY & HOBBS (1983).	21
Figura 2.5 Modelo depositacional generalizado, secuencia vertical y respuesta del registro eléctrico (S.P.) de un cuerpo de arena de una franja de meandros producido por una alta sinuosidad del canal. Modificado de GALLOWAY & HOBBS (1983)......	23
Figura 2.6 Modelo depositacional generalizado, secuencia vertical y perfil del registro eléctrico (S.P.) de un corte de barra de meandro. La porción aguas arriba de la barra de meandro son tapados por depósitos de conducto de canal (secuencia A). Aguas abajo, el canal y depósitos bajos de la barra de meandro son tapados por sedimentos de la barra de conducto (secuencia B). Modificado de GALLOWAY Y HOBBS (1983)......	24
Figura 2.7 Morfología esquemática de un delta, en la cual se muestran los 3 ambientes depositacionales principales que poseen todos los deltas; la planicie deltaica, frente deltaico y prodelta (o plataforma continental marina). Modificado de ALLEN & CHAMBERS, (1998)......	25
Figura 2.8 Ejemplo moderno representativo de deltas dominados por ríos, por mareas y por oleaje.	26
Figura 2.9 Ilustración esquemática de una secesión regresiva que se engrosa hacia el tope formado por un delta progradante que rellena en la columna de agua de la plataforma continental. El principal parámetro que controla el espesor de la sección deltaica regresiva hacia el cual progresa. En el ejemplo mostrado, el nivel del mar se asume como constante por lo que la sucesión deltaica está formada únicamente por relleno de sedimentos en el espacio disponible (acomodación). Modificado de ALLEN & CHAMBERS, (1998)......	29
Figura 2.10 Interpretación de facies en sección transversal de una (A) barra de desembocadura de un distributario progradacional y (B) cuerpos de arenas del relleno de un canal distributario de un lóbulo elongado de un delta dominado por ríos (GALLOWAY & HOBBS, 1983).	31
Figura 2.11 Perfil vertical generalizado a través de un cuerpo de arena de una barra de desembocadura de un canal. El tamaño de grano aumenta hacia la derecha, y el perfil del registro es dibujado para asemejar tanto la curva del S.P. como la del gamma ray. Modificado de GALLOWAY & HOBBS, (1983)......	32
Figura 2.12 Principales lóbulos del sistema deltaico del Mississipi de edad Holoceno.....	33
Figura 2.13 Principales abanicos de rotura de los lóbulos digitados del Delta modernos del Mississipi (GALLOWAY Y HOBBS, 1983).	34
Figura 2.14 Ambientes depositacionales superficiales generalizados del sistema deltaico dominado.....	36
Figura 2.15 Arquitectura depositacional y relación de facies genéticas a lo largo de un transecto de inclinación orientada a través del sistema deltaico del Mississipi. La sección fue basada en 54.....	38
Figura 2.16 Ambientes depositacionales generalizados del sistema deltaico dominado por olas del Rhone.....	39
Figura 2.17 Sección transversal con inclinación orientada de las facies del Delta del Rhone ilustrando la arquitectura depositacional generalizada producida por la progradación de un sistema deltaico dominado por oleaje. La sección original fue basada en nueve registros de pozos (GALLOWAY & HOBBS, 1983)......	41
Figura 2.18 Ambiente depositacional del sistema deltaico de Colorado de edad Holoceno dominado por mareas al noreste del Golfo de California. Las secciones transversales A' y B' muestran la morfología subacuosa de los distributarios estuarinos mas distales y de la plataforma deltáica (GALLOWAY & HOBBS, 1983)......	44
Figura 2.19 Perfil vertical generalizado a través de un cuerpo de arena de un relleno de canal de un distributario estuarino. GALLOWAY & HOBBS, (1983)......	46
Figura 2.20 Perfil vertical generalizado a través de una cresta de arena de corriente mareal basada en características sedimentarias de la plataforma del frente deltaico subacuosa de Colorado.....	47
Figura 2.21 Arquitectura depositacional esquemática de un sistema deltaico dominado por marea como el ilustrado por una sección transversal a través del Delta de Colorado. La sección original fue.....	47
Figura 3.1 Corte Geológico regional que muestra la cuenca antepaís flexurada (foreland) asociada al tramo de costa transpresional hacia el este de Venezuela (YORIS & OSTOS; 1997).	48

Figura 3.2 Límites de la Cuenca Oriental de Venezuela. Abreviaciones: AF = Falla de Anaco; EPF = Falla del Pilar; SERR. INT = Serranía del interior; UF = Falla de Urica; SFF = Falla de San Francisco (Modificado de DI CROCE <i>et al.</i> 1999).	49
Figura 3.3 Cuatro episodios del desarrollo del límite Caribe – Suramérica desde el Paleoceno al Presente asociado con el desplazamiento hacia el este de la Placa Caribe. AC= Cordillera de los Andes; AR= Alto de Aves; BR= Prisma de Acreción de Barbados; BR= Alto de Beata; CA= América Central; CB= Cuenca Colombiana; CCC= Cordillera Colombiana Central; CP= Placa de Cocos; CT= Fosa de Caimán; CU= Cuba; GB= Cuenca de Granada; GYB= Cuenca de Guyana; HI= Española; LA= Antillas Menores; MB= Cuenca de Maracaibo; NP= Placa de Nazca; OCC= Cordillera Colombiana Occidental; PR= Puerto Rico; SA= Sur América; VB= Cuenca de Venezuela; YB= Yucatán; YB= Cuenca de Yucatán.....	51
Figura 3.4 Mapa Paleogeográfico del Mioceno Inferior al este de Venezuela, donde se depositan las facies lutíticas de plataforma somera, que se mezclan las facies arenosas de barra litoral (parte inferior de la Formación Oficina) (Modificado de DI CROCE <i>et al.</i> 1999 en CUETO 2002).	55
Figura 3.5 Mapa Paleogeográfico del Mioceno Medio al este de Venezuela, periodo en el cual se da la máxima profundización del foredeep, y donde se deposita la parte media a superior de la Formación Oficina.....	56
Figura 3.6 Corte Geológico conceptual de la Cuenca Oriental de Venezuela, que muestra la Provincia Autóctona desde el eje de la cuenca hacia el río Orinoco en el sur y parte de la Provincia Alóctona desde el eje hacia el norte (Modificado de PARNAUD <i>et al.</i> 1995).	58
Figura 3.7 Mapa Estructural del tope de la Arena TU, donde se aprecia la estructura tipo momoclinal que buza hacia el NE, cortado por dos sistemas de fallas prácticamente perpendiculares entre si (MORALES 2002).	59
Figura 3.8 Mapa Estructural del tope de la Arena P2, donde se aprecia como se mantiene la estructura tipo momoclinal con los dos sistemas de fallas (MORALES 2002).....	60
Fig. 4.1 Registro eléctrico tipo del Campo Socororo Este, que corresponde al Pozo ES-456. En este se resaltan las arenas a las cuales se les hizo mapas estratigráficos y el datum estratigráfico tope de N1.....	62
Figura 4.2 Mapas Estratigráficos de la Arena U1M. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 1).	63
Figura 4.3 Mapas Estratigráficos de la Arena U1U. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross.	65
Figura 4.4 Mapas Estratigráficos de la Arena TU. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 3).	66
Figura 4.5 Mapas Estratigráficos de la Arena S1. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 4).	67
Figura 4.6 Mapas Estratigráficos de la Arena R4L. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 5).	68
Figura 4.7 Mapas Estratigráficos de la Arena ROM. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross.	70
Figura 4.8 Mapas Estratigráficos de la Arena P2. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 7).	71
Figura 4.9 Mapas Estratigráficos de la Arena O1. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 8).	72
Figura 4.10 Mapas Estratigráficos de la Arena N2. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 9).	73
Figura 4.11 Mapas Estratigráficos de la Arena M1. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross.....	75
Figura 4.12 Mapas Estratigráficos de la Arena L1U. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 11).	76
Figura 4.13 Mapas Estratigráficos de la Arena J3U. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 12).	78
Figura 4.14 Mapas Estratigráficos de la Arena I4. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 13).	79
Figura 4.15 Mapas Estratigráficos de la Arena H4,5,6. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross.	80
Figura 4.16 Sección estratigráfica 3-3´ perpendicular a la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional.	86
Figura 4.17 Sección estratigráfica 2-2´ perpendicular a la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional.	87
Figura 4.18 Sección estratigráfica G-G´ en la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional. Los colores amarillos dentro de la sección representan las facies de canal mientras que los colores naranjas, las facies de barra (Ver anexo 17).	88

Figura 4.19: Sección estratigráfica C-C´ en la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional. Los colores amarillos dentro de la sección representan las facies de canal mientras que los colores naranjas, las facies de barra (Ver anexo 18).	89
Figura 5.1 Mapa de planos de fallas obtenido a partir de cortes de fallas y de la data sísmica 2D y 3D, ya interpretada para el área en estudio. Nótese la dos familias de fallas	94
Figura 5.2 Mapa integrado Estructura/Falla para el tope de la arena U1U, donde se observa la estructura tipo monoclinial con buzamiento al norte cortado por dos sistemas de fallas ortogonales entre si (Ver anexo 21).	96
Figura 5.3 Cortes estructurales para el tope de la arena U1U, donde se observa en vista de perfil el monoclinial buzando al norte cortado los sistemas de fallas normales (Ver anexo 21).	96
Figura 5.4 Mapa integrado Estructura/Falla para el tope de la arena N2, donde se observa como se mantiene la estructura tipo monoclinial con buzamiento al norte cortado por dos sistemas de.....	97
Figura 5.5 Cortes estructurales para el tope de la arena N2, donde se observa en vista de perfil el monoclinial buzando al norte cortado los sistemas de fallas normales (Ver anexo 22).	98
Figura 5.6 Sección estructural A-A´ del campo Socororo Este donde se observa la poca complejidad estructural del campo, dominado por un monoclinial con un suave buzamiento al norte (Ver anexo 23).	99
Figura 5.7 Sección Estructural B-B´ del campo Socororo Este donde se puede notar la disminución de salto en la falla de Cachicamo al sur a medida que se asciende en profundidad (Ver anexo 24).	100
Figura 5.8 Caso de falla donde no se cumple el 2 ^{do} criterio de entrapamiento estructural.....	101
Figura 5.9 Posible entrapamiento estructural.....	102

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Principales registros de pozos y sus usos geológicos WALKER Y JAMES (1992).....	11
Tabla 4.1. Resumen de las principales arenas descritas de la parte media de la Formación Oficina.....	90
Tabla 5.1. Fallas del Campo Socororo Este.....	95

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

El campo Socororo forma parte del grupo de campos que conforman el Área Mayor de Socororo (AMS), junto a Cachicamo y Caricari. Dicha área forma un bloque de geometría irregular que abarca una superficie de 270 km² (figura 1.1).

Actualmente el campo está operado por la Empresa PETRO UCV, como parte del convenio operativo Socororo, conformado por la Universidad Central de Venezuela (49%) y PDVSA (51%). Esta asociación es una de tres asociaciones estratégicas entre la estatal petrolera venezolana y las universidades, como parte del enriquecimiento del capital intelectual universitario, en pro de la industria petrolera.

Este campo fue descubierto en la década de los 40, con la perforación del primer pozo, el Socororo N° 1, el 31 de Agosto de 1939. Durante los años 60 los campos Socororo, Caricari y Cachicamo, del Área Mayor de Socororo, fueron algunos de los pioneros en cuanto a exploración y producción se refiere. A finales de los años 80, se registró una disminución en la productividad de los mismos, debido a efectos de la producción de arenas y de migración de finos, razón por lo cual fueron abandonados.

Desde finales de los 90, cuando se reactivó el campo Socororo hasta la fecha se cuenta con un total de 96 pozos perforados, de los cuales 12 se encontraban en producción hasta mediados del 2005, con un cuota aproximada de 1400 B.N.P.D.

El estudio de este trabajo se encuentra enfocado principalmente en la parte basal y media de la Formación Oficina en el campo Socororo Este. Dicho intervalo es de gran importancia para la empresa, por la presencia de las principales arenas prospectivas de petróleo del AMS hacia la base de la formación y un posible desarrollo de gas en la arenas de la parte media de la formación en un futuro.

1.2. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo especial de grado es generar y analizar un modelo estratigráfico-estructural del intervalo comprendido entre las arenas U-1 hasta H4,5,6 de la Formación Oficina en el Campo Socororo Este; para lo cual se distinguen los siguientes objetivos específicos:

- Definir los intervalos de correlación de los 25 pozos que componen al Campo Socororo Este.

- Elaboración de un mapa índice de secciones para definir direcciones de correlación y grupo de pozos a correlacionar.
- Elaboración de mapas de Arena neta para estimar las variaciones de los espesores absolutos de las arenas en cada intervalo evaluado.
- Elaboración de mapas "Net to Gross" para apreciar las variaciones de los espesores absolutos de las arenas en función del espesor de cada intervalo.
- Elaboración de mapas de distribución de electrofacies para observar las relaciones espaciales de los cuerpos litológicos en cada intervalo y caracterizar ambientalmente cada nivel estratigráfico.
- Elaboración de las secciones estratigráficas que permitan apreciar la geometría de los cuerpos arenosos e identificar eventos depositacionales; dos en dirección de la sedimentación y dos en la dirección del rumbo de ésta.
- Generar un mapa de planos de fallas a partir de cortes de fallas determinados con la correlación manual, y de la data sísmica 2D y 3D ya interpretada para el área en estudio; con la finalidad de observar los sistemas de fallas que afectan el campo.
- Elaboración de mapas estructurales integrados estructura/falla en dos niveles para evaluar la deformación presente en el campo y su variación con la profundidad.
- Elaboración de dos secciones estructurales perpendiculares a la estructura para apreciar dichas estructuras en todo el intervalo de correlación.

1.3. UBICACIÓN DEL AREA EN ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada al centro-este de Venezuela, en el estado Anzoátegui, en lo que se conoce como el Área Mayor de Oficina (AMO). Específicamente se localiza en el Área Mayor de Socororo (AMS), que se ubica al este de la población de Pariaguán, municipio Miranda. El AMS se subdivide a su vez en 4 campos: Caricari al norte, Socororo Oeste, Socororo Este (objeto de estudio) y Cachicamo al sur (Fig. 1.1).

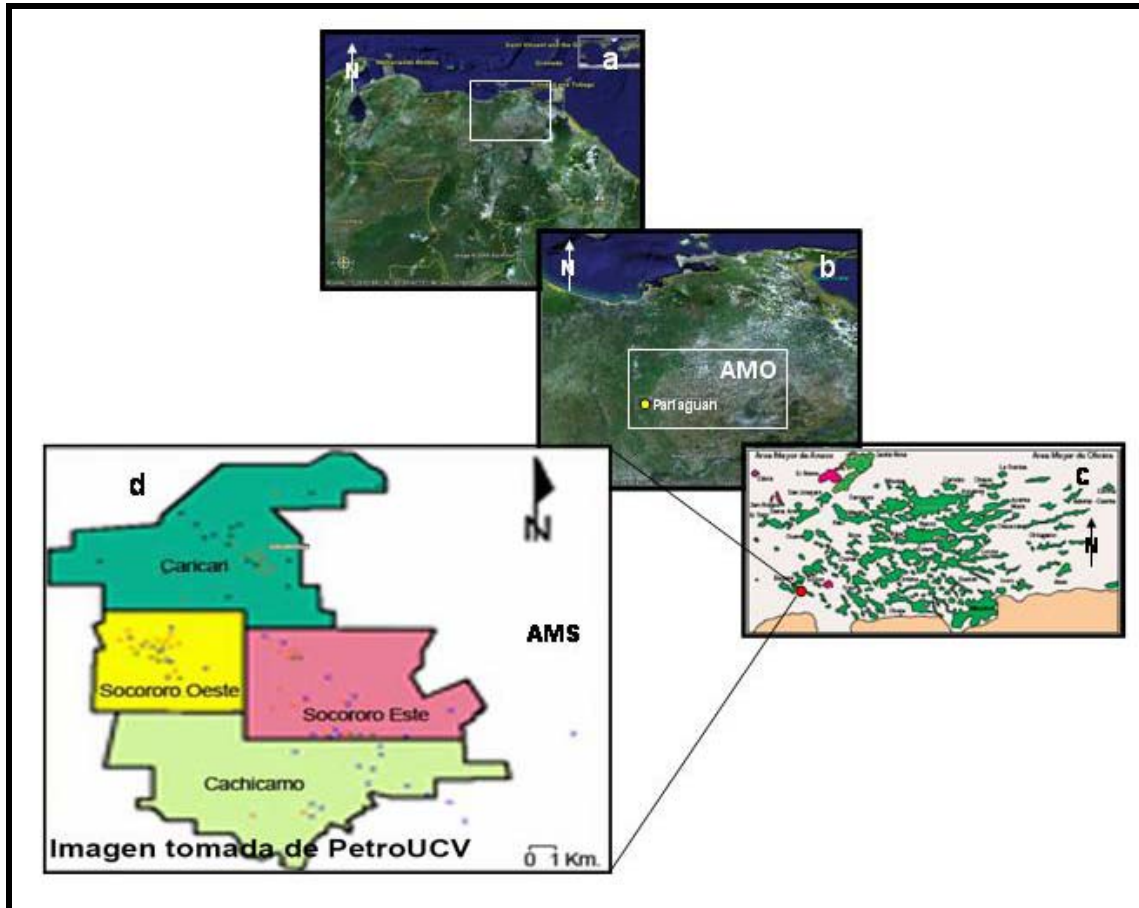


Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona en estudio. AMO = Área Mayor de Oficina, donde las zonas verdes corresponden a todos los campos, y AMS = Área Mayor de Socororo. Tomado de: a) y b) www.googleearth.com (15/10/05), c) YORIS & OSTOS, 1997 y d) PETRO UCV.

1.4. METODOLOGÍA

A continuación se presenta la metodología de trabajo empleada con la explicación de cada etapa y la en la figura 1.2 se observa el orden a manera de flujograma.

1.4.1. Etapa I: Data

1.4.1.1. Revisión bibliográfica

Se procedió a la recopilación de toda la información geológica existente para la zona en estudio, la cual se va a canalizar de tres maneras: 1) Trabajos y/o tesis realizados en el AMS y zonas cercanas, en todo lo referente a las Formación Oficina; 2) Trabajos inéditos realizados en la industria; y 3) Trabajos internacionales realizados en el Área Mayor de Oficina y en la Cuenca Oriental en general.

1.4.1.2. Búsqueda de data

Se procedió a la recopilación de toda la data disponible para la zona en estudio, básicamente en lo que se refiere a registros de pozos. Para ello se ubicó el registro en papel correspondiente a los pozos ES-443, ES-407, ES-406, ES-413, ES-415, ES-404, SOC-1, SOC-2, ES-402, ES-456, ES-455, ES-451, SOC-3, ES-401, ES-403, SOC-4, ES-454, ES-446, SOC-5, ES-405, ES-416, CAC-5, CAC-1, CAC-9 y CAC-3.

1.4.1.3. Intervalos de Correlación

Se procedió a definir los intervalos de correlación a partir de los registros de pozos, y así establecer los niveles a estudiar.

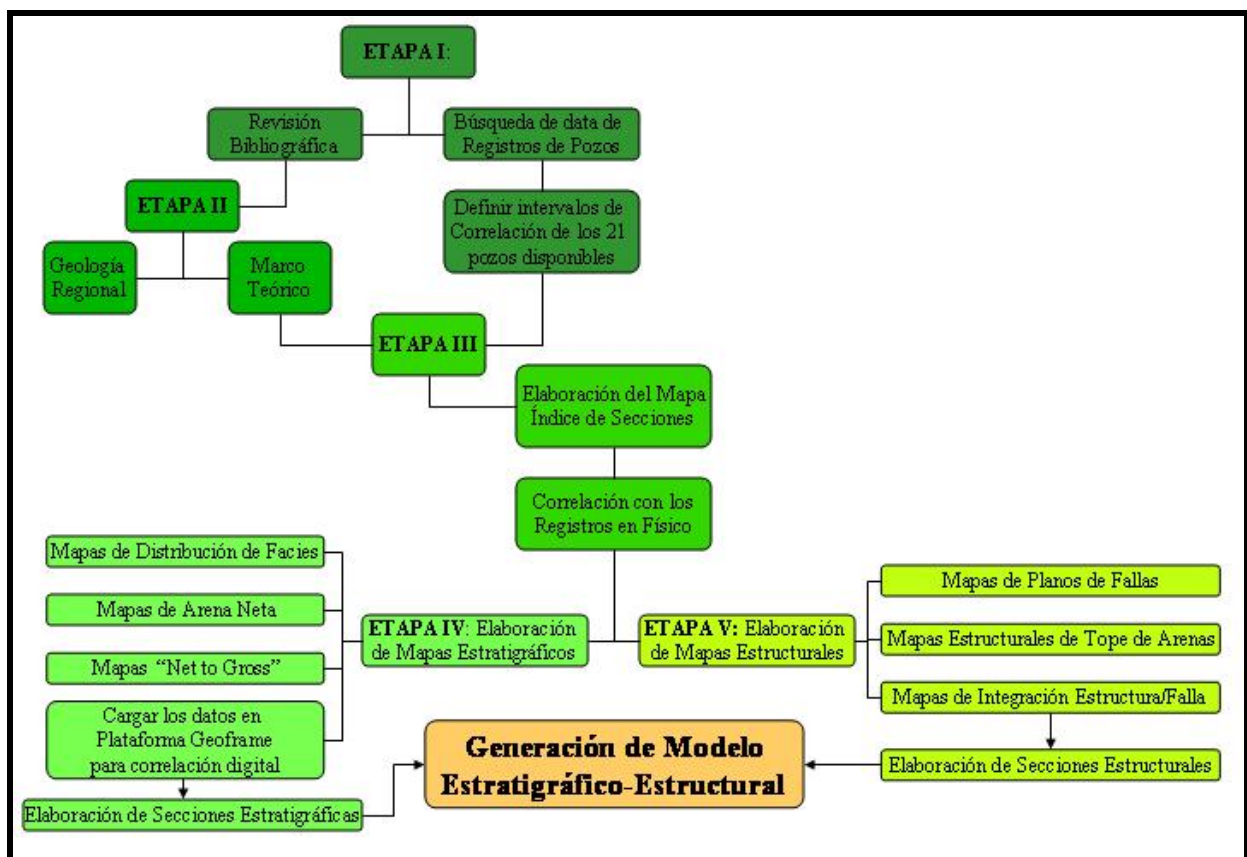


Figura 1.2 Flujograma explicativo de la metodología empleada para llegar a la generación del modelo.

1.4.2. Etapa II: Base Teóricas

1.4.2.1. Marco Teórico

En esta etapa se procedió a establecer todas las bases teóricas que se van a utilizar durante el desarrollo de trabajo.

1.4.2.2. Geología Regional

En esta etapa se enmarcó tectónica y estratigráficamente el área en estudio, en función de la evolución geológica de la Cuenca Oriental.

1.4.3. Etapa III: Correlación

1.4.3.1. Mapa índice de secciones

Con un mapa base de ubicación de los pozos, se procedió a establecer las direcciones de correlación y grupos de pozos a correlacionar. Para ello se estableció un mallado de secciones con dos direcciones preferenciales, una en dirección de la sedimentación y otra perpendicular a ella (Fig. 1.2). También se realizaron correlaciones cerrando lazos de correlación entre grupo de pozos cercanos.

1.4.3.2. Correlación manual

Con los registros en físico, se procedió a correlacionar en papel los pozos agrupados de acuerdo a cada dirección y cerrando lazos. Para que la correlación fuese la más eficiente se utilizan dos marcadores estratigráficos regionales, distinguibles en todos los pozos del campo, como los son la lutita que se encuentra por encima de la arena U1U y la lutita por encima de la arena N1.

También se identificaron cortes de fallas y sus respectivos saltos en función de secciones omitidas, es decir cuando se correlacionan dos registros y se observa una disminución del espesor de la sección en uno de ellos, se va al registro que aparentemente no está fallado y se identifica la sección omitida, para a su vez obtener la profundidad del corte de falla y también el salto de la misma en el registro acortado.

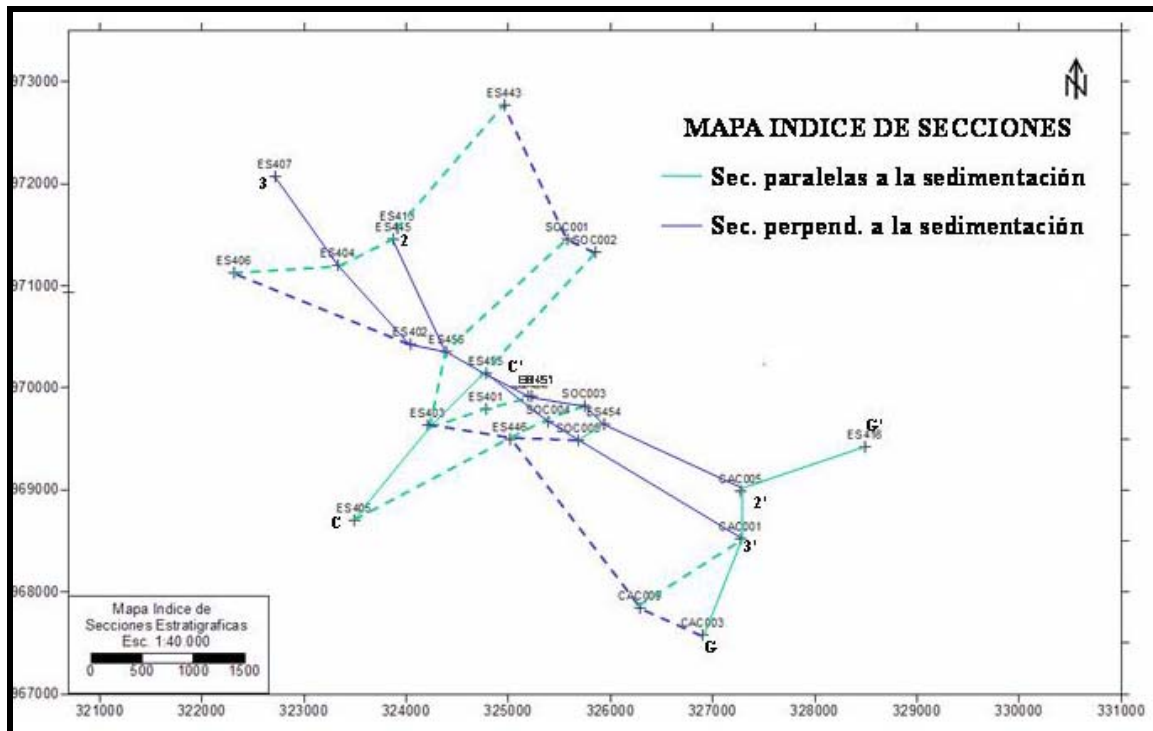


Figura 1.3 Mapa índice de secciones. En líneas continuas se muestran las secciones construidas en forma digital y que son el objeto de estudio de este trabajo.

1.4.4. Etapa IV: Estratigrafía

1.4.4.1. Mapas estratigráficos

Se procedió a realizar los mapas estratigráficos (Mapa de Distribución de Electrofacies, Mapa de Arena neta y Mapa de *Net to Gross*) para las 14 arenas seleccionadas. El criterio de selección se basó en tener un espesor de arena considerable, en la mayoría de los pozos un espesor de arena neta (AN) mayor a 5 pies, y estar equitativamente distribuidas a lo largo de toda la sección en estudio. Primero se realizaron los mapas de distribución de electrofacies, utilizando el registro de Rayos Gamma (GR) o en su defecto el de Potencial Espontáneo (SP) para la arena seleccionada, colocando la electrofacies correspondiente en cada pozo en un mapa base del campo. Las electrofacies estaban orientadas según la dirección predominante de sedimentación que se tiene para el área en estudio.

Luego se realizaron los mapas de arena neta, donde se utilizó un *cut-off* de 50% de arcilla para obtener los espesores netos de arena en cada intervalo. Esta es una línea que se traza en cada registro, la cual se coloca en la mitad entre la línea de lutita (GR más alto) y la línea de arena más limpia (GR más bajo) y sobre ella se miden los espesores netos de arena. Las líneas isópacas (igual espesor) de arena neta también se orientaron según la dirección de sedimentación.

Finalmente para completar los mapas estratigráficos se realizaron los mapas de *Net to Gross*, dividiendo el espesor neto entre el espesor total de intervalo, donde los valores que van de 0 a 100% también se orientaron según las direcciones de sedimentación.

1.4.4.2. Secciones estratigráficas

Estableciendo datum estratigráficos, se procedió a realizar con la plataforma Geo-Frame cuatro secciones estratigráficas, dos en la dirección de la sedimentación y dos en la dirección de rumbo de esta. Para estas secciones se utilizaron los topes oficiales cargados por el técnico de PETRO UCV en la estación de la plataforma. Luego se procedió a editar las secciones en Corel-Draw colocando las interpretaciones del mapa de distribución de electrofacies para cada arena.

1.4.5. Etapa V: Geología Estructural

1.4.5.1. Mapas de planos de fallas

Este mapa se realiza a partir de los cortes de fallas determinados en la correlación y de la data sísmica 2D y 3D ya interpretada para el área en estudio por el interprete sísmico de PETRO UCV; con el corte de falla se obtuvo la profundidad de la falla en el pozo y con la sísmica interpretada se obtiene el rumbo y el buzamiento aproximado del plano. Con todos estos datos se construyó para cada falla las horizontales del plano desde 1000' hasta 5000' (pies) de profundidad.

1.4.5.2. Mapas estructurales

A partir de la profundidad de los topes de las arenas en los dos niveles seleccionados, se procedió a delinear la estructura de dichas arenas en un mapa base.

1.4.5.3. Mapas integrados estructura/ falla

Este mapa se obtuvo al interceptar el mapa estructural con el mapa de planos falla, para los niveles seleccionados; con la intercepción se obtiene las trazas de fallas, para luego volver a delinear la estructura tomando en cuenta tanto el valor de profundidad del tope en el pozo, así como los saltos de falla en cada tramo de la falla. Se debe mencionar que las fallas pueden presentar diferencias de salto tanto en profundidad como a lo largo del rumbo.

1.4.5.4. Secciones estructurales

Se procedió a elaborar dos secciones estructurales perpendiculares a la estructura, para ello se estableció como datum estructural el nivel promedio del mar, es decir la distancia referida en el pozo es el TVD SS (por debajo del nivel mar). Esta distancia es diferente al TVD referido en las secciones estratigráficas, debido a que se le resta la altura sobre el nivel promedio del mar de la Mesa Rotaria.

1.5. TRABAJOS PREVIOS

HEGBERG *et al.* (1947). Realizan un estudio generalizado de los pozos en el área de Gran Oficina, en lo referente a estratigrafía; estructuras y origen, migración y acumulación de hidrocarburos.

FUNKHOUSER *et al.* (1948). Realizan el estudio de los campos de Anaco, donde describen la estructura de domos que domina los campos y secuencia estratigráfica entre la Formación Merecure del Eoceno-Oligoceno y el Grupo Sacacual del Mio-Plioceno.

HEDBERG (1950). Realiza e integra la geología de la Cuenca Oriental de Venezuela en lo que corresponde a los estados Anzoátegui, Monagas, Sucre y el este de Guarico; describe la fisiografía de la cuenca y del frente de montaña, así como las formaciones geológicas que allí se encuentran, para generar tablas de correlación.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980). Describen por primera vez la evolución geológica generalizada de La Cuenca de Venezuela Oriental durante el período Cretácico-Terciario; en conjunto con la evolución de las demás cuencas petrolíferas de Venezuela.

AUDEMARD *et al.* (1985). Presentan un modelo sedimentológico-estructural de la Faja Petrolífera del Orinoco para el Terciario; mediante correlaciones litoestratigráficas se reconocen tres ciclos de transgresión-regresión. Mencionan que las unidades arenosas tipifican deltas progradantes hacia el norte, asociados a fases regresivas, influenciados por la acción de olas y mareas.

CAMPOS *et al.* (1985). Integran la información estratigráfica existente para el noreste de Anzoátegui, donde definen los límites de las diferentes formaciones, así como también las edades y ambientes sedimentarios de las mismas.

MENDEZ (1985). Presenta en forma gráfica la historia geológica de la Cuenca Oriental de Venezuela, mediante una serie de bloques diagramáticos en perspectiva.

PARNAUD, F. *et al.* (1995). Construyen por primera vez un modelo geológico integrado mediante datos estratigráficos, estructurales geoquímicas y de yacimiento, que le permitieron identificar sistemas petrolíferos y definir yacimientos en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de la cuenca antepaís de Venezuela Oriental.

DI CROCE *et al.* (1999). Realizan un estudio de estratigrafía secuencial de la Cuenca Oriental de Venezuela, por medio de múltiples líneas sísmicas, donde identifican y caracterizan secuencias de segundo, tercer y mayores órdenes; caracterizan el origen de las mayores discordancias dentro de la cuenca en el subsuelo como costa afuera; para obtener una visión integrada de la estratigrafía de la cuenca.

MORALES (2002). Define el marco estratigráfico del campo Socororo Oeste, utilizando los conceptos de estratigrafía genética secuencial, donde precisa seis unidades genéticas, tomando como límites de secuencia las capas de lignito de mayor continuidad lateral. Menciona que la estructura del área está representada por un monoclinal de rumbo NO-SE y de buzamiento aproximado de 3° hacia el NE atravesado por dos sistemas de fallas.

SUMMA *et, al* (2003). Realizan una integración de la reconstrucción de tectónica de placas con la historia de depositación y maduración de la roca madre y proveen una significativa idea en la génesis, evolución y alteración del sistema petrolífero del este de Venezuela. Mediante ese análisis, identifican un potencial adicional con una posible roca madre Jurásica y Albiense.

HILLA & NAVAL (2005). Realizan la interpretación estructural y el estudio de factibilidad de atributos sísmicos y petrofísicos, de las arenas gasíferas F8, I3, J3ML, N2, ROUM y R4L de la Formación Oficina en el Área Mayor de Socororo (AMS). Definen la estructura que domina el AMS como un monoclinal de rumbo NO-SE y buzamiento en dirección al NE e identifican dos sistemas de fallas normales.

USECHE & VILLAMEDIANA (2005). Realizan la interpretación del marco estratigráfico y sedimentológico de las arenas "U" y "J" en las formaciones Merecure y Oficina del campo Socororo Este, a partir de correlaciones estratigráficas, mediante el empleo de registros de pozos. En el modelo planteado ubican las arenas U4 y U3 dentro de un sistema fluvial, de la U2M hasta U1U dentro de un sistema fluvio-deltaico y las J dentro de un sistema deltaico de dominio mareal.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. REGISTROS DE POZOS

2.1.1. Generalidades

Según WALKER & JAMES (1992) el trabajo de subsuelo sirve por si solo al estudio de las relaciones entre facies en una mayor escala que la que se puede lograr en muchos afloramientos. Debido a esto, muchas ideas relativamente nuevas referentes a alostratigrafía, secuencias estratigráficas, cambios del nivel base y correlación estratigráfica global, han emergido de la geología de subsuelo y están basadas tanto en la data geológica como en la data geofísica.

Debido a que las perforaciones y registros geofísicos normalmente muestran una sección continua, no interrumpida (mientras que los afloramientos raramente lo hacen), en la correlación de subsuelo, su base es una data más completa; pero es muchas veces data indirecta.

La data de subsuelo no provee información acerca de las facies locales; sin importar que tan cerca estén los pozos, no coinciden con el nivel de detalle local disponible de un afloramiento.

Existen diferentes métodos para obtención de data en el subsuelo. A continuación se describen brevemente algunos de estos métodos.

2.1.2. Registro de Potencial Espontáneo (SP)

Este registro graba el potencial eléctrico entre un electrodo introducido dentro del hoyo producto de la perforación y un electrodo de referencia en la superficie. Este potencial existe debido a una diferencia electroquímica entre el agua dentro de la formación y el lodo de perforación, y debido a una selección de datos iónicos en lutitas (la superficie de los minerales de arcilla permiten selectivamente el paso de cationes comparado con aniones). El potencial es medido en milivoltios, en una escala relativa, ya que el valor absoluto depende de las propiedades del lodo de perforación. En secciones lutíticas, el máximo SP denotado a la derecha puede ser usado para definir una línea de lutita. Las desviaciones del registro de la línea de lutita indican zonas de roca permeable que contienen fluido intersticial con salinidades diferentes a las del lodo de perforación. Estos registros son buenos indicadores de litologías en áreas donde las areniscas son permeables y saturadas de agua; sin embargo en áreas donde la roca es poco permeable y presenta cementación el registro no distingue con

confiabilidad la litología. La mejor prueba para la confiabilidad del registro en la determinación de litología es calibrar el registro con núcleos y ripios (fragmentos de roca de 1 a 3 mm traídos a la superficie, durante una perforación normal, por el lodo circulante) y por lo tanto ganar experiencia en un intervalo en particular (WALKER & JAMES, 1992).

2.1.3. Registro de Resistividad

Este registro graba la resistencia del fluido intersticial de la inundación de una corriente eléctrica, ya sea transmitida directamente a la roca a través de un electrodo o inducida magnéticamente en lo más profundo de la formación desde el hoyo (registros inducidos, Fig. 2.1), aquí el término “profundo” se refiere a distancia horizontal desde las paredes del pozo. Estos registros son utilizados para evaluación de fluidos dentro de las formaciones. También pueden ser usados para identificación de carbón (alta resistencia), delgadas capas de calizas en lutitas (alta resistencia) y bentonita (baja resistencia), como se muestra en la tabla 2.1 (WALKER & JAMES, 1992).

Tabla 2.1 Principales registros de pozos y sus usos geológicos WALKER Y JAMES (1992).

REGISTRO	PROPIEDAD MEDIDA	UNIDADES	USOS GEOLÓGICOS
Potencial Espontáneo	Potencial natural eléctrico (comparado con lodo de perforación)	Milivoltios	Litología (en algunos casos), correlación, análisis de la forma de la curva, identificación de zonas de porosidad
Resistividad	Resistencia al paso de la corriente eléctrica	Ohm-metros	Identificación de carbones, bentonitas, evaluación de fluidos.
Rayos Gamma	Radioactividad natural-relacionada con K, Th, U	Unidades API	Litología (menos arcilloso), correlación, análisis de la forma de la curva.
Sónico	Velocidad de compresión de las ondas de sonido	Microsegundos/metro	Identificación de zonas de porosidad, zonas cementadas de carbón
Caliper (perfil calibrador)	Diámetro del hoyo de perforación	Centímetros	Evaluación de las condiciones del hoyo y fiabilidad de otros registros.
Neutrón	Concentración de hidrógeno (agua e hidrocarburos) en poros	Porcentaje de porosidad	Identificación de zonas de porosidad, registros de densidad para separación empírica de litologías.
Densidad	Masa de densidad (densidad del electrón) incluye fluido de poro en la medición	Kilogramo por metro cúbico (gm/cm ³)	Identificación de algunas litologías como anhidrita, halita, carbonatos no porosos.

2.1.4. Registros de Rayos-Gamma

Estos registros miden la emisión de rayos gamma de varios estratos penetrados en el pozo, una propiedad relacionada a su contenido de isótopos radiogénicos de Potasio, Uranio y

Torio. En sucesiones de clásticos terrígenos, el registro refleja lo “limpio” o ausencia de arcilla (alta radioactividad en la escala API, Fig. 2.2) de la roca, promediado sobre un intervalo de alrededor de 2 m. Se debe hacer énfasis en que la lectura de rayos gamma no es función del tamaño de grano o del contenido carbonático, sólo de la proporción de elementos radioactivos, lo cual puede estar relacionado debido a la proporción de lutita. Por ejemplo, areniscas y conglomerados libres de arcilla con cualquier mezcla de clastos tamaños arena y cantos o guijarros, generalmente dan respuestas similares.

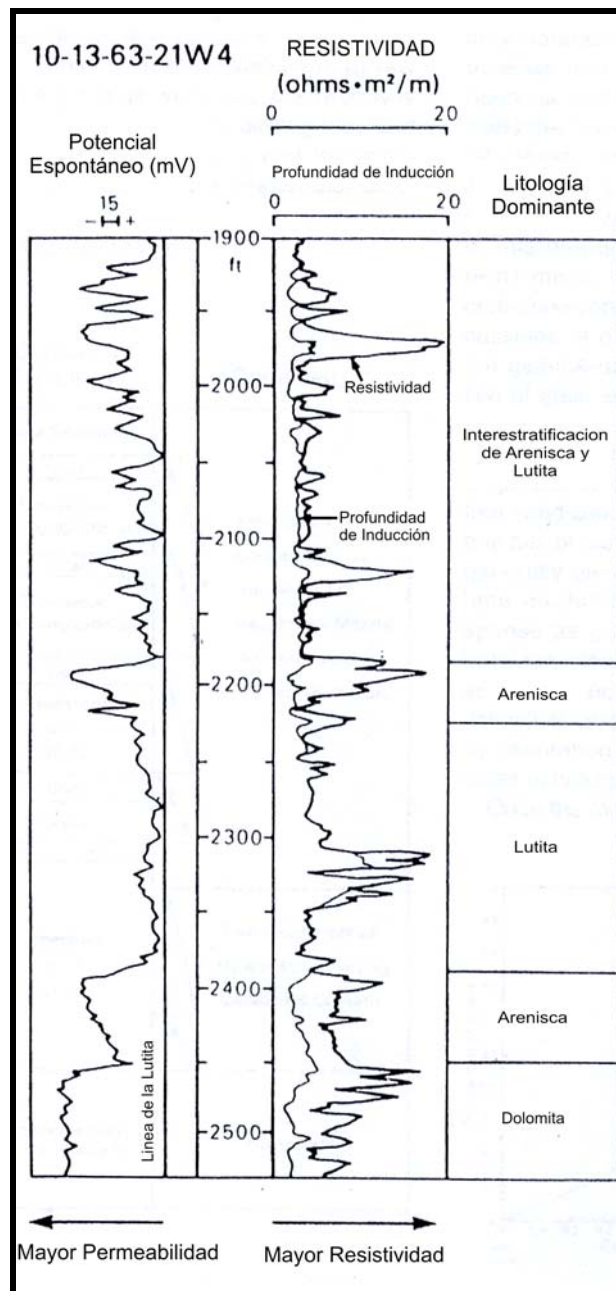


Figura 2.1 Registro de resistividad. Modificado de WALKER Y JAMES (1992).

Distinguir entre litologías limpias como areniscas, conglomerados, dolomitas y calizas se hace mejor calibrando uno o más registros con núcleos y/o ripios. Una vez que las litologías principales son conocidas el registro de rayos gamma puede ser calibrado a litología por el establecimiento de lecturas máximas y mínimas correspondiendo a carbonatos y areniscas puras versus lutitas y miembros puros. La concentración de elementos radioactivos en lutitas aumentan con la compactación, por lo tanto la “línea de lutita” debe ser reajustada si está siendo estudiado un estrato delgado. Existen 3 problemas principales de interpretación con los registros de rayos gamma:

- ❖ La respuesta del registro puede ser afectada por la diagénesis, arcillas radioactivas en poros.
- ❖ Lutitas ricas en Ilita (potasio alto) son más radioactivas que aquellas ricas en montmorilonita o clorita.
- ❖ Areniscas Arcosas (feldespato potásico alto) son más radioactivas que aquellas carentes de feldespatos (WALKER & JAMES, 1992).

2.1.5. Registro Sónico

Estos registros (Fig. 2.2) miden la velocidad de las ondas sonoras en rocas. Esta velocidad depende de:

- ❖ Litología
- ❖ Cantidad de interconexión de los espacios porosos
- ❖ Tipo de fluido en los poros

El registro es útil para delimitar estratos de material de baja velocidad como el carbón (Fig. 2.2) o areniscas pobremente cementadas; como también material de alta velocidad como areniscas y carbonatos fuertemente cementados o basamentos ígneos. Estos registros también son importantes para entender y calibrar líneas sísmicas (WALKER & JAMES, 1992).

2.1.6. Registros de Porosidad

Registros de Densidad y Neutrón pueden ser mostrados como estimadores de porosidad. La densidad del electrón, en la mayoría de los casos está relacionada a la densidad del material sólido, y a la cantidad y densidad del fluido de poro. La porosidad del densidad es calculada asumiendo una densidad del material sólido (2650 Kg/m^3 para las areniscas y lutitas, y 2710 Kg/m^3 para las calizas) y fluidos (1146 Kg/m^3 para agua salada).

El perfil del neutrón, mide la concentración de hidrógeno (en agua o petróleo) en la roca. La herramienta emite neutrones de un nivel de energía conocido, luego mide la energía de neutrones reflejados desde la roca. La porosidad neutrónica es calculada asumiendo que los poros están llenos de agua o petróleo (WALKER & JAMES, 1992).

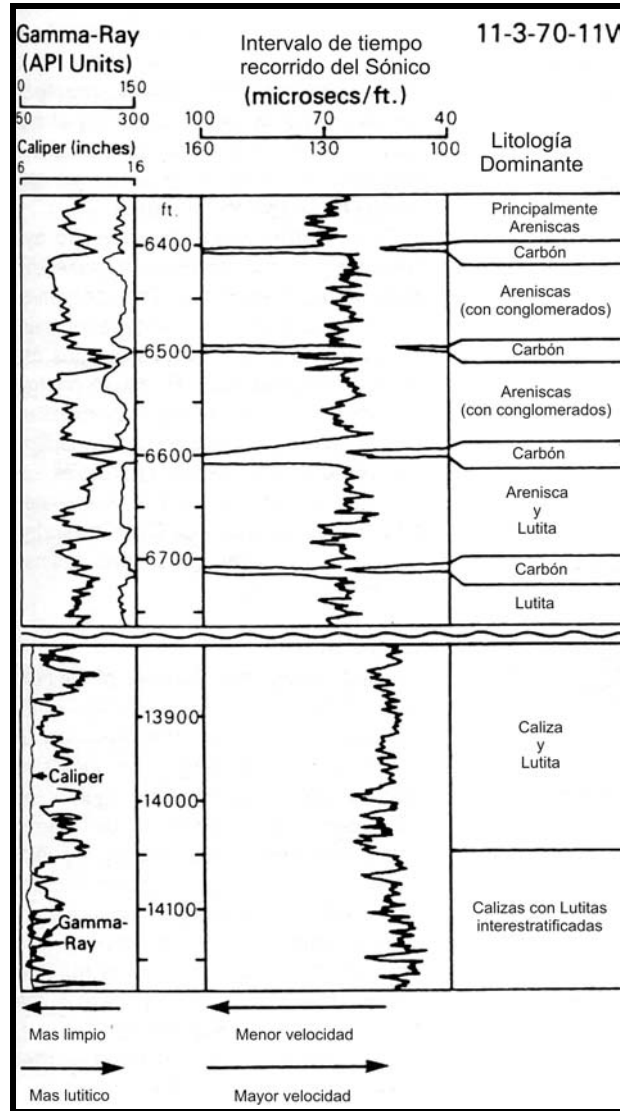


Figura 2.2. Registro sónico, *gamma-ray* y *caliper* de la Cuenca de Alberta.

Modificado de WALKER Y JAMES (1992).

2.1.7. Perfil Calibrador

Este perfil graba el diámetro del hoyo (Fig. 2.2) y da una indicación de su condición y por lo tanto la fiabilidad de otros registros. Un hoyo muy ancho indica que ha ocurrido la

disolución, derrumbe o caída de las paredes de la roca, lo cual puede conducir a errores en las respuestas de los perfiles (WALKER & JAMES, 1992).

2.1.8. Registro de Buzamiento

El *dipmeter* mide indicaciones estructurales, pero también puede detectar varios tipos de indicaciones sedimentarias como una compactación puntual sobre un arrecife, un ropaje de arcilla, o inclusive algunas estratificaciones cruzadas. En muchos casos, es difícil determinar la naturaleza de la superficie de inclinación a menos que se tomen núcleos (WALKER & JAMES, 1992).

2.1.9. Criterios de Correlación de Registros

Según TEARPOCK & BISCHKE (1991) antes de comenzar la correlación de los registros en un área, necesita desarrollarse un plano general de correlación de registros. A la hora de comenzar la correlación se deben seguir los siguientes pasos:

1. Preparar el Registro Tipo de correlación, el debe mostrar un completo intervalo de sedimentos, sin fallas, que represente el mayor espesor y la mas profunda sección sedimentaria en el campo.
2. Un buen plano de correlación conlleva la correlación de cada pozo con un mínimo de otros dos pozos. Para asegurar una correlación eficiente en toda el área, el plano de correlación debe ser establecido para correlacionas en lazos cerrados.
3. Primero correlacionar los pozos, que se espera que exhiban las más completa y gruesa sección estratigráfica.
4. En muchas áreas geológicas, rápidos cambios en la estratigrafía pueden ocurrir (particularmente cambios de espesor) ocurren en cortas distancias. Donde sea posible, correlacionar pozos anticipando que tengan un similar de espesor de intervalo estratigráfico.

Dichos autores mencionan que en contextos geológicos que envuelvan fallas de crecimiento o sin-sedimentarias, se deben tomar algunas consideraciones especiales al preparar los planos de correlación. Restringir la correlación dentro de un bloque de falla de crecimiento, teniendo presente que el bloque que baja de una falla de crecimiento, posee mayor espesor de sección estratigráfica, lo cual puede incrementar la dificultad en la correlación (TEARPOCK & BISCHKE, 1991).

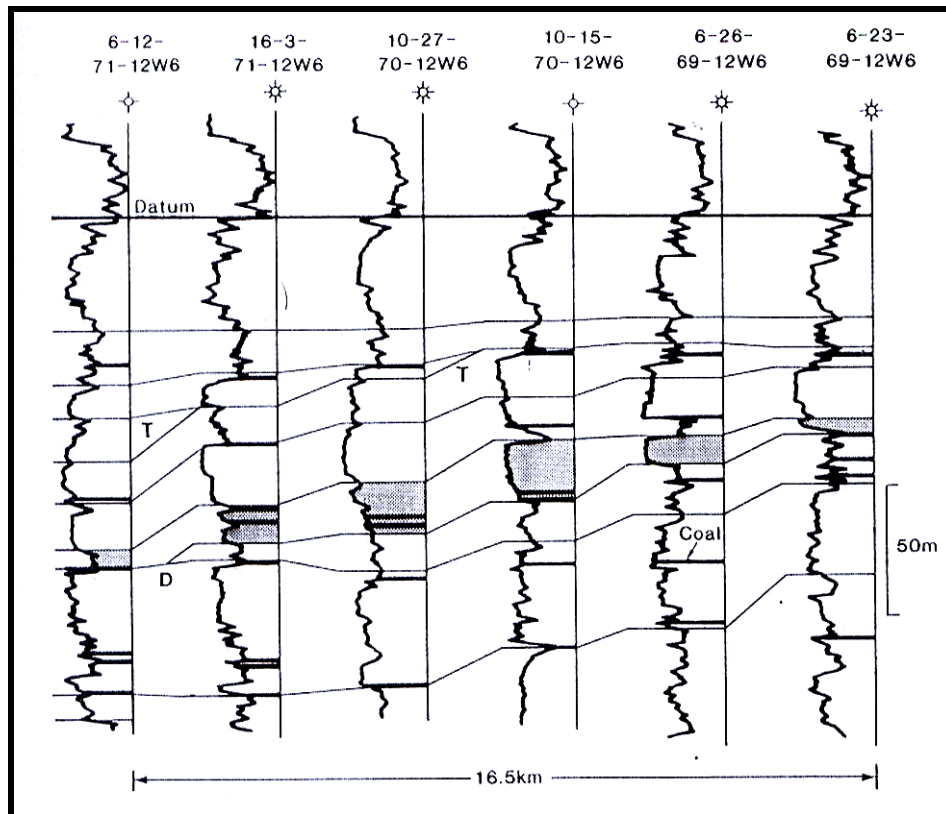
Según WALKER & JAMES (1992) el hacer correctas correlaciones de unidades estratigráficas es absolutamente necesario para hacer auténticos cortes y mapas, y para llevar a cabo análisis regionales de facies. Ellos plantean tres principales métodos de correlación, 1) capas marcadoras, 2) ajustes de patrones y 3) técnicas de las rebanadas.

2.1.9.1. Capas marcadoras

La respuesta del registro de una distintiva capa o serie de capas puede ser usada como marcador aunque la litología o el origen de la capa sean desconocidos. Marcadores que puedan ser mapeados regionalmente pueden por lo tanto ser relacionados, o incluir, importantes superficies aloestratigráficas. Por ejemplo, secciones condensadas (posiblemente expresando superficies de máxima inundación) son quizás las capas marcadoras más extensas y son extremadamente usadas porque ellas son en esencia líneas de tiempo. Pueden ser identificadas en la mayoría de las cuencas por sus características de alto gamma-ray, considerable alta resistividad y alta porosidad (WALKER & JAMES, 1992).

2.1.9.2. Ajuste de patrones

Esta técnica envuelve el reconocimiento y ajuste de distintivos patrones de registros de cualquier origen. Los patrones correlacionados pueden representar sucesiones verticales de facies, superimposiciones de facies o unidades limitadas por discordancias (Fig. 2.3). Por ajuste de patrones, las correlaciones son hechas en base a la forma de los registros en intervalos de metros o diez metros, en lugar de los picos individuales, punto más bajo, o marcadores sin sucesión. Este método puede permitir correlación incluso donde hay variaciones laterales en litología, facies, y espesores de las unidades. Los registros pueden ser movidos hacia arriba o hacia abajo hasta que la mejor correlación es obtenida. Ciertas asunciones acerca del estilo de las variaciones laterales de facies deben hacerse en ajuste de patrones para decidir entre las alternativas posibles. Las unidades correlativas deben satisfacer un cierto numero de condiciones: 1) sucesiones de facies individuales no muestran abruptos cambios de espesores, patrones del registro, o de patrones de tamaño de grano; 2) sucesiones individuales no muestran aumentos de los espesores de las areniscas hacia el mar; 3) sucesiones de talud gradualmente hacia el mar (a menos que halla tectonismo sin-sedimentario o post-sedimentario); y 4) abruptos cambios laterales en sucesiones de facies implica la existencia de una inconformidad (WALKER & JAMES, 1992).



2.1.9.3. Técnica de las rebanadas

Es un método de último recurso, cuando los otros métodos no producen resultados, un intervalo puede ser subdividido arbitrariamente en unidades de espesores constantes, o unidades con espesores proporcionales al intervalo completo. Una asunción implícita es hecha que las líneas de tiempo a través del intervalo son esencialmente horizontales. Esta técnica es comúnmente aplicada a depósitos no marinos (WALKER & JAMES, 1992).

2.2. MAPAS ESTRATIGRÁFICOS

2.2.1. Mapas estructurales

Muestra la configuración geométrica de una superficie de roca, perteneciente a un estrato, por medio de curvas de nivel que pasan por puntos de igual elevación respecto a un plano de referencia seleccionado. El plano de referencia que se usa comúnmente es el nivel del mar, y la elevación de la capa clave arriba o debajo de dicho plano de referencia se indica en cada punto de control sobre el mapa. El mapa estructural con curvas de nivel se prepara trazando la elevación de la parte superior de la unidad estratigráfica en cada punto de control en el mapa.

Las curvas de nivel de la estructura se trazan a través del campo resultante de números en cualquiera de tres formas. El trazado mecánico, se efectúa por interpolación distribuyendo las diferencias de elevación aritméticamente entre dos puntos cualesquiera. El trazado de espacios iguales mantiene una pendiente uniforme en el mapa (dentro de los límites de los datos disponibles), y puede enseñar en consecuencia altos y bajos en donde no se dispone de datos reales. El trazado interpretativo consiste en aportar un "grano" al mapa de conformidad con las tendencias conocidas o inferidas estructurales o de otra índole, en el área mapeada (KRUMBEIN & SLOSS, 1963).

2.2.2. Mapas de Arena neta

Se obtiene la cantidad total de arena que hay en la sección, sumando los espesores de cada ocurrencia de arena, y expresando el resultado como una medida total. Esto equivale a combinar la arena en un solo agregado, por lo que la posición e identidad de los cuerpos de arena individuales quedan perdidos. Es una clase de mapa ordinario de facies, de un solo componente. Cuando en cada punto de control del mapa se registra el espesor total de la arenisca de una unidad estratigráfica, y se trazan líneas de igual espesor de la arenisca en el campo cubierto por los números. Las curvas de igual espesor de la arenisca muestran la variación superficial que expresa la cantidad absoluta de arenisca presente (KRUMBEIN & SLOSS, 1963).

2.2.3. Mapas de *Net to Gross*

Se requiere conocer el porcentaje de arena de cada unidad realizando el cociente entre la arena neta y el espesor total de la unidad, para conocer la cantidad relativa de arena que hay en cada una de las unidades y la variación superficial de las mismas (KRUMBEIN & SLOSS, 1963).

2.2.4. Mapas de Relación

La relación de espesor de un tipo de roca a otro (como la relación arena-lutita, o la relación dolomita-caliza) proporciona un medio efectivo para desplegar las interrelaciones existentes entre dos componentes litológicos con un solo conjunto de curvas de nivel. El valor numérico de la relación A/B puede variar de cero a infinito. Si A y B representan los espesores de los componentes litológicos que se están comparando, la relación A/B es cero si A es cero; si B es cero la relación es igual a infinito. Una relación de 1.0 significa que el espesor de A es igual al de B a lo largo de una curva de nivel en particular (KRUMBEIN & SLOSS, 1963).

2.3. AMBIENTES DEPOSITACIONALES

Los ambientes depositacionales han sido definidos de varias formas (KRUMBEIN & SLOSS, 1963; POTTER, 1967 en BOGGS, 1995); sin embargo, todas las definiciones de ambientes tienen en común un énfasis en las condiciones físicas, químicas y biológicas del mismo. Un ambiente depositacional es así caracterizado por un escenario geomórfico particular en el cual un grupo particular de procesos físicos, químicos y biológicos operan para generar a ciertos tipos de depósitos sedimentarios (BOGGS, 1995).

Existen diferentes ambientes depositacionales, sin embargo se explican brevemente dos de ellos, el ambiente fluvial y el ambiente deltaico, debido a su seguimiento en el desarrollo de este TEG.

2.3.1. Ambiente Fluvial

2.3.1.1. Generalidades

Según GALLOWAY & HOBDDAY (1983) los sistemas fluviales sirven inicialmente para recolectar y transportar sedimentos a cuencas marinas o lacustres. Sin embargo, en ciertos escenarios como planicies costeras, cuencas intermontanas y cuencas tectónicas antepaís, los sistemas fluviales depositacionales, favorecen la acumulación subareal de sedimentos y pueden convertirse en un componente mayor o inclusive dominante del relleno de la cuenca.

2.3.1.2. Sistema Anastomosado

SERRA (1990) establece que los sistemas anastomosados consisten en un ambiente continental caracterizado por depósitos que resultan de una red entrelazada de canales fluviales de baja sinuosidad.

Su geometría consiste en sistemas caracterizados por una red de cursos anastomosados de baja sinuosidad que se desplazan constantemente (SELLEY, 1976 en SERRA, 1990). “Tanto los ríos anastomosados arenosos como los de grava, migran lateralmente dejando depósitos de canal a la manera de láminas o cuneiformes; y complejos de barras que preservan sólo pequeñas cantidades del material de la llanura de inundación” (CANT, 1982 en SERRA, 1990)

WILLIAMS & RUST (1969) reconocen 3 cuerpos geomorfológicos importantes, los cuales son: canales, barras e islas.

Los canales principales están compuestos de varios cursos de agua que se reúnen y se dividen de forma alternativa. Los ríos anastomosados se caracterizan por poseer canales amplios cuya posición varía constantemente, y muestran un transporte rápido y continuo de

los sedimentos. Sus dimensiones varían entre 0.5 y 8 Km de ancho (canal individual) y de decenas a centenas de kilómetros de longitud. Su relación ancho-profundidad es grande ya que el espesor varía de varios decímetros a 30 metros.

Las barras de canal pueden dividir al río en varios cursos durante los períodos de bajo flujo, mientras que en los períodos de alto flujo, quedan sumergidas. Su composición es de depósitos residuales de grano grueso, por lo general gravas, las cuales no pudieron ser transportadas por la corriente. Una vez formadas dichas barras, se pueden estabilizar mediante la depositación de sedimentos de grano fino en su parte superior durante los períodos de alto flujo, y si son cubiertas por vegetación dan lugar a las islas (SERRA, 1990).

Existen tres tipos de barras: longitudinales, transversales y en espolón. Las primeras son las más abundantes y se encuentran ubicadas de forma lateral a lo largo de los márgenes del canal, y como barras centrales en la parte media del curso de agua. Son elongadas en la dirección de la corriente y sus dimensiones varían desde pocos hasta cientos de pies.

Están compuestas por grava, arena y mezclas de fango y limo. Se construyen por acreción lateral en dirección de la corriente; y el extremo de aguas arriba se encuentra parcialmente erodado (SERRA, 1990).

El área ocupada por ríos anastomosados puede ser muy amplia (centenas de kilómetros) y la coalescencia de barras y planicies de arena traerá como resultado mantos arenosos extensos y lateralmente continuos, no confinado por lutitas, que vistos desde el punto de vista de reservorio, la conectividad de arenas es importante (WALKER, 1979 EN SERRA, 1990).

Respuestas y Características de los Perfiles

Según SERRA (1990), GALLOWAY & HOBAY (1983) propusieron un modelo de depósito generalizado para un sistema de canales anastomosados mediante la respuesta de la curva de SP. Este modelo se observa en la figura 2.4 donde se aprecia que la forma del SP es la de un cilindro suave.

Electrosecuencias:

La evolución general de las curvas de resistividad indican una secuencia granodecreciente en las arenas de los canales anastomosados mencionados anteriormente.

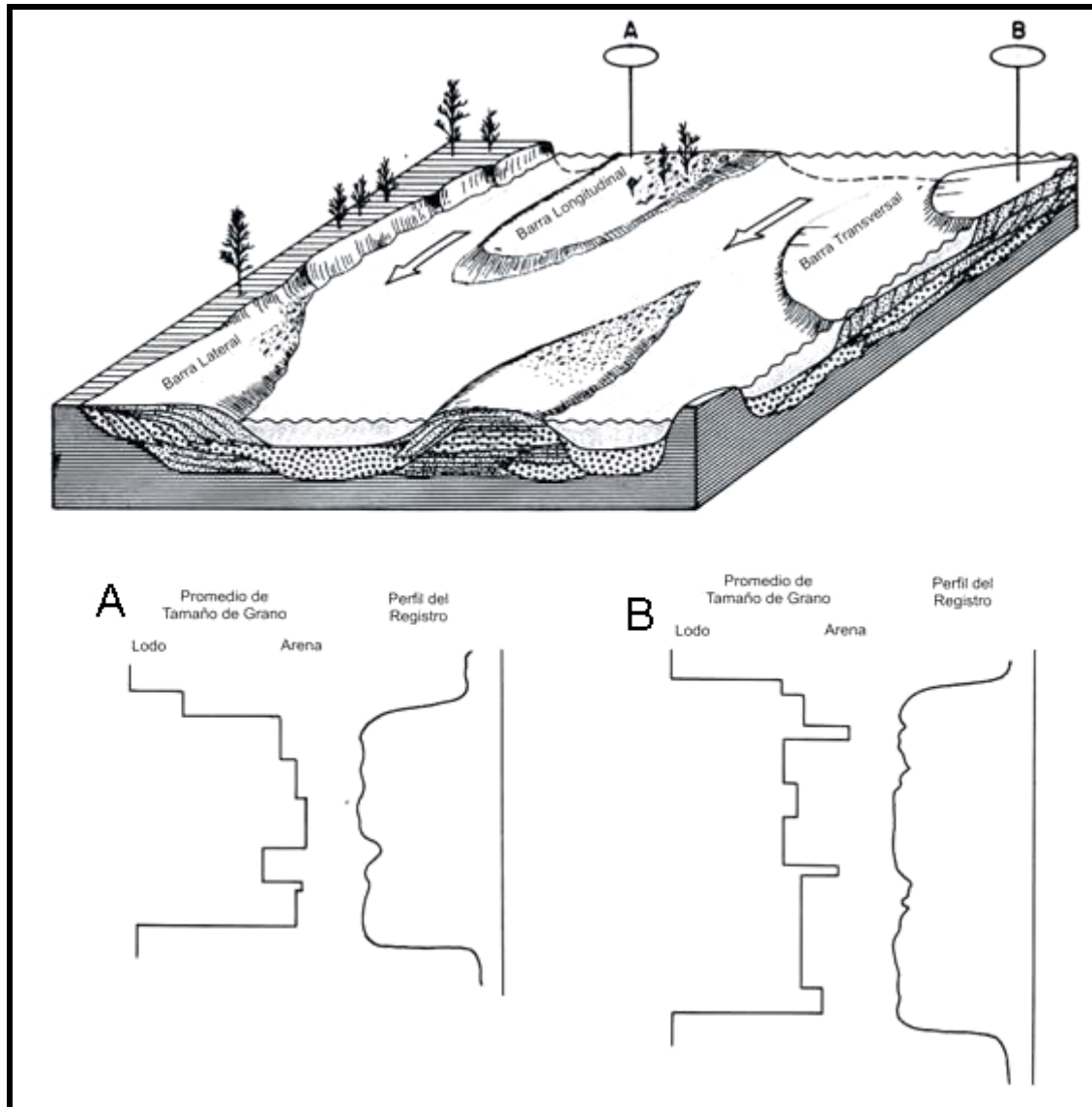


Figura 2.4 Modelo de deposición generalizado, donde se muestra la variación del tamaño de grano y respuesta del registro eléctrico (S.P.) en dos puntos de un canal ramificado. Modificado de GALLOWAY & HOBAY (1983).

2.3.1.3. Sistema Meandriforme

Según SERRA (1990) consiste en un ambiente continental caracterizado por depósitos resultantes de un ambiente fluvial, el cual está constituido por canales maduros de alta sinuosidad que migran lateralmente a través de llanuras de inundación de pendiente suave.

Su geometría es básicamente cordoniforme. “Se pueden desarrollar unidades arenosas tabulares, aunque depende de la relación entre la acreción lateral y vertical”.

La longitud del meandro varía dependiendo del ensanchamiento del canal y con el radio de curvatura del mismo. El ancho de los cuerpos arenosos suele ser hasta 10 veces más ancho que el canal y hasta 200 veces mayor que su espesor.

El espesor esta vinculado con la profundidad del agua durante la inundación (3 a 30 metros). “Los bancos de carbón tienen comúnmente una extensión lateral de 1.5 a 5 kilómetros y están hendidos por las rupturas de dique natural que se espesan hacia la faja de meandros” (SERRA, 1990).

Respuestas y Características de los Perfiles

Según SERRA (1990), GALLOWAY & HOBAY (1983) propusieron perfiles de SP idealizados para los principales subambientes encontrados en los canales meandriformes. Estos se observan en las figuras 2.5 y 2.6.

Electrosecuencias:

“Se observa una forma de campana, frecuentemente aserrada correspondiente a cada secuencia sedimentaria individual que refleja una tendencia general granodecreciente. La regla es una sucesión de rasgos con espesores variables y que presentan forma de campana” (SERRA, 1990).

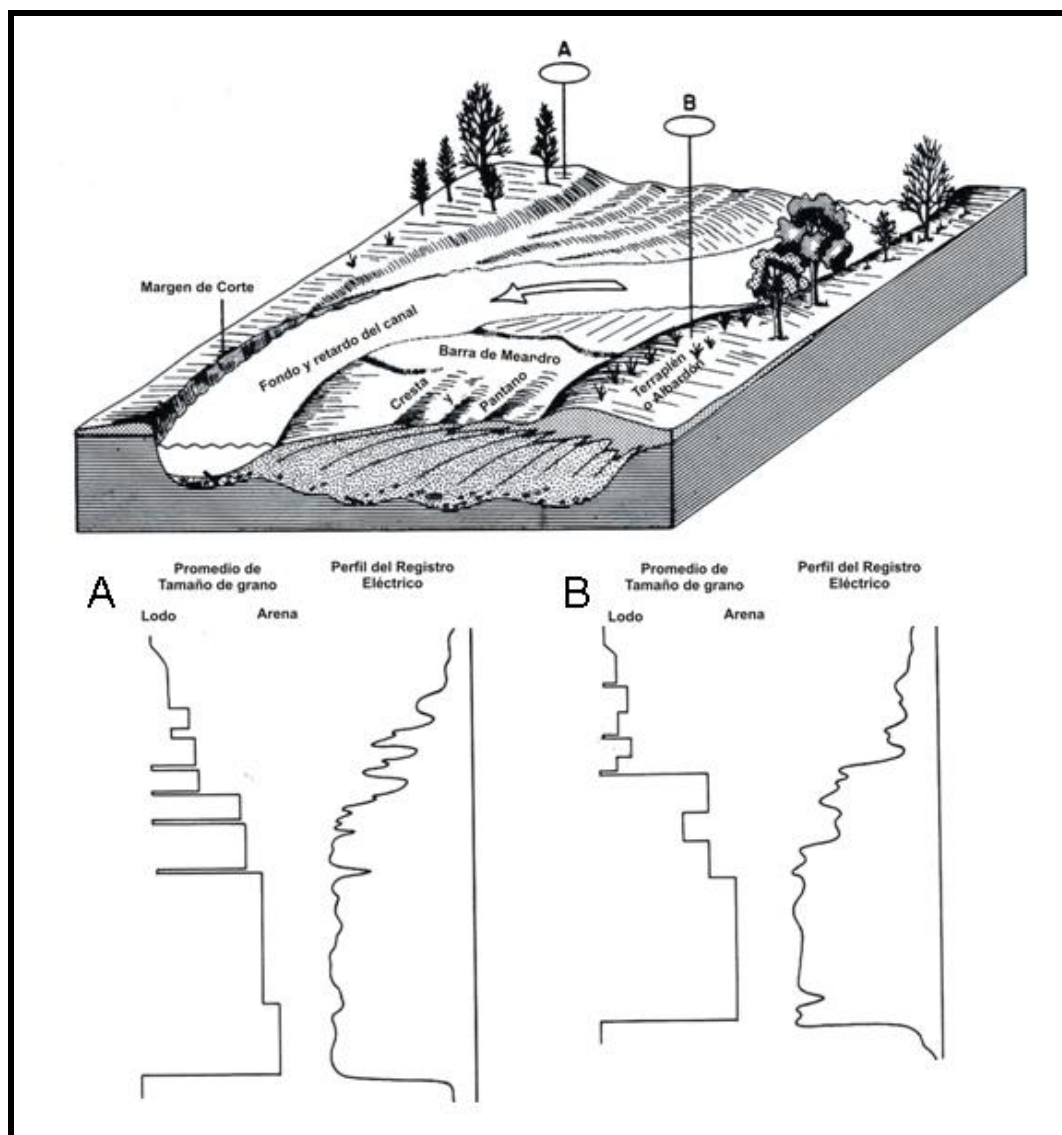


Figura 2.5 Modelo depositacional generalizado, secuencia vertical y respuesta del registro eléctrico (S.P.) de un cuerpo de arena de una franja de meandros producido por una alta sinuosidad del canal. Modificado de GALLOWAY & HOBAY (1983).

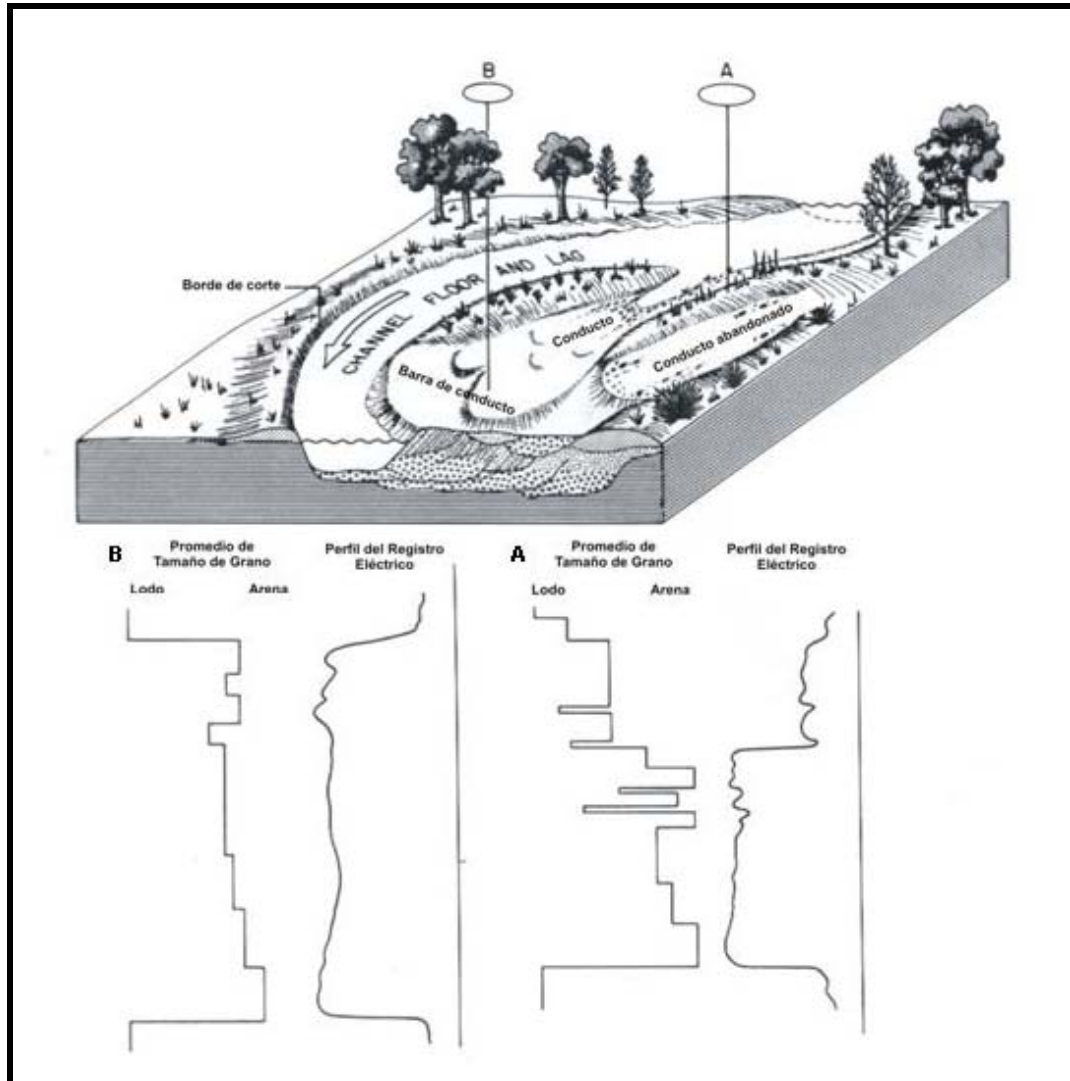


Figura 2.6 Modelo depositacional generalizado, secuencia vertical y perfil del registro eléctrico (S.P.) de un corte de barra de meandro. La porción aguas arriba de la barra de meandro son tapados por depósitos de conducto de canal (secuencia A). Aguas abajo, el canal y depósitos bajos de la barra de meandro son tapados por sedimentos de la barra de conducto (secuencia B). Modificado de GALLOWAY Y HOBAY (1983).

2.3.2. Sistema Deltaicos

2.3.2.1. Generalidades

Según WALKER Y JAMES (1992) un delta es una protuberancia discreta en la orilla formada en el punto donde un río entra a un océano o en cualquier gran cuerpo de agua. Muchos deltas cubren un área grande, y han sido influenciados por una variedad de procesos fluviales y marinos.

Los deltas ocurren en una gran variedad de formas, dependiendo del tipo y energía de los procesos costeros y el volumen y tamaño de grano de la corriente de sedimentos fluviales (BHATTACHACYA & WALKER, 1991). Las cuencas deltaicas forman gruesas acumulaciones de

areniscas y lutitas costeras, las cuales pueden desarrollarse en todos los escenarios tectónicos, por ejemplo márgenes pasivos (US Golf Coast), cuencas extensionales y rift (North Sea Jurassic), cuencas antepaís (Venezuela; US and Canadian Western Interior basins), etc. Además los deltas exhiben un amplio rango de tamaños y morfologías, todos constan de tres ambientes depositacionales principales: el plano deltaico, el frente deltaico y el prodelta (Fig. 2.7). Cada ambiente forma un sistema depositacional con diferentes juegos de litología, facies y potencial como reservorio (ALLEN & CHAMBERS, 1998).

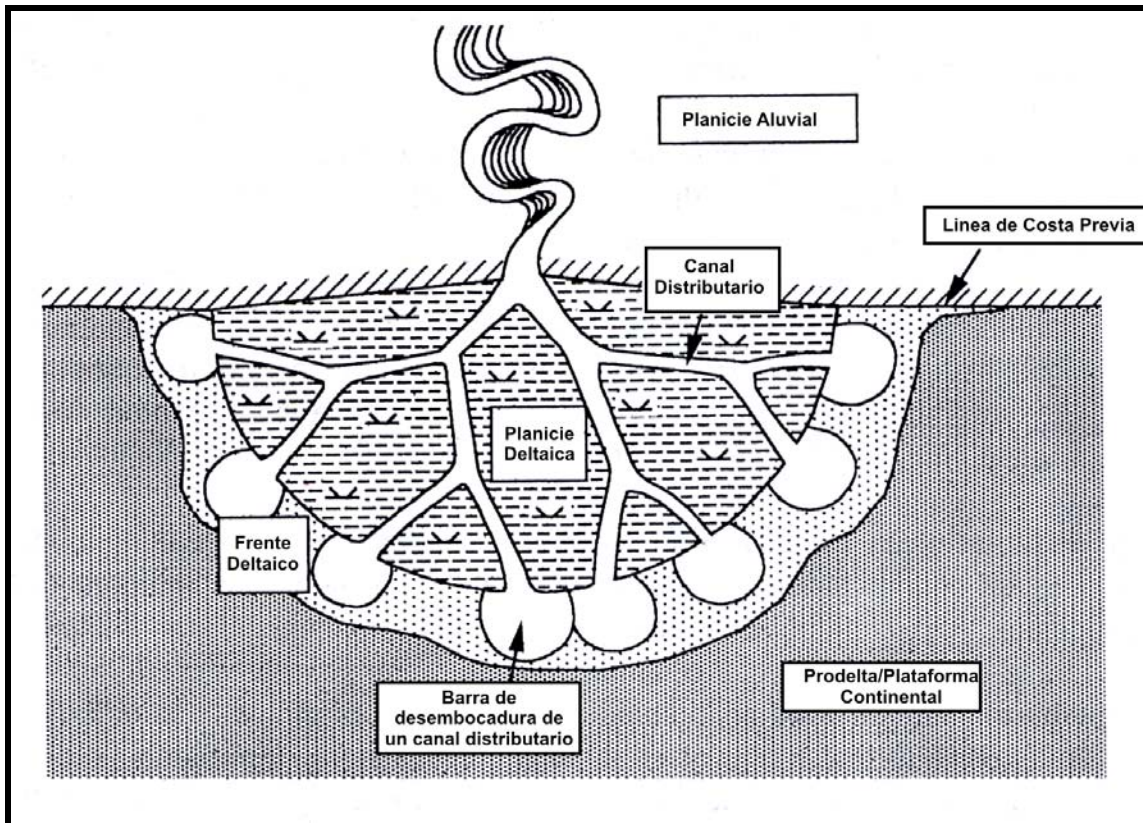


Figura 2.7 Morfología esquemática de un delta, en la cual se muestran los 3 ambientes depositacionales principales que poseen todos los deltas; la planicie deltaica, frente deltaico y prodelta (o plataforma continental marina). Modificado de ALLEN & CHAMBERS (1998).

Los deltas antiguos son económicamente importantes porque se encuentran comúnmente asociados con grandes reservas de carbón, petróleo y gas. Esto dio como resultado el intenso estudio de los deltas, y se han establecido buenos modelos de facies deltaicas.

2.3.2.2. Procesos de formación de Deltas

Un delta se forma cuando un río cargado con sedimentos entra a un cuerpo de agua estancado, parte de su competencia para transportar sedimentos y los deposita (WALKER Y JAMES, 1992). La forma general de un depósito deltaico depende de:

- ❖ Si la sedimentación del río es más densa (corriente hyperpycnal), igualmente densa (corriente homopycnal) o menos densa (corriente hypopycnal) que el cuerpo de agua estancado.
- ❖ La extensión en la cual los depósitos son retrabajados por procesos marinos (oleaje y marea).

Los deltas comprenden 3 subambientes: la planicie deltaica (donde los procesos fluviales dominan), el frente deltaico (donde los procesos fluviales y marinos son de igual importancia) y el prodelta (donde dominan los procesos marinos). Ejemplos de estos sub-ambientes son mostrados en la figura 2.7.

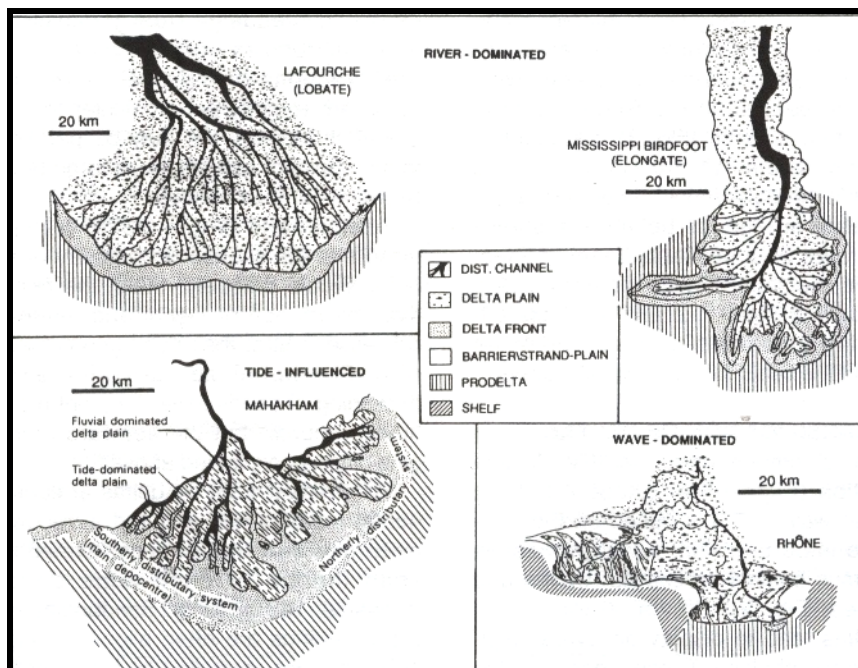


Figura 2.8 Ejemplo moderno representativo de deltas dominados por ríos, por mareas y por oleaje. (WALKER & JAMES, 1992).

La planicie deltaica comprende la parte subareal de un delta. Consiste en un plano de planicie costero con pantanos, bahías someras y lagunas. Se pueden distinguir dos subambientes en la planicie deltaica: 1) Canales distributarios y 2) Zonas interdistributarias (Fig. 2.7). Los canales distributarios forman una red alveolar ramificada hacia el mar a lo

largo de la planicie deltaica y transporta sedimentos fluviales hacia la costa. Los canales distributarios pueden ser mayores de 10 a 20 metros de profundidad y erosionan en depósitos de frente deltaico más distales infrayacentes. Generalmente acumulan arena y forman excelentes reservorios. Sin embargo la geometría del relleno de arena de un canal distributario es variable y depende del tipo de sistema fluvial y de la naturaleza de la carga de sedimento fluvial. Los sedimentos en la zona interdistributaria generalmente consiste en limos, lodos y arcillas carbonáticas de grano fino. Las corrientes fluviales son los procesos de transporte de sedimentos predominantes en la planicie deltaica, aunque las corrientes mareales también pueden ocurrir cuando existe un rango de mareas considerable, por ejemplo unos cuantos metros o más. (ALLEN & CHAMBERS, 1998).

En el frente deltaico es donde ocurre la mayor actividad de depositación en este ambiente, particularmente en las desembocaduras de los canales distributarios, donde los sedimentos más gruesos son depositados en variedad de barras. Las barras de desembocadura de canales distributarios son relativamente pequeñas características en deltas modernos; su desarrollo está influenciado por procesos marinos y tamaños de grano. En aguas profundas, los deltas dominados por lodo que se construyen dentro de cuencas marinas relativamente tranquilas (rango de mareas bajo, poca acción del oleaje), presentan canales distributarios cuya posición puede ser variado por largos periodos. Las barras de desembocadura distributarias más arenosas posteriormente progradan para formar barras elongadas en forma de dedos, como ocurre en el delta moderno del Mississippi (Fig. 2.8). Por su parte, sistemas más arenosos o limosos depositados en aguas más someras, las barras distributarias cambian con mayor rapidez y coalescen para formar deltas lobulados como ocurre en el delta Lafourche y Atchafalaya (WALKER & JAMES, 1992).

El frente deltaico consiste en una zona marina somera o lacustre costera la cual fringe la planicie deltaica. La mayoría de las arenas transportadas a través de los canales distributarios se acumula en la desembocadura de los mismos y forman las barras de desembocadura de un distributario (Fig. 2.7). Estas barras de desembocadura también forman buenos reservorios, sin embargo su tamaño, geometría y sus patrones de facies internos varían considerablemente dependiendo del tipo y energía de los procesos costeros, el volumen de la corriente del río y la naturaleza de la carga de sedimento fluvial. Entre las barras de desembocaduras los sedimentos son predominantemente limosos y lodosos. A medida que las corrientes fluviales y mareales disminuyen hacia el mar, las arenas gradan corriente abajo en lodo marino o

lacustre. A medida que continúa el influjo de sedimentos fluviales, la barra de desembocadura prograda sobre estos limos y lodos más distales y se forma una sucesión regresiva gruesa hacia arriba (Fig. 2.9). Esta sucesión hacia arriba más gruesa de formación de bancos de arena es una de los rasgos más característicos de la progradación deltaica y depósitos costeros (ALLEN & CHAMBERS, 1998).

El prodelta representa la parte más distal de un delta, donde los limos y arcillas suspendidos en la corriente fluvial son depositados (Fig. 2.7). Los depósitos de prodelta consisten en lodos marinos y lacustres, y en acumulaciones hacia el mar y bajo los efectos del oleaje, mareas y corrientes fluviales, por ejemplo en aguas de profundidades generalmente entre 5 -10 metros. El prodelta usualmente forma un talud relativamente acantilado el cual, dependiendo de los rangos de acumulación de sedimentos y estabilidad del talud, es frecuentemente propenso a asentamientos (slumping) y movimientos gravitatorios. Dependiendo del rango de sedimentación y la salinidad del agua, los lodos del prodelta contendrán fauna costa afuera marina o lacustre con variados tipos de bioturbación (ALLEN & CHAMBERS, 1998).

2.3.2.3. Clasificación de Deltas

Deltas dominados por ríos:

Según GALLOWAY & HOBDAV (1983), en los sistemas deltaicos dominados por ríos, la tasa y volumen de sedimentos que entra, excede la capacidad de redistribución del flujo de energía para retrabajar y substancialmente modificar el margen activo del delta.

Dependiendo del dominio relativo de los procesos fluviales constructivos, la geometría de los lóbulos del delta tienen dimensiones desde altamente elongados y digitados (pata de pájaro) hasta de alguna forma redondeados o lobulados.

Ambientes Constructivos y Facies Genéticas:

Los ambientes ricos en arenas y los esqueletos de las facies resultantes de los deltas dominados por ríos consisten en canales distributarios y canales de barras de desembocadura a lo largo, con arenas retrabajadas procedentes lateralmente del frente deltaico y abanico de rotura.

Los ambientes fuera del marco incluyen el prodelta interdistributario y la bahía del margen deltaico y la plataforma deltaica sumergida y pantano de la planicie deltaica, pantano, llanura de inundación, dique natural y cuencas lacustres.

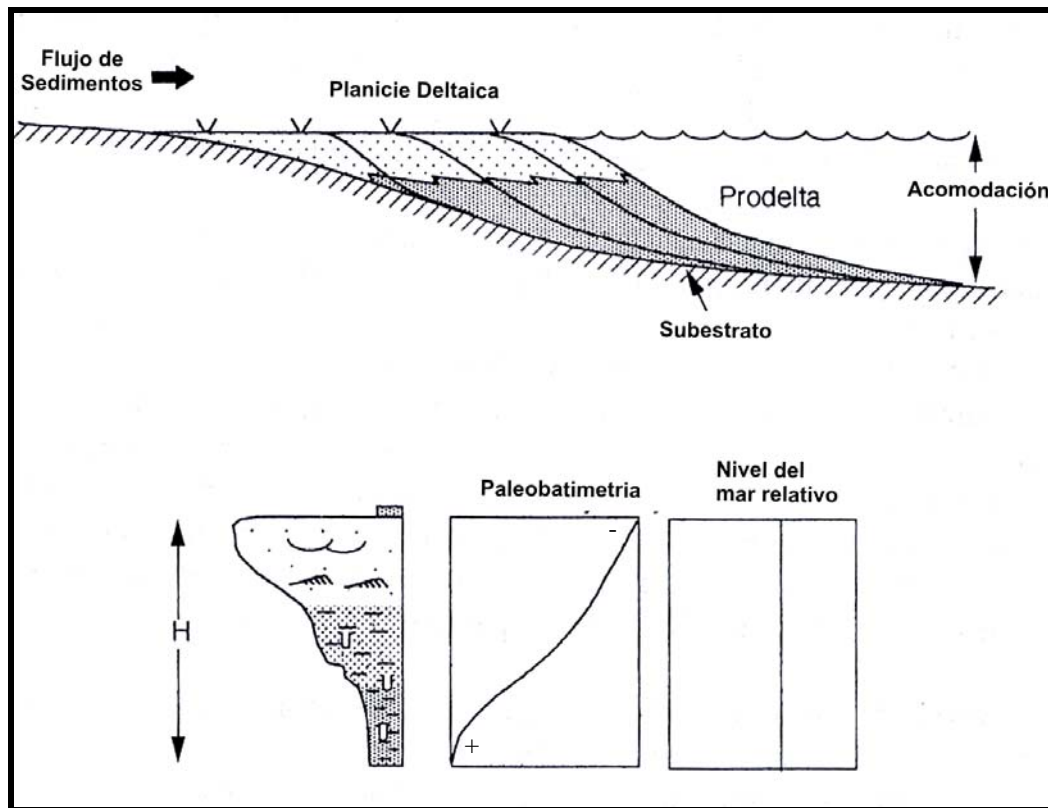


Figura 2.9 Ilustración esquemática de una sucesión regresiva que se engrosa hacia el tope formado por un delta progradante que rellena en la columna de agua de la plataforma continental. El principal parámetro que controla el espesor de la sección deltaica regresiva hacia el cual progresa. En el ejemplo mostrado, el nivel del mar se asume como constante por lo que la sucesión deltaica está formada únicamente por relleno de sedimentos en el espacio disponible (acomodación). Modificado de ALLEN & CHAMBERS, (1998).

La barra de desembocadura de un distributario es el foco de depositación y acumulación de arena en un sistema deltaico fluvial. En los lóbulos de deltas digitados, como los de pata de pájaro del sistema moderno del Mississippi, la rápida subsidencia de las arenas en gruesos y densos lodos del prodelta, combinado con limitada energía del oleaje, tienen como resultado un mínimo retrabajo de los depósitos de la barra de desembocadura. En vista en planta los cuerpos de arenas resultantes forman un complejo digitado de puntas lenticulares estrechas que reflejan la geometría del lóbulo del delta (FISK, 1961; COLEMAN *et al.*, 1974). En sección transversal, las arenas y arcillas de la barra de desembocadura tienden a adelgazarse lateralmente a cortas distancias hacia los límites del prodelta y del margen deltaico. (Fig. 2.10 sección A'). Comparativamente las arenas delgadas de barras marginales pueden extenderse lateralmente y unirse con arenas similares, retrabajadas, de barras de desembocadura adyacentes; formando conectividad entre los “dedos” de las barras.

La secuencia de las barras de desembocadura se hace más gruesas hacia el tope, como crestas de barra de desembocadura proximal, barra frontal, barra distal y depósitos superiores

del prodelta son superpuestos durante la progradación. El engrosamiento hacia el tope puede verse reflejado de alguna forma en el promedio del tamaño de grano, pero es más aparente en el aumento de la proporción de arenas y limos, relativo a interestratificaciones de arcilla, espesor de capas de arena y escala de contenido de estructuras sedimentarias. La figura 2.11 es una secuencia vertical idealizada a través del eje de un cuerpo de arena de un canal de una barra de desembocadura, ilustrando características típicas del Delta del Mississippi y otros deltas fluviales (GALLOWAY & HOBDAV, 1983).

La unidad de arena de un canal de la barra de desembocadura forma una parte integral de las secuencias total de facies progradacionales. Infrayacente se encuentran limos y arcillas del prodelta y suprayacente se encuentran facies de la plataforma deltaica, incluyendo dique natural y pantano subareal de llanura deltaica. Lateralmente, las arenas de la barra de desembocadura gradan a arenas, limos y arcillas típicas de un distributario, y pueden ser subyacidas por secuencias de abanicos de rotura. A medida que el distributario avanza, la barra de desembocadura está parcialmente libre de canales. (Fig 2.10). Una vez que el distributario es abandonado, el canal puede llenar completamente o parcialmente, con sedimentos de tamaño fino, formando un tapón que corre a lo largo del eje del cuerpo de arena.

Con el aumento de la influencia del oleaje, la geometría del delta evoluciona de digitado a lobulado, y las arenas son retrabajadas a lo largo de la parte superior de la anteplaya y playa marginal, flanqueando distributarios activos de la barra de desembocadura para formar un manto de arena en el margen deltaico. Este manto de arena del frente deltaico conecta interdistributarios ramificados y orientadamente inclinados, del marco geológico de la barra de desembocadura. Muchos lóbulos de agua someras del sistema deltaico del Mississippi, como el complejo Lafourche (lóbulo 14, Fig. 2.12), contienen mantos extensivos, delgados e irregulares de arena y arena limosa, conectándose y gradando lateralmente a barras de desembocadura del distributario (FISK, 1955; FRAZIER, 1967).

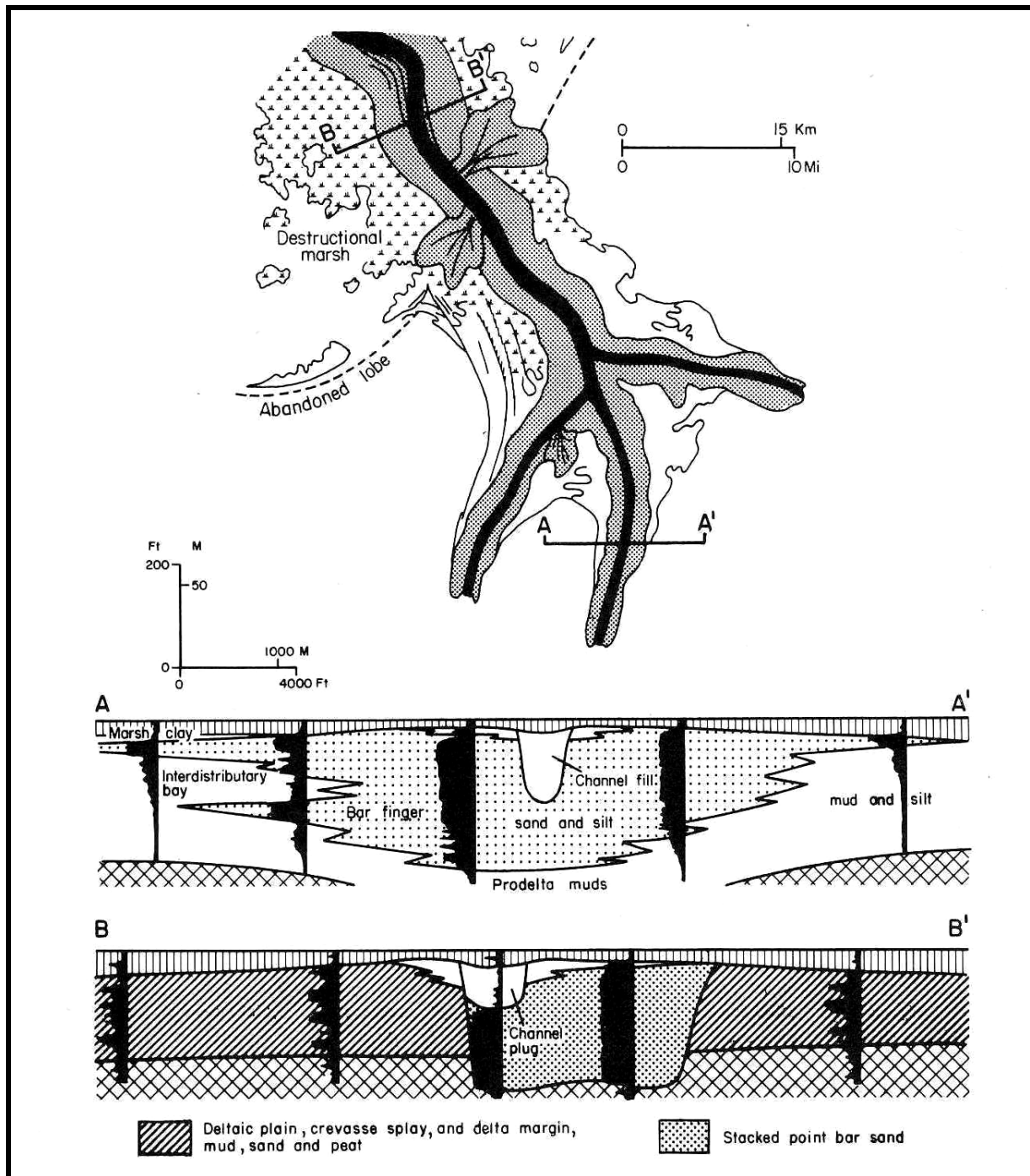


Figura 2.10 Interpretación de facies en sección transversal de una (A) barra de desembocadura de un distributario progradacional y (B) cuerpos de arenas del relleno de un canal distributario de un lóbulo elongado de un delta dominado por ríos (GALLOWAY & HOBDA, 1983).

Las capas de arena del frente deltaico se acuñan hacia barras de desembocadura, comúnmente compuestas de arena fina limosa a limos arenosos. Además los frentes deltaicos de deltas fluviales son relativamente delgados. Las secuencias texturalmente gruesas hacia el tope están bien desarrolladas y reflejan el dominio del transporte y escogimiento marginal por olas o la acción de la corriente.

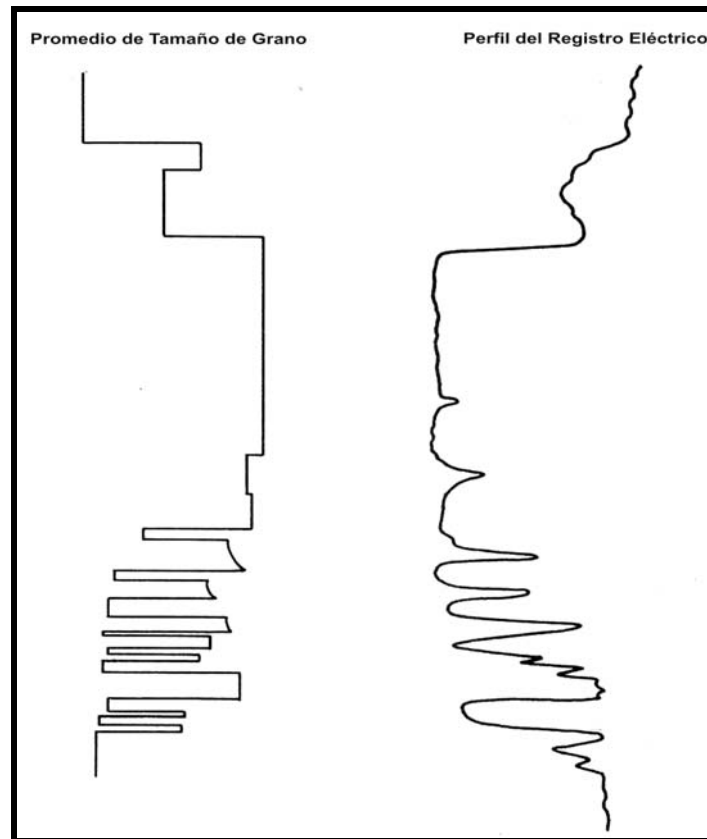


Figura 2.11 Perfil vertical generalizado a través de un cuerpo de arena de una barra de desembocadura de un canal. El tamaño de grano aumenta hacia la derecha, y el perfil del registro es dibujado para asemejar tanto la curva del S.P. como la del gamma ray. Modificado de GALLOWAY & HOBDA, (1983).

Las arenas del frente deltaico suprayacen los lodos del prodelta y plataforma deltaica, y son engrosados por la llanura deltaica agradacional o por facies marinas destructivas.

El relleno de canales distributarios del sistema deltaico del Mississippi son canales de pendiente baja con carga suspendida. Cientos de miles de canales distributarios anastomosados y ramificados de la llanura deltaica del Mississippi Holoceno entrelazan su curso, reflejando la compleja historia de bifurcación y avulsión típica de grandes deltas constructivos. Además para su patrón anastomosado, tanto los distributarios abandonados y activos muestran las características típicas de canales con carga suspendida. En sección transversal, los canales distributarios son puntiagudos y profundos (Fig. 2.10, sección B'). La migración lateral es mínima y los diques naturales son prominentes. Los tapones de canales abandonados son abundantes, particularmente en la porción superior del relleno del canal, y consisten de lodo y detritos orgánicos. Aunque pueden existir otros tipos de canales en sistemas deltaicos fluviales de alta constructividad, grandes sistemas como el del Mississippi construyen rápidamente llanuras deltaicas amplias de poca pendiente. Así, en sus rectas bajas, ha perdido mucho de su carga de fondo.

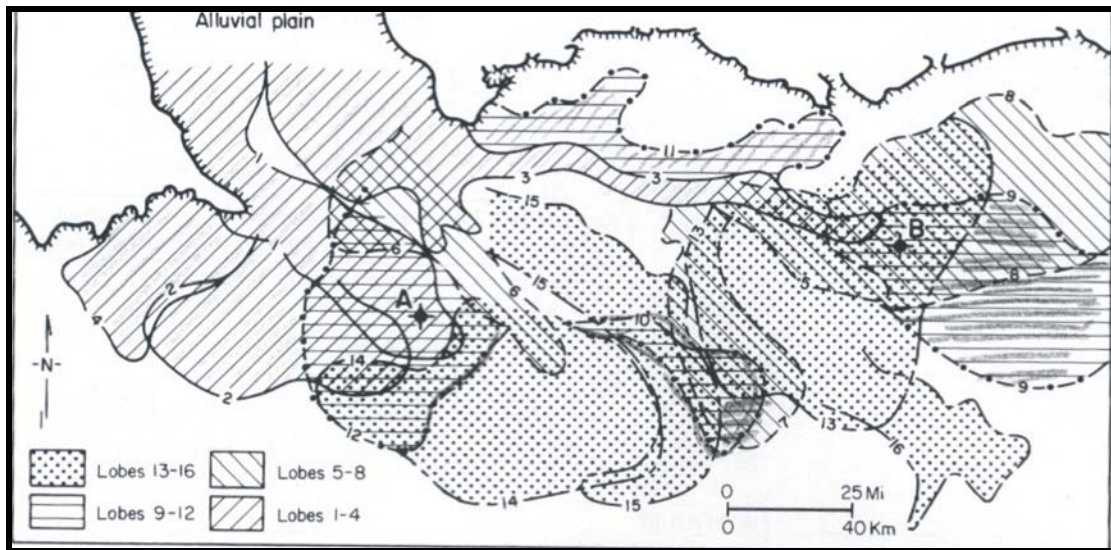


Figura 2.12 Principales lóbulos del sistema deltaico del Mississippi de edad Holoceno (GALLOWAY & HOBDA, 1983).

La geometría de los cuerpos de arenas de canales distributarios es compleja. Aunque el promedio de dirección de canales es aguas abajo, progradación de lóbulos deltaicos elongados y presencia de largas bahías deltaicas marginales, como el Lago Ponchartrain, resultan en dispersión considerable en dirección del canal (Fig. 2.14). Segmentos distributarios e inclusive todos los lóbulos pueden extenderse a lo largo del rumbo o cambiar inclinación arriba. Los patrones de canales anastomosados y distributarios que caracterizan la llanura deltaica son más complicados como avulsion produce nuevas secciones de corte o dirección de canal superimpuesta, en donde el abandono y soterramiento se convierte indistinguible de depósitos tempranos.

El relleno de canales distributarios constituye el marco de arena del conjunto de facies agradacionales de la llanura deltaica. Ellas cortan sobre facies progradacionales y son lateralmente equivalentes a diques naturales, abanicos de rotura, pantanos y depósitos lacustres de la llanura deltaica activa (Fig. 2.10, sección B-B'). Éstas al voltear son suprayacidas por deltas agradacionales más jóvenes o depósitos aluviales, o pueden ser coronado por una cubierta de sedimentos transgresivos destructivos.

Los abanicos de rotura son características comunes de deltas fluviales, particularmente en la parte baja de la llanura de inundación donde los diques naturales distributarios son inmaduros y pobremente formados. Consecuentemente muchos abanicos se vuelven subdeltas, programando en la bahía somera de la plataforma deltaica interdistributaria. Los

abanicos reproducen, en una escala reducida, los ambientes y facies del lóbulo del delta principal. Debido a que la energía de las olas es más bien baja en lo somero, bahías protegidas, los abanicos muestran un retrabajo contemporáneo mínimo. Sin embargo, las secuencias de abanicos están caracterizadas por ciclos repetitivos de progradación y abandono, y destrucción.

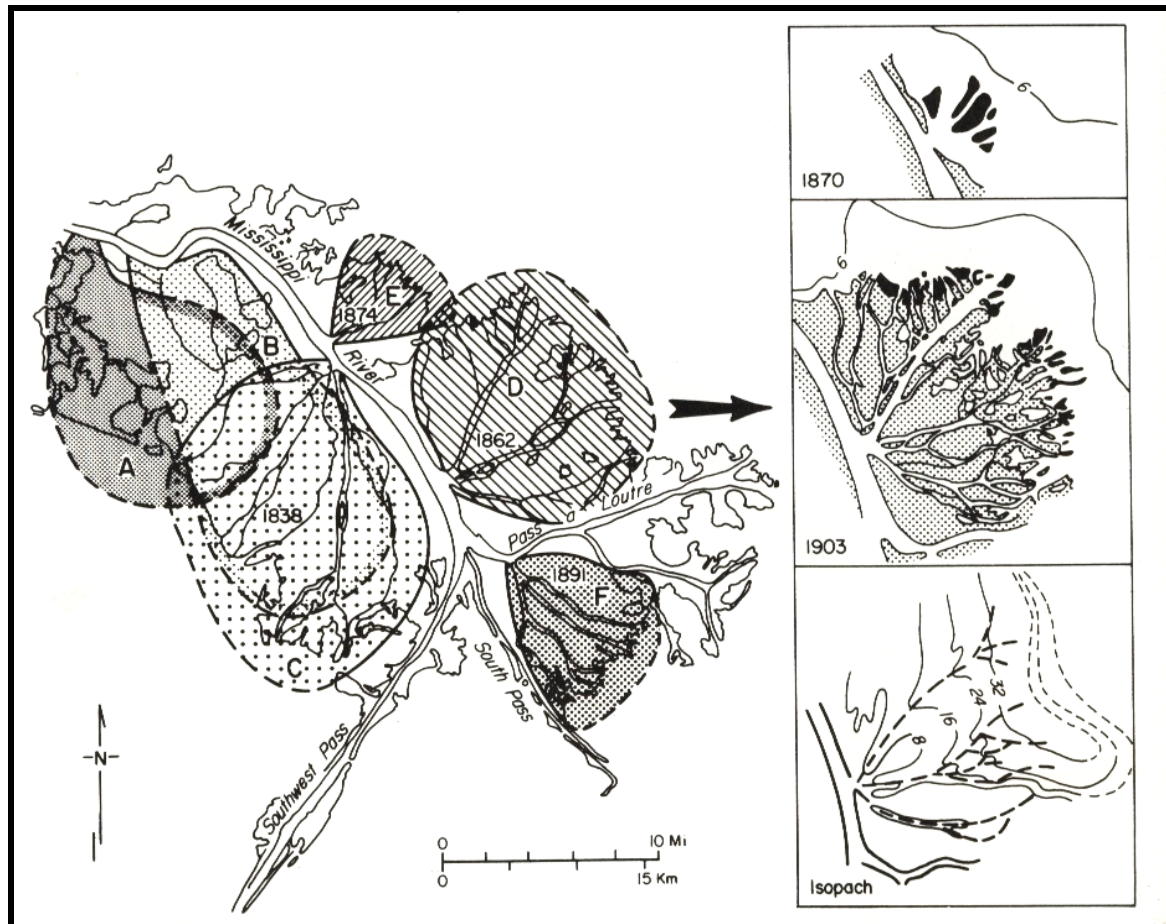


Figura 2.13 Principales abanicos de rotura de los lóbulos digitados del Delta modernos del Mississippi (GALLOWAY Y HOBDA, 1983).

Los abanicos forman lóbulos acuñados de sedimentos que se esparcen desde un vértice localizado en el margen distributario (Fig. 2.13). La arquitectura depositacional de los largos abanicos de rotura es bien organizada. En general, el espesor de la unidad de abanico se hace más gruesa a medida que se aleja del vértice, reflejando de esta manera el gradiente depositacional lejos del espacio por depositar distributario del dique natural (Fig. 2.13). Sin embargo, el contenido de arena y el tamaño de grano aumentan cerca del vértice y generalmente disminuyen hacia el abanico distal. Los canales y las constantes formas de

contacto basales caracterizan al abanico proximal. Hacia la cuenca, la progradación de los depósitos del abanico sobre la sumergida plataforma deltaica produce un engrosamiento hacia el tope de la secuencia que yace sobre lodos y limos de bahía. Estratigráficamente, los depósitos de abanicos de rotura se encuentran marginalmente y de manera alargada sobre los rellenos de canales distributarios del canal asociado. Con la excepción de los canales de abanicos o canales que cortan el dique natural, las unidades depositacionales de abanico y su contenido de arena se acuña contra el lodo y los limos del dique natural. Inclusive la porción más significativa del canal del abanico puede rellenarse con sedimentos de carga suspendida, aislando de una manera bastante efectiva las arenas del abanico del marco de las arenas de relleno del canal de sistema distributario.

Los lodos del prodelta forman una de las unidades más homogéneas y continuas lateralmente del sistema de delta fluvial como el de Mississippi. El espesor depende primordialmente de la profundidad del agua en la cuenca. Los lodos gradan hacia la cuenca y hacia la parte más baja a donde hay actividad orgánica, y sedimentos fosilíferos de la plataforma continental. Hacia el continente o estratigráficamente hacia arriba, los depósitos del prodelta gradan ya sea a depósitos de canales de barra de desembocadura distales, arenas del frente deltaico, o depósitos de lodo y limos de bahía interdeltaica en un marco de plataforma deltaica de bancos de arena sumergido.

Las bahías representan ambientes de distributarios activos temporalmente. Como consecuencia sus depósitos forman una cubierta de horadaciones, esporádicamente de lodo fosilífero (fauna restringida), limos, y algo de arenas finas que yacen en el tope del frente de progradación deltaica y la plataforma del prodelta. Las bahías de larga vida pueden ser restringidas del ambiente marino, evolucionando a lagos frescos o pocos salobres rellenos con lodos y detritos orgánicos (El Lago Ponchartrain, Fig. 2.14). Los depósitos de abanicos de rotura generalmente rellenan bahías.

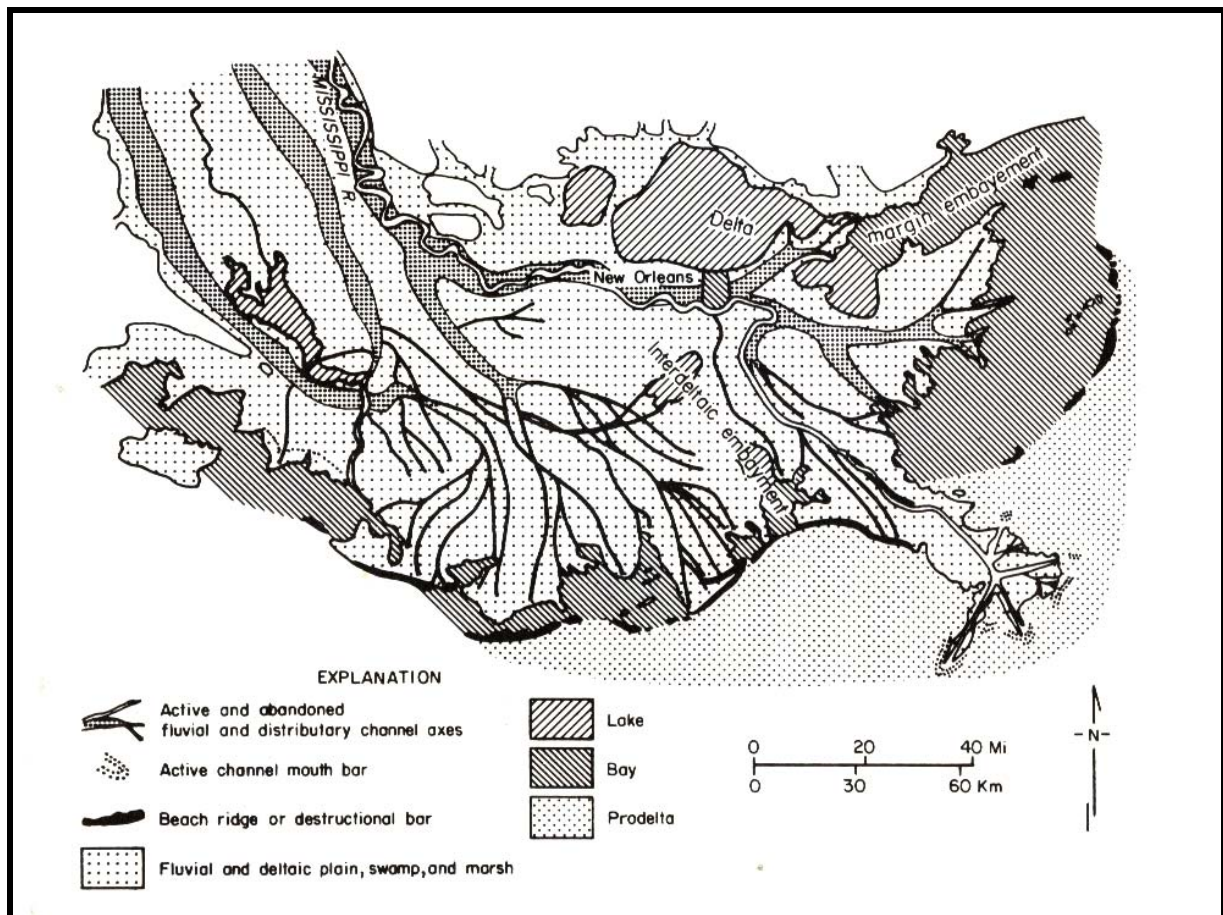


Figura 2.14 Ambientes depositacionales superficiales generalizados del sistema deltaico dominado por ríos del Mississippi (GALLOWAY & HOBDA, 1983).

La facies de la llanura deltaica agradacional de la parte más baja del Mississippi consiste de depósitos naturales de dique natural de limos y lodo masivo a interestratificados, turba de pantanos y arcilla y lodo orgánicas, y lodos y limos lacustres. El ambiente de llanura deltaica superior se puede comparar con el marco de pantanos fluviales y llanura de inundación. El sistema del Mississippi ha sido utilizado de manera satisfactoria como modelo de formaciones de lignito y carbón en numerosas cuencas. Con la excepción de depósitos de dique natural, las facies de llanura deltaica son relativamente finas y discontinuas lateralmente. Son segmentadas por depósitos de canales distributarios contemporáneos y algunas veces cortados por los subsecuentes rellenos de canales distributarios.

Ambientes Destructores y Facies

El lóbulo que continúa (o en una escala menor, abanico de rotura) abandonado, por transgresión, por fundamento y por el retrabajo marino produce facies de destrucción distintivas pero de menor volumen.

La importancia estratigráfica de las unidades destructivas yace en su continuidad areal y relación lateral predecible, que favorece su uso para la correlación y el mapeo de facies de los complejos deltaicos. El análisis cauteloso de secuencias deltaicas gruesas generalmente revela una plataforma continental delgada, calizas impuras, lodo arenoso calcáreo o capas de carbón que exhiben una continuidad inusual, y dan marcadores de gran uso con otras secuencias estratigráficas heterogéneas. Además, a pesar del menor volumen, las barras de arenas destructivas son cuerpos de arena encajados restringidos con lodos impermeables. La delgada plataforma continental y los depósitos de lodo de bahía son sellos efectivos para el entrapamiento de fluidos con la construcción de facies de arena.

Arquitectura de Facies

Las arquitecturas de facies de los deltas fluviales a pesar de ser complejos son caracterizadas por generalidades de gran importancia.

- ❖ La secuencia más vertical a través del plano deltaico revela su aspecto progradacional dominante caracterizado por presentar la textura más gruesa de la secuencia hacia el tope (Fig. 2.15).
- ❖ La porción superior o inclusive toda la sección progradacional, es localmente corta y reemplazada por un marco complejo de relleno de canales distributarios, de los cuales la parte superior son lateralmente equivalentes al acuñaamiento agradacional que aumenta la unidad progracional (Fig. 2.15).
- ❖ La barra de desembocadura progradacional y las arenas de canales distributarios forman un marco de arenas muy divergentes pero generalmente con pendiente orientada, permeable, de los componentes de los lóbulos del sistema deltaico. La extensión de estos depósitos de elementos esqueléticos aumenta por la formación de capas de frentes deltaicos asociadas lateralmente y arenas de abanicos de rotura.
- ❖ La acumulación de sedimentos es cíclica, lo que refleja períodos de alternancia de construcción destrucción transgresiva (Fig. 2.15) inherentes en extensiones distributarias y avulsión.
- ❖ Con la excepción de facies de destrucción, la continuidad de ambos marcos de arena y facies encajadas de lodo es limitada. Los patrones de dirección de permeabilidad que existe es tortuoso, y cuerpos de arena son comúnmente altamente dividido por cortes transversales de capas lodosas y lentes. La barra de desembocadura de un canal y las

facies del delta marginal provee los mejores patrones de dirección integrados para la migración de fluidos.

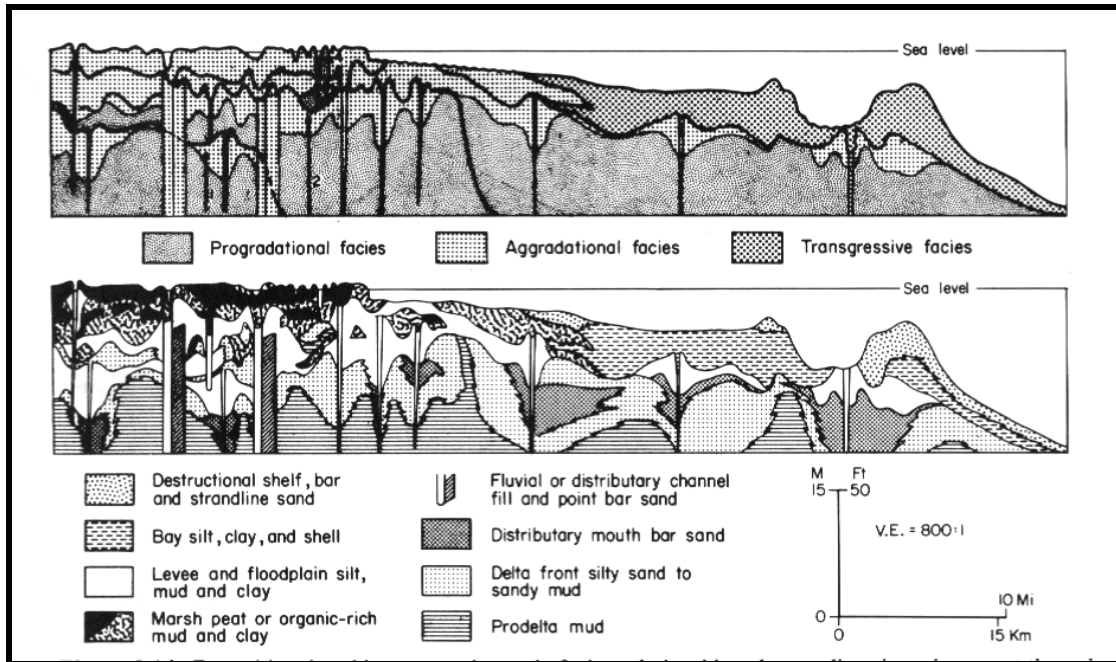


Figura 2.15 Arquitectura depositacional y relación de facies genéticas a lo largo de un transecto de inclinación orientada a través del sistema deltaico del Mississippi. La sección fue basada en 54 pozos perforados. (GALLOWAY Y HOBDDAY, 1983).

Deltas dominados por oleaje

En los sistemas deltaicos dominados por oleaje, la mayoría de carga inicialmente se deposita en las barras de desembocadura de un distributario, son retrabajados por olas y redistribuidas a lo largo del frente deltaico por desplazamiento marginal.

Un frente deltaico suave es el resultado de crestas coalescentes consistentes de playa bien desarrolladas. La geometría de la planicie deltaica es arqueada, a cuspidal, en media luna. Numerosos deltas oceánicos modernos incluyendo El Rhone, Nilo, Bordekin, Orinoco, Kelantan y San Francisco son dominados por oleaje. El delta Rhone ha sido muy bien estudiado y sirve de muy buen ejemplo de sistemas deltaicos del Holoceno dominado por oleaje.

Facies y Ambientes Depositacionales

El marco de facies dominante consiste de crestas de playa costeras y arenas de barrera depositadas a lo largo del frente y margen de los lóbulos activos del delta; aunque no comparable directamente con las barreras deltaicas costeras dominadas por oleaje. Este conjunto de margen deltaico es comúnmente descrito como facies de “barrera costera”. Cómo

es mostrado por la arena isólita generalizada del sistema deltaico (Fig. 2.16), las arenas de la “barrera costera” imparten una orientación de rumbo de primer orden a la configuración del delta. Además los cuerpos de arena que rellenan los canales distributarios principales constituyen elementos secundarios del marco e imparten una orientación inclinada a los contornos isólitos, lo cual es especialmente evidente en el lado del sistema que va hacia el continente o la tierra.

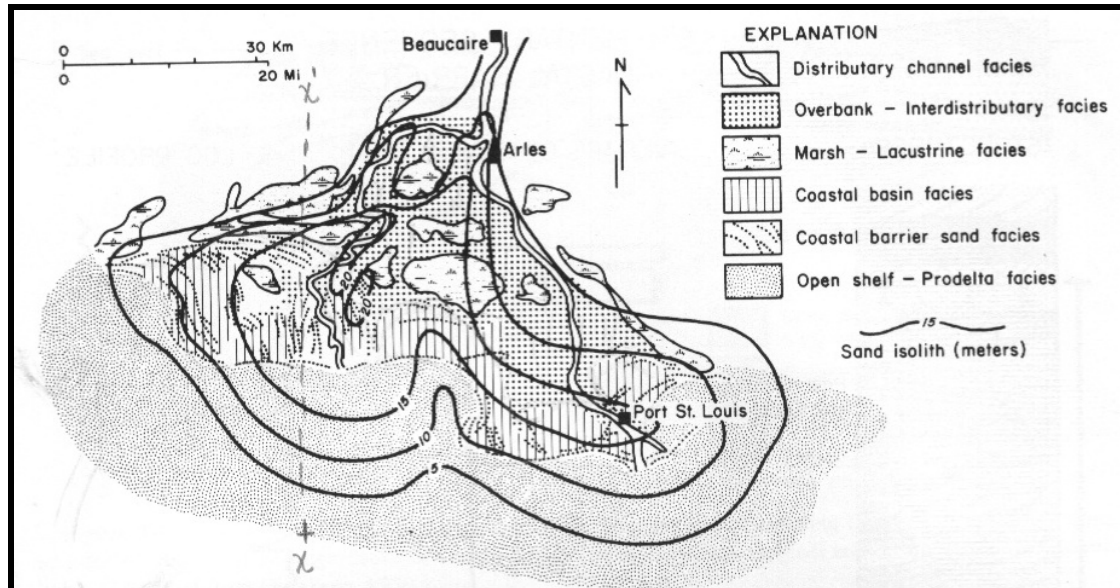


Figura 2.16 Ambientes depositacionales generalizados del sistema deltaico dominado por olas del Rhone de edad Holoceno, en el Golfo de Lions (GALLOWAY & HOBDDAY ,1983).

Las facies que no pertenecen al marco incluyen depósitos de prodelta y plataforma continental, cuencas de interbarreras costeras, lagos y pantanos interdistributarios y canal de margen de dique natural y depósitos de desborde (Fig. 2.16).

Los rellenos de canales distributarios de Rhone se hacen finos hacia el tope desde arenas medias a gruesas a arenas finas y limos. Los contactos laterales y basales con facies de los alrededores de la planicie deltaica y barreras costeras son abruptos y predominantemente erosionales. Una progresiva acreción hacia el mar de las barras de barrera costera del Rhone han producido cuerpos de arena con rumbo alargado con espesores mayores a 30 pies (10 m) y 30 millas (50 Km) por 12 millas (20 Km) en extensión areal (OOMKENS, 1970). Además la energía marina es el principal responsable de la depositación de arenas en su último lugar de almacenaje a lo largo del frente de barrera; la influencia de la entrada fluvial es, localmente, aparentemente cercana a la desembocadura de los canales, donde se acumula la secuencia de

la barra de desembocadura de un distributario, y en el contorno irregular de la costa deltaica y variabilidad consecuente en la tendencia local de los cuerpos de arenas de las barreras locales (Fig. 2.16). El espesor de los cuerpos de arena reflejan la profundidad de la base del oleaje y desarrollo de la anteplaya marina, además de carga y sedimento acarreado conos de transición desde la desembocadura de canales.

Se pueden reconocer lugares de depositación de barras de desembocadura localizando capas gruesas en la secuencia progradacional, por la presencia de una secuencia más errática engrosándose hacia el tope, debido a abanicos frontales de barras de desembocadura distales, estratos turbidíticos y slumps, y por la presencia del último flujo de relleno de canales distributarios.

Las arenas de barreras costeras son mejor escogidas y más finas que las arenas de canales distributarios asociados. Las primeras se engrosan hacia el tope, como es típico de cuerpos de arenas producidos por progradación de la anteplaya hacia la cuenca y estratigráficamente hacia abajo dentro de depósitos de prodelta y plataforma continental marina normal, típicamente lodos o limos. Éstos están suprayacidos por, y pasan abruptamente hacia el continente dentro de, la serie de pantano de la planicie deltaica, planicie de inundación, lago y depósitos de cuenca costeros.

La subsidencia actual combinada con abundante, aunque localmente intermitente, suministro de nuevos sedimentos puede producir gruesas acumulaciones de arenas amalgamadas del medio y tope de la barrera costera. Además la progradación y abandono cíclico de lóbulos puede producir montones de secuencias repetitivas de arenas de la barrera costera engrosándose hacia arriba (OOMKENS, 1970).

La mayor intensidad del retrabado del oleaje en un delta dominado por oleaje como el de Rhone resulta en sedimentos suspendidos, ampliamente distribuidos dispersos. Consecuentemente un espeso de facies de prodelta puede no ser depositados; por el contrario, se acumula lentamente lodo y limos en áreas largas del margen somero, plataforma continental y talud de la cuenca. Estos depósitos difieren un poco de las facies marinas típicas de plataforma continental en composición, geometría, o características accesorias.

Arquitectura de las Facies

El marco físico estratigráfico de deltas dominados por oleaje es, a grandes rasgos, similar al de los deltas fluviales. La figura 2.18, la cual muestra una sección transversal generalizada de las facies del sistema deltaico Rhone basada en núcleos de perforación profunda, revela la

misma secuencia vertical básica reconocida en la figura 2.15 la cual pertenece al Sistema Deltaico del Mississippi. Los lodos de la plataforma continental y prodelta gradan en una secuencia, de las arenas del frente deltaico, que se engrosa hacia arriba. En los sistemas dominados por oleaje estas arenas forman una capa o batiente (apron) continua, extensa y refleja un mayor impacto de redistribución marina a lo largo del rumbo que son vistas en capas de arenas de los canales de desembocadura, y barras en capas de arena de los canales de desembocadura barras/frente deltaico de los sistemas deltaicos fluviales.

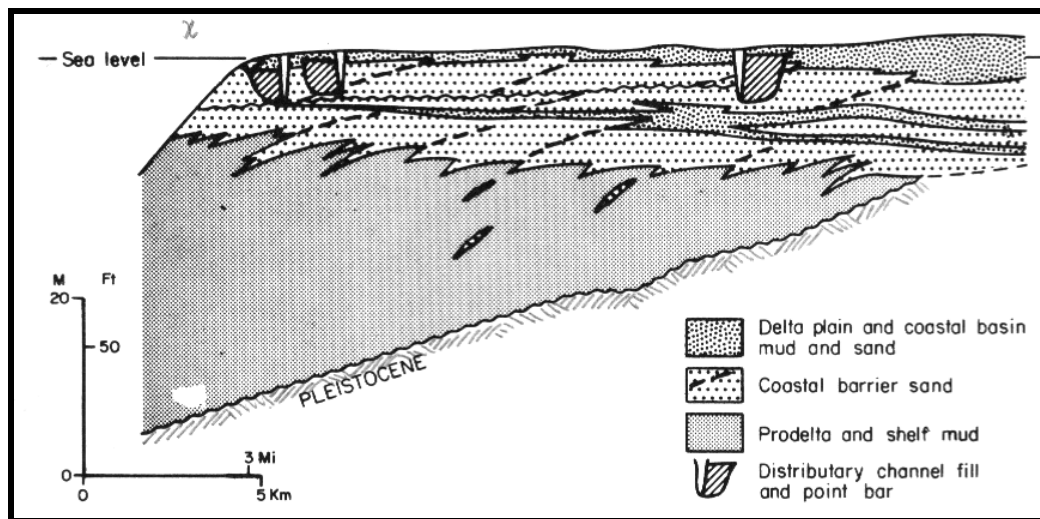


Figura 2.17 Sección transversal con inclinación orientada de las facies del Delta del Rhone ilustrando la arquitectura depositacional generalizada producida por la progradación de un sistema deltaico dominado por oleaje. La sección original fue basada en nueve registros de pozos (GALLOWAY & HOBDAV, 1983).

Montones de secuencias progradacionales cíclicas de barreras costeras son típicas. Sin embargo, la contemporaneidad de construcción y destrucción, además de la menos rápida y la probable extensiva progradación en la cara de un flujo de energía marino alto, puede inducir apilamiento y amalgamiento de unidades de arenas de barreras costeras (margen hacia el mar de la sección, Fig. 2.17). Este estancamiento puede incrementar grandemente el espesor de la porción superior de las arenas de la barrera costera. Los rangos de una sola secuencia genética van desde cerca de los 20 pies (6 m) a un máximo de alrededor de 100 pies (30 m); donde la altura de las olas es grande o la subsidencia es rápida, la composición de los cuerpos de arena puede ser varias veces más grueso. Un aumento del fallamiento puede expandir las secuencias superiores del prodelta y barreras costeras. Intermitentemente los cuerpos de arena de la barrera costera muestran un ángulo bajo a moderado (1° - 6°), estratificación inclinada hacia el mar (Fig. 2.18), reflejando solapamiento sobre el talud en la parte superior de prodelta y línea

de costa (shoreface). Las superficies de erosión submarinas separan unidades amalgamadas de barreras costeras. Sin embargo el natural buen escogimiento de las arenas de barrera costera, tiende a minimizar el impacto de estas superficies de estratificación o laminación interna en movimientos de fluidos laterales y verticales.

Las arenas de barreras costeras son, en cambio, suprayacidas por un mosaico de facies finas y agradacionales de la llanura deltaica, o quizás por arenas de dunas costeras. La parte superior de estas barreras, así como las facies de la llanura deltaica, están cortadas por rellenos de canales distributarios. Los canales mixtos y carga de fondo, típicos de muchos deltas dominados por oleaje, forman anchos cinturones de arena uniformes que segmentan, localmente, la orientación del rumbo de los cuerpos de arena de la barrera costera con elementos de facies con inclinación orientada.

Deltas Dominados por Mareas

A medida que el rango de marea aumenta, cada vez más las corrientes mareales modifican la geometría de la barra de desembocadura de un distributario y redistribuyen los sedimentos de carga de lecho. En contraste con procesos de oleaje, el transporte de sedimentos es inicialmente en la dirección de inclinación, fuera de la desembocadura del canal sobre una plataforma de prodelta constituida por sedimentos suspendidos rápidamente mezclados. La barra de desembocadura de un canal es ratrabajada en una serie de barras elongadas que se extienden desde la salida de la desembocadura del canal encima de la plataforma subacuosa del frente deltaico. Resultando llanuras deltaicas que son descritas como irregulares o estuarinas.

Los deltas dominados por mareas no han sido objeto de estudios detallados en 3 dimensiones, la arquitectura de sus facies son menos conocidas que las de otros tipos de deltas.

Ambientes Depositacionales y Facies

El marco de cuerpos de arenas del deltas dominados por mareas es el producto de la depositación en canales distributarios estuarinos y terrenos de crestas de arenas de corrientes mareales (Fig. 2.18). Los dos tipos de cuerpos de arena se unen como desembocadura de un distributario y desarrollan ciénagas o pantanos rodeados por crestas de arena. Las facies auxiliares de arenas orientadas incluyen abanicos de rotura, las cuales son abundantes en la parte baja de la llanura deltaica en o directamente agua arriba de la zona de influencia mareal,

y canales mareales auxiliares que no se conectan en la zona alta del sistema fluvial. El salto de facies incluye llanuras mareales, canales de lodo, limos y arena fina, dique natural, lodos y limos de llanura de inundación, marea marina pantanosa, pantanos de turbidez y lodo rico en materia orgánica, llanura “supratidal” y “pan muds”, evaporitas,, lodo del prodelta, limo, y arena menor.

Los deltas dominados por mareas forman de algunos a varios canales distributarios estuarinos los cuales son caracterizados por su amplitud, desembocaduras en forma de chimenea y flechas, y sinuoso a medida que se alcanza el tope. A medida que alcanza las áreas más bajas, los canales son simétricos en secciones transversales o exhiben vagadas múltiples y paralles separadas por barras elongadas (Fig. 2.18, Sección A). Debido a que el canal de desembocadura es un lugar ideal para la depositación de capas, y el transporte de sedimentos mareales han sido la componente dominante en la parte superior del canal, los distributarios estuarinos tienden a rellenarse con arena, formando capas gruesas hacia el mar y lentes amplios. La geometría del cuerpo de arena de la secuencia de relleno de los distributarios estuarinos fue propuesta en la delimitación del sistema deltaico del Rhone por OOMKENS (1974). En la llanura deltaica superior, los canales son en forma de punta o puntiagudos, erosionados y bien definidos. Es bastante probable que las capas de acreción lateral reflejen la depositación de barras de menadro en un canal sinuoso. Un gran número de canales de mareas abandonados pueden extenderse de márgenes distributarios estuarinos a llanuras mareales y facies pantanosas. Tanto la amplitud como el grosor del cuerpo de arena incrementan canal abajo, reflejando la geometría estuarina. El espesor de sedimento decrece hacia costa afuera, donde el flujo se esparce desde la desembocadura del canal hasta la plataforma.

En la figura 2.19 se muestran las características sedimentarias y secuencias verticales típicas de los rellenos de canales distributarios estuarinos. El depósito del relleno del canal está compuesto de múltiples unidades depositacionales variablemente preservadas y superimpuestas. Se interpreta que estas unidades son el producto de la migración lateral de vaguadas y barras presentes en porciones más bajas del canal distributivo. La progradación resulta en la superposición de depósitos más confinados, donde los meandros se encuentran por encima de los canales distributarios, en el tope de la secuencia.

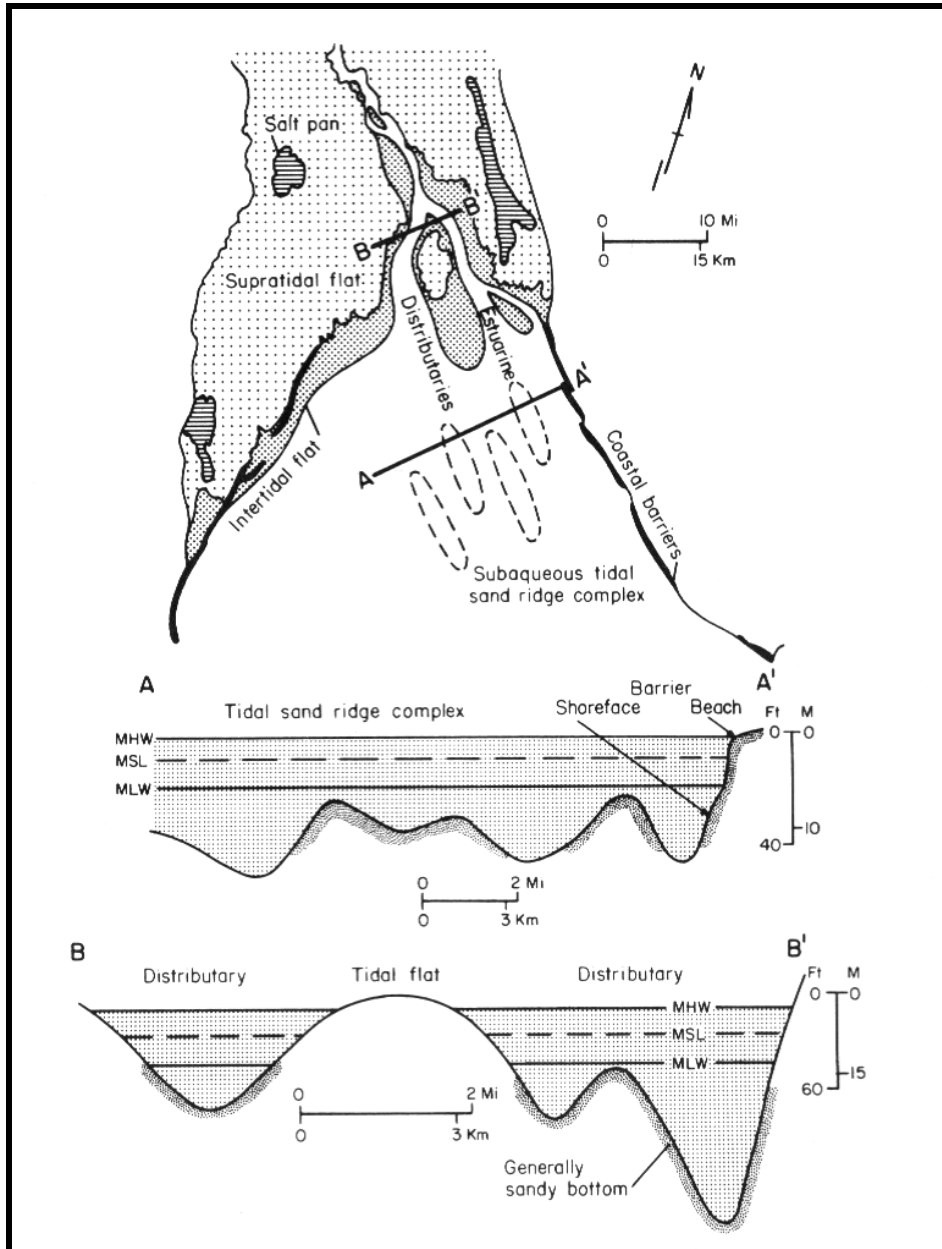


Figura 2.18 Ambiente depositacional del sistema deltaico de Colorado de edad Holoceno dominado por mareas al noreste del Golfo de California. Las secciones transversales A' y B' muestran la morfología subacuosa de los distributarios estuarinos mas distales y de la plataforma deltaica (GALLOWAY & HOBDA, 1983).

Los canales distributarios estuarinos son flancos de diversas facies de la parte más baja y alta de la llanura deltaica. En continente, los contactos laterales son abruptos y erosionales, pero en porciones distales del distributario, donde las llanuras de los alrededores son inundadas durante mareas altas, los depósitos de relleno del canal gradan a sedimentos de grano más fino.

Las crestas o barras mareales elongadas y generalmente con inclinación orientada, ocurren en el margen de la plataforma continental o prodeltas anchos de deltas dominados por mareas

(Fig. 2.18, sección B'), y son producidos por una remodelación completa de los depósitos de la desembocadura del canal generado por corrientes de marea. Las barras ocurren en campos o pantanos como parte de una esparción de capas de arenas subacuáticas, irregularmente distribuidas, que rompen a barras aisladas en aguas profundas.

En la figura 2.20 se muestran las características internas de una secuencia de crestas mareales completa. Los depósitos entre barras y barras distales consisten en interestratificaciones de lodo, limo y arena. Una secuencia granocreciente es producto de un buen escogimiento en la parte media y superior de las barras de arenas que son depositadas. Sin embargo, la presencia común de discontinuidades de lentes de lodos, capas y zonas clásticas sugiere que las crestas de arena mareales asociadas a deltas contienen una secuencia vertical errática visible como respuestas de registros geofísicos serrados.

Los depósitos de crestas de arenas mareales forman un frente deltaico bien distribuido y modificado y facies de capas de arena. Las arenas gradan hacia la cuenca dentro del prodelta y lodo marino. Ellos unen el continente con la llanura mareal, estuario o crestas de playa retrabajados por olas de lodo y arena. La progradación del delta y soterramiento consecuente de las crestas maréales, pudiera superponerse a la llanura mareal lodosa y limos, en la secuencia de barra (Fig. 2.20), o llevar a la incisión o erosión parcial por migración de canales distributarios.

Los ambientes subaéreos de deltas con rasgos de marea alta son dominados por planicies mareales y pantanos salinos, y sus canales mareales asociados a valles con forma de flecha o punteados.

A diferencia de sistemas de deltas fluviales o dominados por oleaje, los sedimentos suspendidos están atrapados alrededor del margen del delta dominado por mareas, como un prodelta de facies lodosas. En cuencas profundas, la acumulación de lodos de prodelta construye una amplia y extensa plataforma submareal hacia el océano sobre la cual avanzan depósitos de crestas de arena mareal y llanuras mareales. En cuencas someras, el sedimento se encuentra disperso y se une con facies marinas normales. Los sedimentos consisten de lodo, limo y arenas lodosas.

A pesar de no estar documentado por estudios modernos de deltas mareales, el transporte de masas por gravedad y el proceso de crecimiento de fallas, probablemente modifica el prodelta y se acumula sobre los depósitos del margen deltaico.

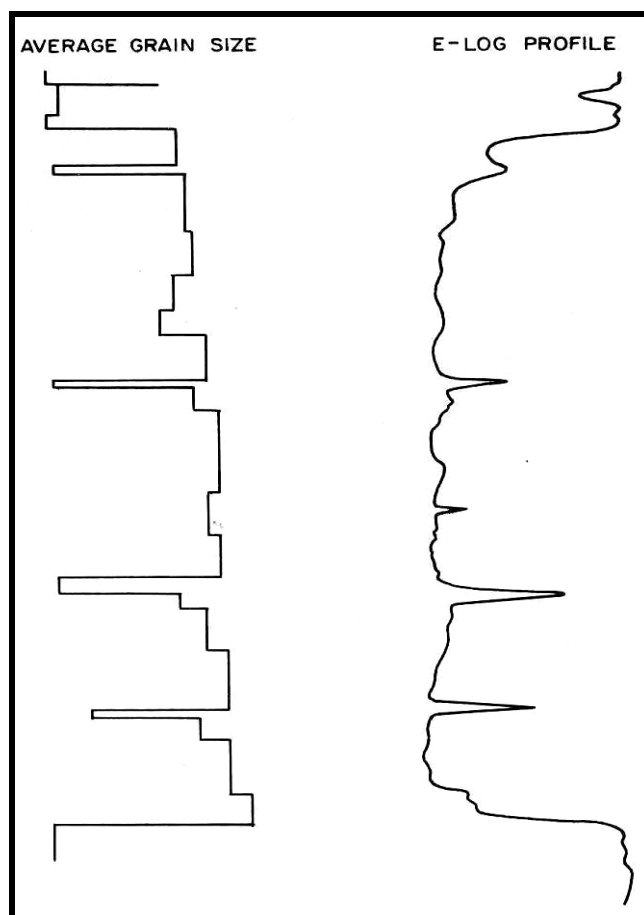


Figura 2.19 Perfil vertical generalizado a través de un cuerpo de arena de un relleno de canal de un distributario estuarino. GALLOWAY & HOBDA, (1983).

Arquitectura de Facies

La sección transversal esquemática del sistema de deltas de Colorado (Fig. 2.22) publicada por MECKEL (1975) y del sistema Klang-Langat publicado por COLEMAN et. al. (1970) describe un sistema deltaico dominado por marea que estratigráficamente consiste de una progradación, aumentando el tamaño de grano hacia la parte superior del prodelta lodoso y la secuencia de crestas mareales está depositada por encima (suprayace) por agradación, llanura deltaica mareal, canal mareal y depósitos pantanosos. La agradación y la porción superior de la facies progradacional son cortadas por la inclinación orientada de los depósitos de relleno de los canales distributarios estuarinos.

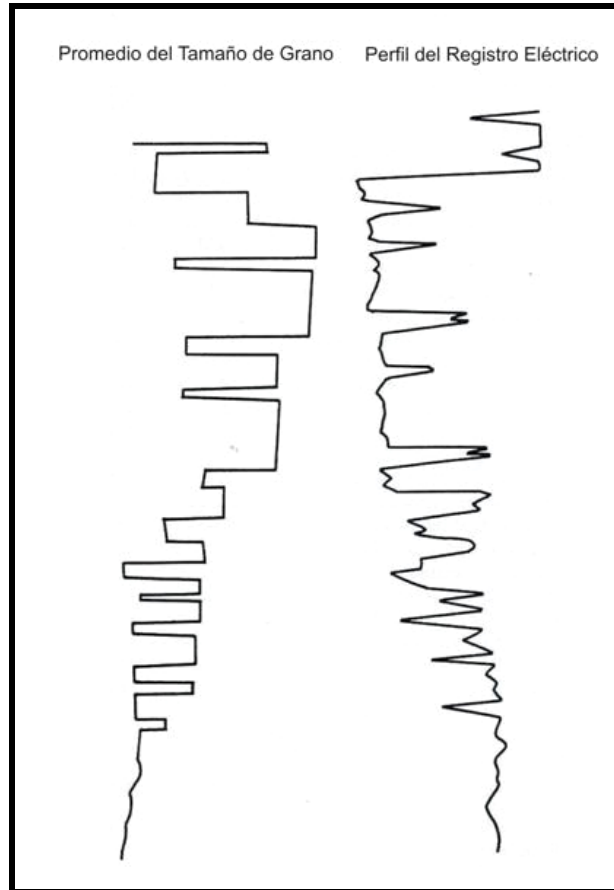


Figura 2.20 Perfil vertical generalizado a través de una cresta de arena de corriente mareal basada en características sedimentarias de la plataforma del frente deltaico subacuosa de Colorado (GALLOWAY & HOBDDAY, 1983).

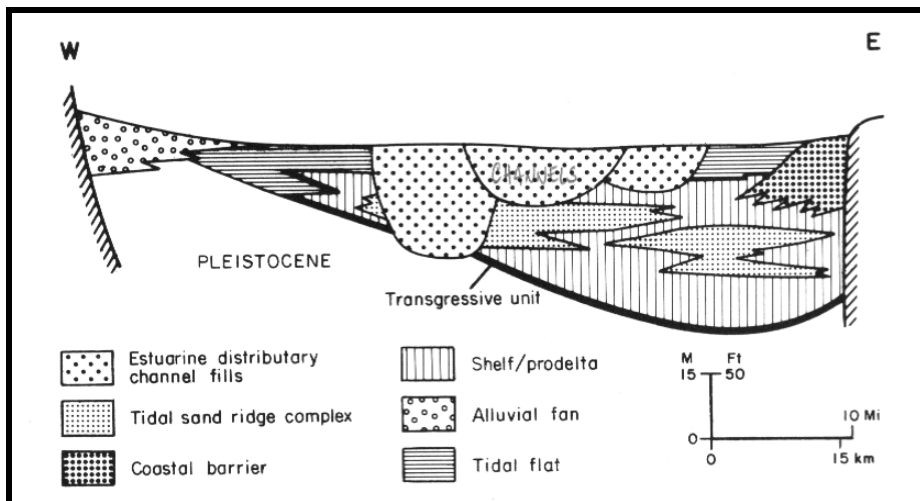


Figura 2.21 Arquitectura depositacional esquemática de un sistema deltaico dominado por marea como el ilustrado por una sección transversal a través del Delta de Colorado. La sección original fue basada en cinco pozos perforados (GALLOWAY & HOBDDAY, 1983).

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

3.1.1. Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela es una cuenca antepaís flexurada (foreland), que se desarrolló durante el Neógeno sobre un antiguo margen pasivo mesozoico del cratón Suramericano (PARNAUD *et al.*, 1995). Esta cuenca está directamente asociada con el tramo de costa transpresional del norte de Venezuela, el cual es producto de la corvengencia oblicua del movimiento relativo hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana (DI CROCE *et al.*, 1999). En la figura 3.1 se observa la cuenca antepaís flexurada asociada al tramo de costa transpresional del norte de Venezuela.

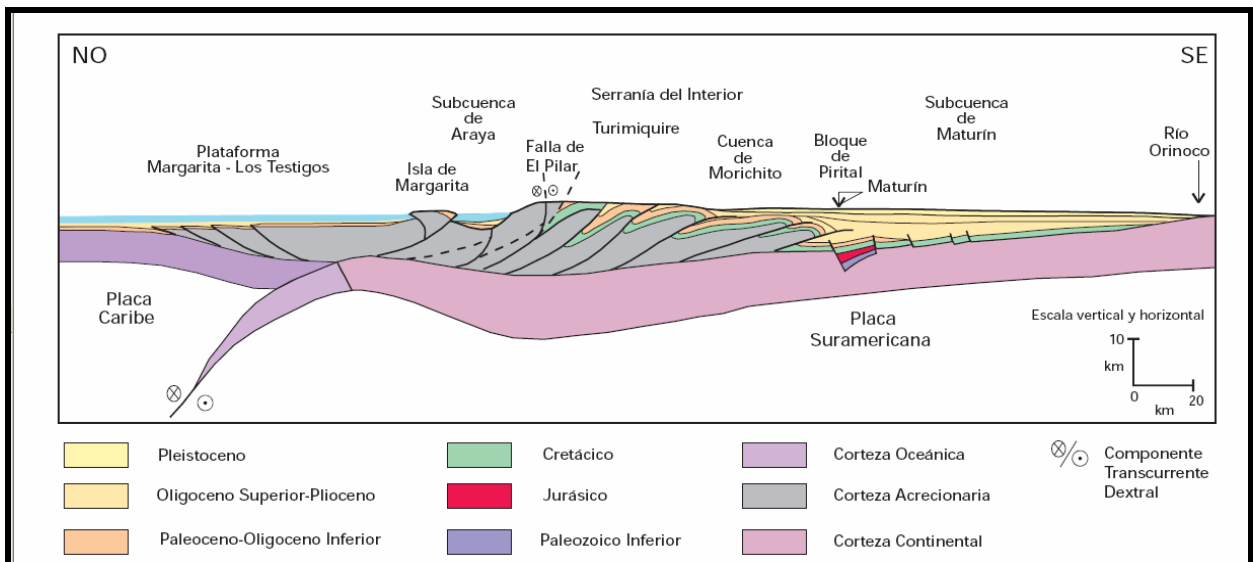


Figura 3.1 Corte Geológico regional que muestra la cuenca antepaís flexurada (foreland) asociada al tramo de costa transpresional hacia el este de Venezuela (YORIS & OSTOS; 1997).

El área total, tanto costa-afuera como costa-adentro, esta sobre los 200.000 km². Elongada y asimétrica, esta cuenca contiene alrededor de 8 km de espesor de sedimentos terciarios (DI CROCE *et al.* 1999). Está limitada al norte por la falla de El Pilar, al sur por el Río Orinoco, al este por el Océano Atlántico y al oeste por el lineamiento del Baúl, que la separa de la cuenca Barinas-Apure (Fig. 3.2).

La Cuenca Oriental de Venezuela costa-adentro esta subdividida en dos sub-cuencas: la sub-cuenca de Guárico al oeste y la sub-cuenca de Maturín al este. En la figura 3.2 se

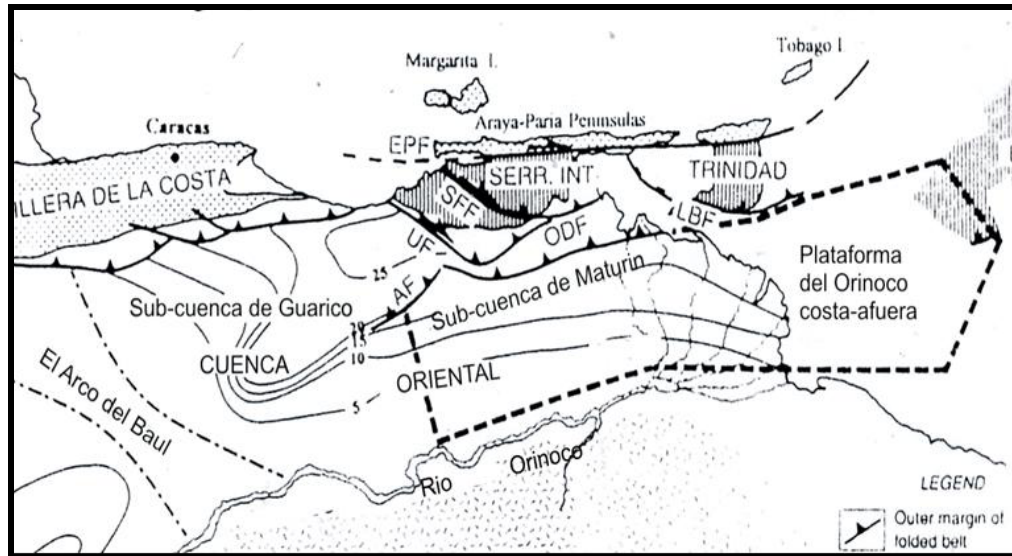


Figura 3.2 Límites de la Cuenca Oriental de Venezuela. Abreviaciones: AF = Falla de Anaco; EPF = Falla del Pilar; SERR. INT = Serranía del interior; UF = Falla de Urica; SFF = Falla de San Francisco (Modificado de DI CROCE *et al.* 1999).

observa que estas cuencas están separadas por las estructuras complejas asociadas al sistema de fallas de Anaco y sus estructuras de inversión asociadas (DI CROCE *et al.* 1999).

3.1.2. Evolución Geodinámica Regional

En el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela han sido reconocidos cuatro episodios geodinámicos mayores, descritos por EVA *et al.* (1989) en PARNAUD *et al.* (1995):

1. **Fase de Pre-rift:** la megasecuencia pre-rift que desarrolló durante el Paleozoico es identificada en algunas líneas sísmicas. Esta asociada con las formaciones Carrizal y Hato Viejo de la sub-cuenca de Guarico, las cuales fueron depositadas en un ambiente marino de costero a nerítico. Esta secuencia tiene un espesor que varía entre 3000-5000 m.

2. **Fase de Rift:** la megasecuencia rift desarrollada durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y ha sido descrita como la Formación La Quinta (denominada actualmente como Formación Ipire) al oeste del área de estudio en el graben de Espino. Esta formación, la cual fue depositada en un ambiente continental, esta compuesta por lutitas rojas y mantos de basalto. Esta megasecuencia es sísmicamente reconocida en semi-graben con un espesor cerca de los 3600 m.

3. **Fase de Margen Pasivo:** la megasecuencia de margen pasivo que se desarrolló durante el Cretácico-Paleógeno y esta caracterizada por tres principales fases transgresivas que se desarrollaron de norte a sur y culminaron durante el Turoniense, Paleoceno Temprano,

y el Oligoceno respectivamente. La fase inicial de la transgresión se inicia con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquin. En la parte sur de la cuenca (área de Mata), los estratos de la Formación Tigre indican el máximo avance de la transgresión durante el Turoniense. Durante el Paleoceno-Eoceno, se desarrolló la próxima transgresión luego de la regresión del Maastrichiense, y está representada por la Formación San Juan. La transgresión final que se desarrolló durante el Oligoceno, se inicia con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure. Esta formación fue depositada en un ambiente continental en la parte sur de la cuenca y un ambiente de plataforma interna dentro de la parte norte.

4. **Fase de Colisión Oblicua:** la fase de margen pasivo finalizó durante el Oligoceno, cuando fue interrumpida por la colisión de la Placa del Caribe con la Placa Suramericana, y la cuenca cambió a una de tipo antepaís. La colisión oblicua migró progresivamente hacia el este durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano, dividiendo la cuenca antepaís en tres áreas: (1) un área al sur (desde Cerro Negro a Oritupano) que corresponde a la zona de plataforma, (2) una zona central (desde Acema-Casma a Pirital) correspondiente al foredeep, y (3) un área al norte (norte de la falla de Pirital) correspondiente al área de cabalgamientos. En el foredeep mismo, la espesa secuencia lutítica de la Formación Carapita se depositó primero. Esta formación es el principal sello de los reservorios oligoceno-miocenos (formaciones Oficina y Freites). El máximo espesor de la megasecuencia de la colisión oblicua esta cerca de 6000 m (PARNAUD *et al.*, 1995).

Estudios realizados por DI CROCE *et al.* (1999) definen la ultima fase geodinámica como de margen activo, caracterizada por un desplazamiento hacia el este de una depresión foredeep flexural. Mencionan que esta colisión transpresional que se inició en el Paleoceno Temprano en el oeste de Venezuela, y avanzó diacrónicamente hacia el este, afectó la margen este de Venezuela y Trinidad durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Medio y continua hasta hoy. En la Figura 3.3 se observa la evolución terciaria del margen norte de Venezuela y el desplazamiento diacrónico de la depresión foredeep flexural, reconstruida por STEPHAN *et al.* (1990) en DI CROCE *et al.* (1999). A su vez que durante el Mioceno Medio al presente, la subcuenca de Maturín y su continuación costa afuera, finalmente quedan definidos como un foredeep en respuesta a los cabalgamientos de la Serranía del Interior Oriental y la cuenca antepaís cargada (DI CROCE *et al.*, 1999).

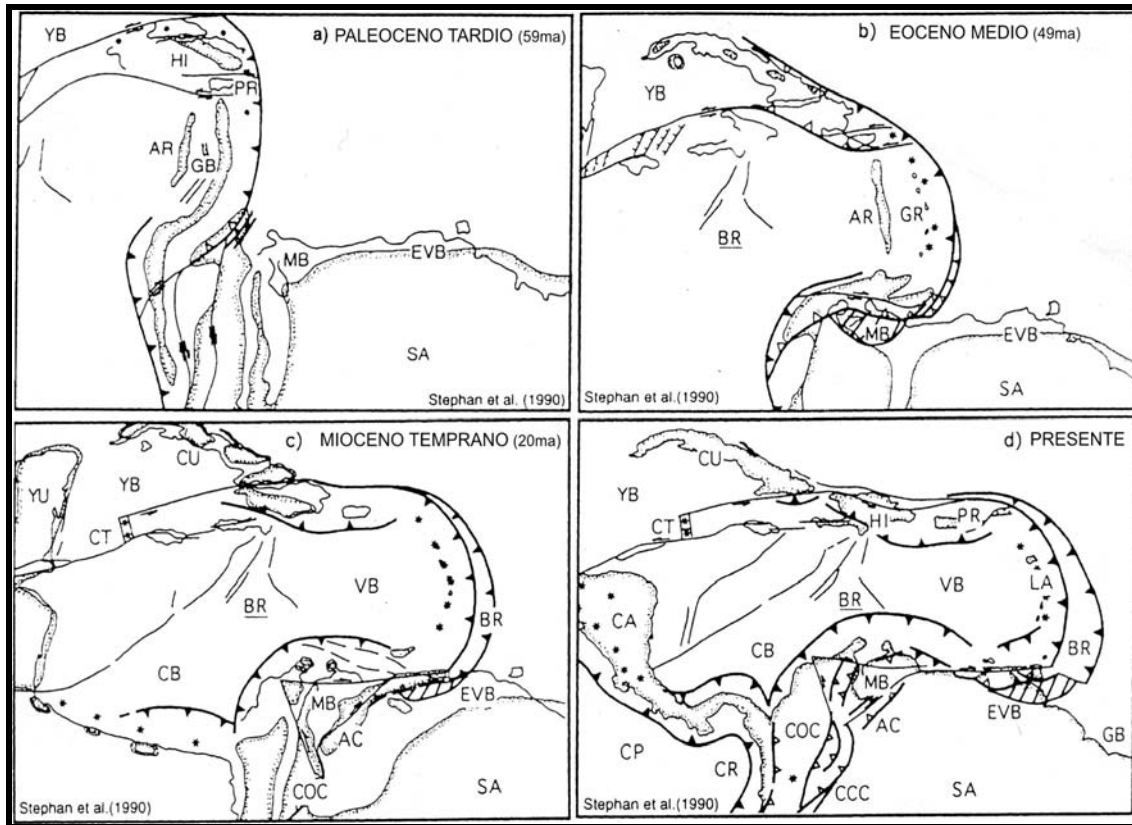


Figura 3.3 Cuatro episodios del desarrollo del límite Caribe – Suramérica desde el Paleoceno al Presente asociado con el desplazamiento hacia el este de la Placa Caribe. AC= Cordillera de los Andes; AR= Alto de Aves; BR= Prisma de Acreción de Barbados; BR= Alto de Beata; CA= América Central; CB= Cuenca Colombiana; CCC= Cordillera Colombiana Central; CP= Placa de Cocos; CT= Fosa de Caimán; CU= Cuba; GB= Cuenca de Granada; GYB= Cuenca de Guyana; HI= Española; LA= Antillas Menores; MB= Cuenca de Maracaibo; NP= Placa de Nazca; OCC= Cordillera Colombiana Occidental; PR= Puerto Rico; SA= Sur América; VB= Cuenca de Venezuela; YB= Yucatán; YB= Cuenca de Yucatán
(Modificado de DI CROCE *et al.* 1999).

En interpretaciones de Estratigrafía Secuencial realizadas por DI CROCE *et al.* (1999), definen límites de secuencia de 1^{er} orden (SB), para separar los tres regímenes tectono-estratigráficos mayores (episodios geodinámicos), que controlan la estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela. Designan un SB-1 asociado al tope del basamento cristalino Precámbrico, un SB-2 que separa los sedimentos del rift Jurásico de los sedimentos del margen pasivo Mesozoico y el SB-3 que corresponde a la discordancia basal del foredeep.

3.2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL

3.2.1. Formación Oficina (Mioceno–Temprano a Medio)

3.2.1.1. Descripción litológica

HEDBERG (1950) describen la Formación Oficina como "una alternancia de lutitas grises, gris oscuro y gris marrón, intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de color claro y grano fino a grueso. Componentes menores, pero importantes de la unidad, son las capas delgadas de lignitos y lutitas ligníticas, arcilitas verde y gris claro, con esférulas de siderita, areniscas siderítico-glaucóníticas y calizas delgadas con estructuras como en cono. El material carbonoso es común, y en algunos pozos pueden encontrarse hasta 40 ó 50 capas de lignito, que varían desde pocos centímetros hasta 60 cm de espesor y que son de considerable valor en las correlaciones. Muchas de las areniscas pueden ser llamadas asperones, otras son conglomeráticas, con guijarros de cuarzo y ftanita. En general, las areniscas se hacen más abundantes, de mayor espesor y de grano más grueso hacia la base de la formación. Un conjunto de minerales pesados granate-cloritoide, caracteriza la formación en la parte occidental del Área Mayor de Oficina; sin embargo, el cloritoide disminuye con la profundidad y hacia el este, y así en la parte oriental del Área Mayor de Oficina, este conjunto granate-cloritoide es reemplazado por el conjunto granate-estauroлита con abundante ilmenita".

La Formación Oficina del área de Anaco tiene más lutitas que en el área tipo (FUNKHOUSER *et al.*, 1948). La Formación Oficina, del Área Mayor de Temblador, es más arenosa que en los campos de Anaco y área mayor de Oficina, por su mayor cercanía al borde sur de la cuenca (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). El número de las capas de carbón varía desde 75 en el área mayor de Oficina, hasta 120 en el área de Anaco. AUDEMARD *et al.* (1985) describen la Formación Oficina de la faja petrolífera del Orinoco, dividiéndola en tres unidades: la Unidad I (Miembro Morichal del área de Cerro Negro; Formación Oficina Inferior en Zuata) caracterizada por areniscas masivas progradantes y la intercalación de lutitas y areniscas transgresivas; la Unidad II (Miembro Yabo del área de Cerro Negro; Formación Oficina media en Zuata) representa una secuencia lutítica con intercalaciones ocasionales de areniscas y limolitas; la Unidad III (miembros Jobo y Pílon del área de Cerro Negro; Formación Oficina superior de Zuata) es una secuencia predominantemente arenosa.

3.2.1.2. Espesor

En el área tipo, el espesor de la Formación Oficina varía de 2000 a 4000' (HEDBERG 1950). En los campos de Anaco varía entre 7.800 y 10.600' (FUNKHOUSER *et al.*, 1948). El espesor de

la unidad en el área de Temblador es de 600', que aumenta hacia el oeste. Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), el espesor de la Formación Oficina aumenta desde los bordes de la cuenca hacia su eje: 220-275 m en Temblador, 600 a más de 1400 m en el Área Mayor de Oficina, más de 2000 m en Anaco y unos 1000 m en Anzoátegui nororiental. CAMPOS *et al.* (1985) mencionan que el espesor de la Formación Oficina en el área de Anaco, es de unos 6550', el cual disminuye hacia cerro Pelado, por efectos de la erosión ocurrida antes de la sedimentación de la Formación Las Piedras.

3.2.1.3. Paleoambientes

Para HEDBERG *et al.* (1947) la sedimentación de la Formación Oficina se inicia en condiciones de aguas dulces o salobres, continuando con repetidas alternancias de ambientes marinos someros, salobres y pantanosos; en general, las condiciones se hacen más marinas de oeste a este y de sur a norte. FUNKHOUSER *et al.* (1948) concuerdan con dichas condiciones de sedimentación. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) y MÉNDEZ (1985), consideran que la Formación Oficina se sedimentó en un inmenso complejo fluvio-deltaico, donde son comunes las arenas lenticulares y de relleno de canales de ríos. CAMPOS *et al.* (1985) establecen que la Formación Oficina del norte del corrimiento de Anaco, se acumuló en condiciones marinas marginales a neríticas, con una mayor influencia marina en la parte media. Para AUDEMAR *et al.* (1985) la parte inferior de la Formación Oficina se inicia con una progradación (relleno de paleotopografía) seguida por una transgresión (sistema playa-isla de barrera); posteriormente, se establecen condiciones de costa afuera en las áreas de cerro Negro y Hamaca, mientras que hacia Zuata, prevalecieron ambientes más restringidos influenciados probablemente por mareas; la formación termina con la instalación de un delta progradante. Para CAMPOS *et al.* (1985), el ambiente sedimentario de la llamada Formación Oficina en el norte del área mayor de Oficina, puede resumirse como repeticiones de ciclos caracterizados por transgresiones marinas, asociadas a caídas del nivel del mar, y progradaciones de la plataforma.

3.2.2. Direcciones de sedimentación en el Foredeep

En estudios realizados por DI CROCE *et al.* (1999) se mencionan tres direcciones de sedimentación que caracterizan al relleno de la cuenca foredeep, las cuales son: (1) una importante dirección de transporte longitudinal este-oeste; (2) desde el sur una fuente de sedimentación desde el Escudo de Guayana; y (3) desde el norte-noroeste una fuente de sedimentos del emergente cinturón de plegamiento de la Serranía del Interior, que retrabajó las unidades del Cretácico y Terciario Inferior que afloraban al norte.

3.3. PALEOGEOGRAFÍA TERCIARIA

En estudios realizados por DI CROCE *et al.* (1999), se hace una reconstrucción de la paleogeografía terciaria de la Cuenca Oriental de Venezuela, desde el Oligoceno hasta el Reciente.

El mapa paleogeográfico de la figura 3.4, muestra los principales regímenes depositacionales para el Mioceno Temprano, cuando comienza la fase foredeep. Al oeste y sur de la cuenca, las areniscas de llanura costera a continentales y lutitas (parte superior de la Formación Merecure) se mezclan con lutitas de plataforma somera y areniscas finas a grano grueso de facies de barra litoral (parte inferior de la Formación Oficina). Al norte por ejemplo, más cerca al frente de deformación presente y dentro del cinturón de plegamiento, lutitas de aguas profundas con delgadas areniscas turbidíticas (parte inferior de la Formación Carapita) forman un “onlap” sobre la discordancia basal del “foredeep”. Límites terrígenos al este y al sureste, en la entrada de la plataforma, favorecen al desarrollo de delgados carbonatos marginales en el borde de la plataforma.

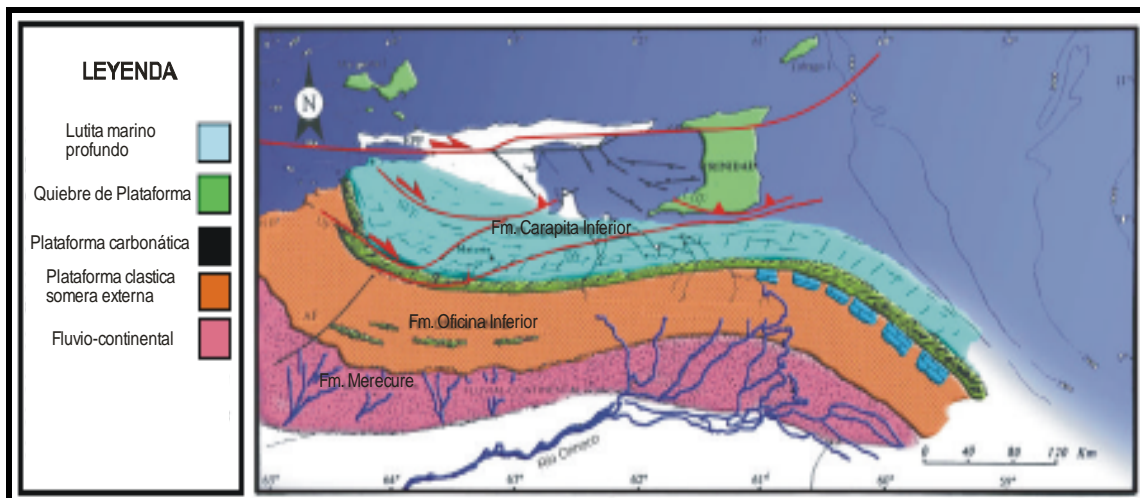


Figura 3.4 Mapa Paleogeográfico del Mioceno Inferior al este de Venezuela, donde se depositan las facies lutíticas de plataforma somera, que se mezclan los facies arenosas de barra litoral (parte inferior de la Formación Oficina) (Modificado de DI CROCE *et al.* 1999 en CUETO 2002).

El mapa paleogeográfico del Serravaliense (Mioceno Medio) presentado en la figura 3.5, muestra que la sedimentación esta fuertemente controlada por la subsidencia del desplazamiento hacia el este del “foredeep”. Como resultado la plataforma marginal, con sus facies costeras están movidas hacia la tierra, por ejemplo al Escudo de Guayana. Este período incluye la máxima profundización en el dominio del foredeep. La cuenca muestra una

estrecha geometría hacia el este. Al oeste los sedimentos son depositados en un llanura costera ancha a zona litoral, mientras que en la parte central y hacia el este, los sedimentos de aguas profundas son depositados en un ambiente de océano abierto.

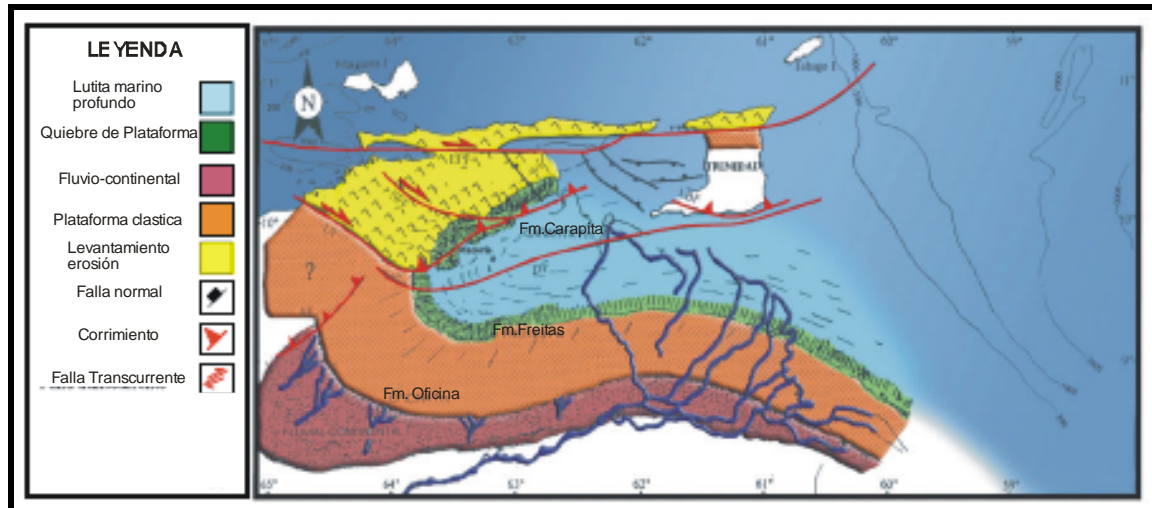


Figura 3.5 Mapa Paleogeográfico del Mioceno Medio al este de Venezuela, periodo en el cual se da la máxima profundización del foredeep, y donde se deposita la parte media a superior de la Formación Oficina (Modificado de DI CROCE *et al.* 1999 en CUETO 2002).

3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

3.4.1. Provincias Tectónicas

La Cuenca Oriental de Venezuela está dividida en diversas provincias tectónicas, las cuales tienen características estructurales, que permiten separarlas y diferenciarlas. PARNAUD *et al.* (1995) dividen las provincias tectónicas en autóctonas y alóctonas, de la siguiente manera:

3.4.1.1. Provincia Autóctona

Que se extiende desde el eje de la cuenca al Río Orinoco. Es de tipo extensional y está caracterizada por fallas normales con tendencia N60°-70°E y fallas transcurrentes, que son más jóvenes en la parte sur que en la parte norte. La tendencia de las fallas transcurrentes N70°O está solo presente en la parte norte de la provincia, afectando tanto a depósitos cretácicos como paleógenos. Fallas gravitacionales de colapso inclinadas hacia el norte afectan las rocas sedimentarias del Mioceno y Plioceno (Fig. 3.6).

3.4.1.2. Provincias Alóctonas

Que se extienden desde la falla del El Pilar (fallas transcurrente dextral, que representa la traza superficial del límite de placas Sudamérica-Caribe) al eje de la cuenca, que corresponde a un sistema con vergencia sur. Es un estilo estructural compresivo caracterizado por lo siguiente:

- ❖ Delgadas unidades tectónicas superficiales, que consisten en depósitos cretácico-terciarios que son despegados de su sustrato a lo largo de estructuras mayores de despegue en la interfase Jurásico-Cretácico (evaporitas o carbones).
- ❖ El frente de deformación, que localmente corresponde a zonas triangulares, con el progresivo acuñamiento de la Formación Carapita del “foredeep” y la secuencias paleógenas en la rampa anticlinal del Furrial.
- ❖ Pliegues de escala kilométrica y asociados a los cabalgamientos con tendencia N60°-70°E, que son principalmente rampas anticlinales como en el área del Furrial.
- ❖ La secuencia de cabalgamientos, que es principalmente una secuencia de cuenca transportada (piggyback), con locales cabalgamientos fuera de la secuencia, o fallas reactivadas en las partes internas de cuña tectónica (fallas de Pirital y Manresa).
- ❖ Fallas dextrales transcurrentes con una dirección N50°-60°O (fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos), que separan la Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónica (Fig. 3.6).

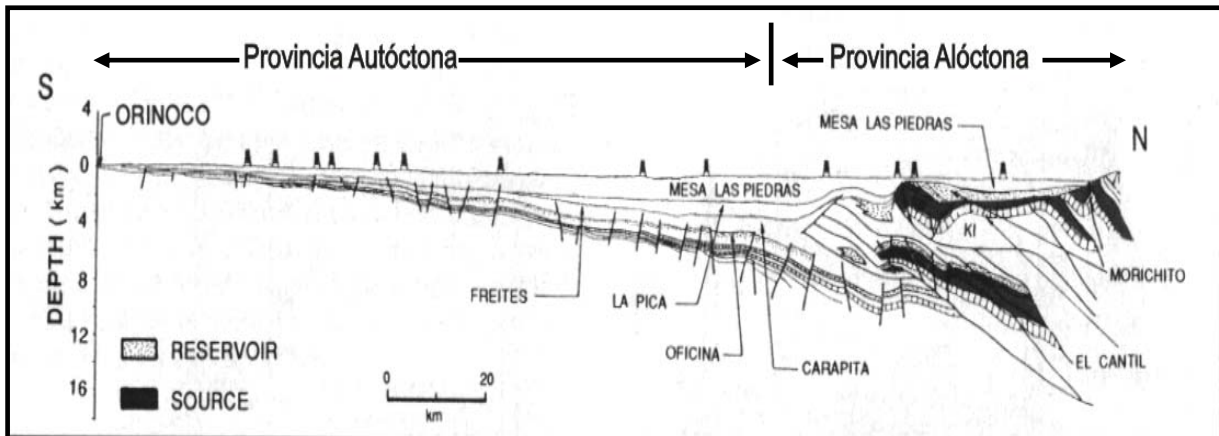


Figura 3.6 Corte Geológico conceptual de la Cuenca Oriental de Venezuela, que muestra la Provincia Autóctona desde el eje de la cuenca hacia el río Orinoco en el sur y parte de la Provincia Alóctona desde el eje hacia el norte (Modificado de PARNAUD *et al.* 1995).

En estudios realizados por SUMMA *et al.* (2003), se describe la provincia autóctona como de plataforma fallada, dominada por fallas normales orientadas ENE (N70°E). Estas fallas son interpretadas como fallas normales "flexurales", lo que representa algo de paradoja, como están interpretadas de haberse formado en un escenario de cuenca antepaís (foreland), coincidente con la contracción hacia la zona mas interior. En este modelo, como el cabalgamiento y la carga ocurren hacia la zona más interior, la flexura a escala cortical ocurre en la cuenca antepaís (foreland), con un fallamiento tensional ampliamente distribuido. Estas fallas forman importantes trampas en los campos de Oficina.

3.4.2. Geología Estructural del Área Mayor de Socororo

MORALES (2002) y HILLA & NAVAL (2005) coinciden en que los rasgos estructurales del Área Mayor de Socororo son los mismos que se encuentran en los campos cercanos y en general en todo el flanco sur de la cuenca y consisten en un monoclin de rumbo NO-SE y buzamiento aproximado de 3° hacia el NE atravesado por dos sistemas de fallas predominantes, más o menos perpendiculares entre sí (Fig. 3.7).

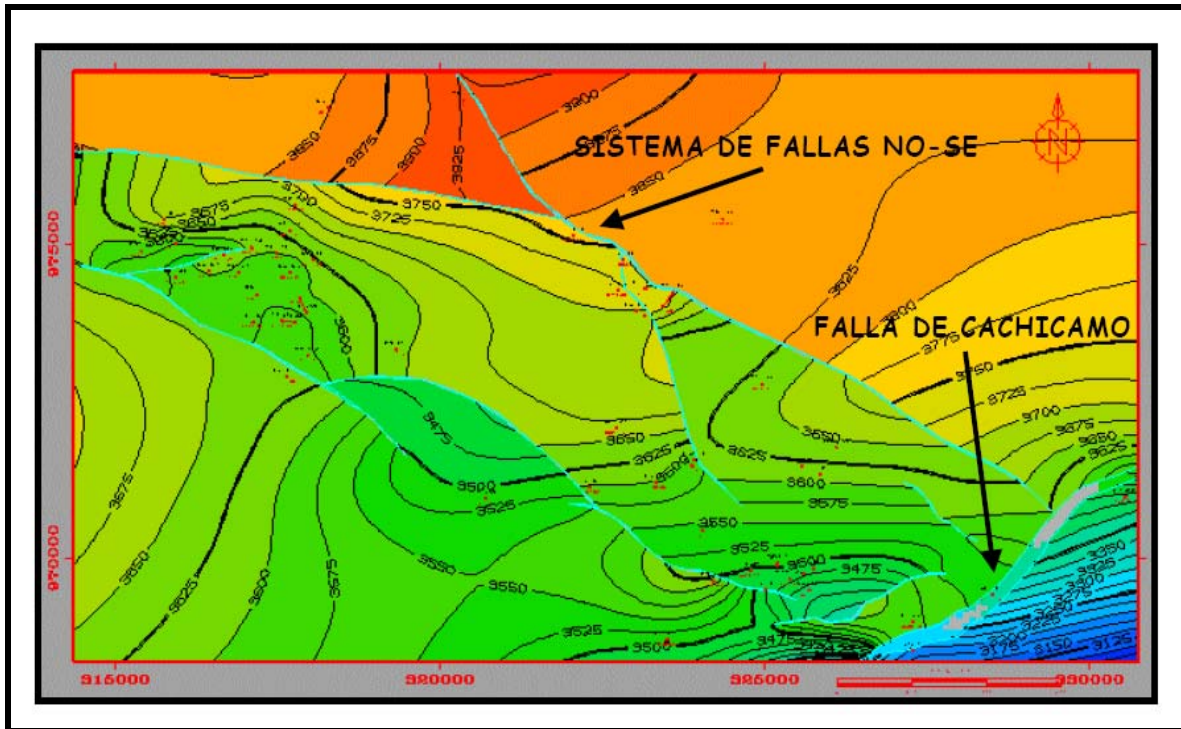


Figura 3.7 Mapa Estructural del tope de la Arena TU, donde se aprecia la estructura tipo momoclinal que buza hacia el NE, cortado por dos sistemas de fallas prácticamente perpendiculares entre si (MORALES 2002).

Como se puede ve en la figuras 3.7 y 3.8, el primero de estos sistemas de fallas tiene un rumbo NO-SE paralelo al rumbo de las capas y por lo general las fallas son de tipo normal y buzan hacia el sur. El salto de estas fallas varía entre 25'-100' y predominan los saltos del orden de los 40'. El segundo sistema de fallas tiene un rumbo NE-SO y las fallas buzan indistintamente hacia el este y hacia el oeste. En este sistema se encuentra la falla principal de Cachicamo, la cual puede considerarse como el elemento estructural más importante en los tres campos por la magnitud de su salto, de 100' a 180'. En las otras fallas de este sistema el salto varía entre 20' y 70' (MORALES, 2002).

MORALES (2002) menciona que los mapas se obtuvieron a partir de la integración de los datos 2D y 3D. Varias de las fallas interpretadas en el 3D presentan continuidad en toda el

área de Socororo. Igualmente se puede ver como se mantiene el monoclinal plegado de rumbo NO-SE buzando hacia el NE (Figs. 3.7-3.8).

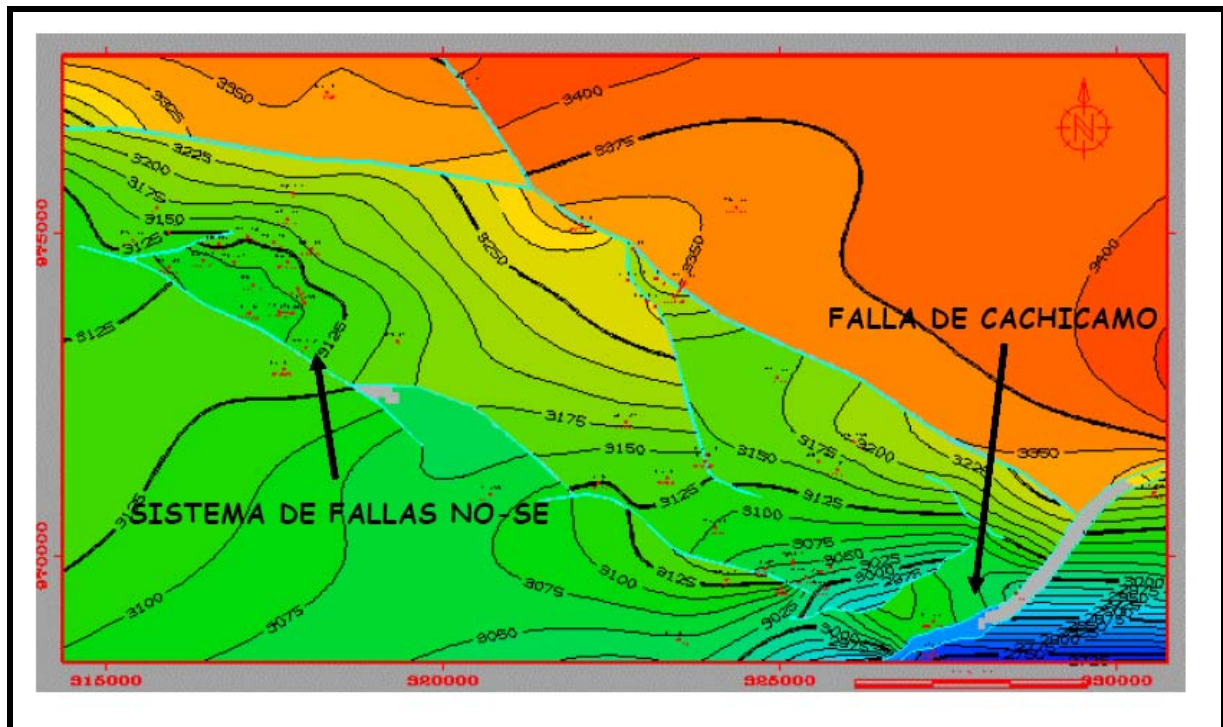


Figura 3.8 Mapa Estructural del tope de la Arena P2, donde se aprecia como se mantiene la estructura tipo monoclinal con los dos sistemas de fallas (MORALES 2002).

4. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

4.1. GENERALIDADES

La Formación Oficina en el Área Mayor de Socororo abarca una sección de aproximadamente 1500 pies aproximadamente desde la base de U1L hasta la arena A. Estas arenas han sido subdivididas de esta manera (letras con números) para definir unidades de flujo, las cuales se comportan como yacimientos.

En este capítulo se procederá al análisis estratigráfico de la parte media y basal de las arenas de la Formación Oficina en el Campo Socororo Este, desde la arena U1L hasta las H4,5,6, describiendo detalladamente 14 de éstas, para posteriormente realizar la reconstrucción ambiental del mismo. Las arenas a ser descritas detalladamente son: U1M, U1U, TU, S1, R4L, ROM, P2, O1, N2, M1, L1U, J3U, I4 y H4,5,6.

El análisis estratigráfico de una sección consta de la descripción y distribución espacial de los cuerpos arenosos, indicando su extensión areal, geometría, espesor de los mismos y facies que representan. Los mapas estratigráficos utilizados para llegar a este análisis son: mapa de arena neta, mapa de *net to gross* y mapa de distribución de electrofacies.

Para completar el modelo estratigráfico se construyeron secciones estratigráficas (dos en la dirección de la sedimentación y dos en la dirección del rumbo), las cuales permitieron determinar la evolución estratigráfica de la sección. Dentro de estas secciones y para facilitar la correlación se estableció como registro tipo el correspondiente al pozo ES 456 (Fig. 4.1).

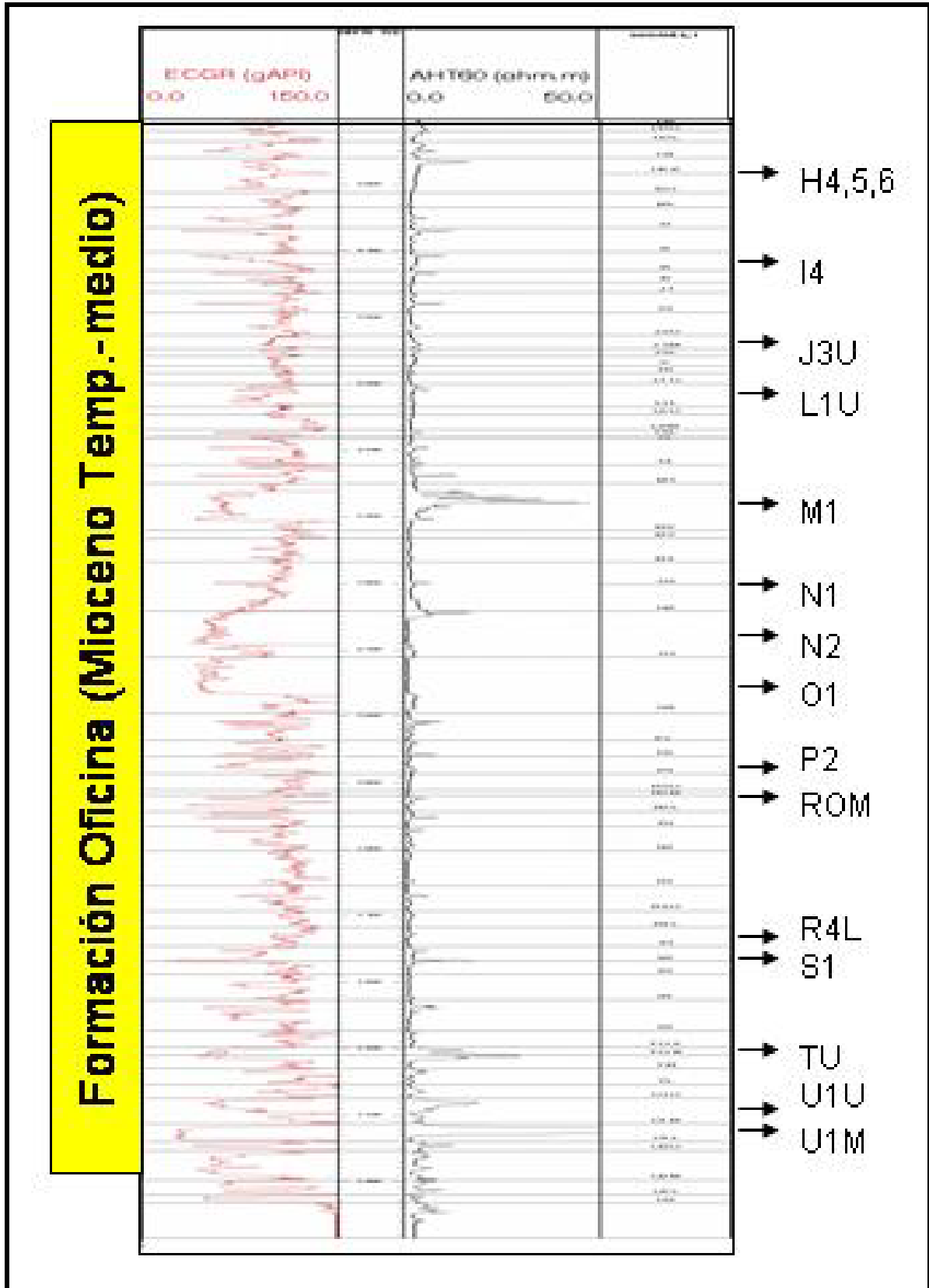


Fig. 4.1 Registro eléctrico tipo del Campo Socororo Este, que corresponde al Pozo ES-456. En este se resaltan las arenas a las cuales se les hizo mapas estratigráficos y el datum estratigráfico tope de N1.

4.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES

4.2.1. Arena U1M

La Arena U1M se encuentra dentro de la unidad U1, la cual corresponde a la parte basal de la Formación Oficina. Esta arena presenta espesores de Arena Neta (AN) que van desde 4' en los pozos ES-403 (centro del mapa) y CAC-3 (sur del mapa), representados por el color verde oscuro, hasta 34' en ES-415 (norte del mapa), representado por el color amarillo, e inclusive 44' en ES-413 (norte del mapa), cuando esta se encuentra coalescente con la arena infrayacente U1L (Fig. 4.2a).

En la figura 4.2b, correspondiente al mapa de *net to gross* (NG), se tiene que los menores valores se encuentran en los pozos ES-403 y CAC-3, los cuales son 0,25 y 0,23 respectivamente. Los mayores valores se encuentran distribuidos aleatoriamente de la siguiente manera: hacia el nor-oeste en ES-404 (0,85), en el centro en SOC-3 (0,84) y hacia el sur en ES-405 (0,77).

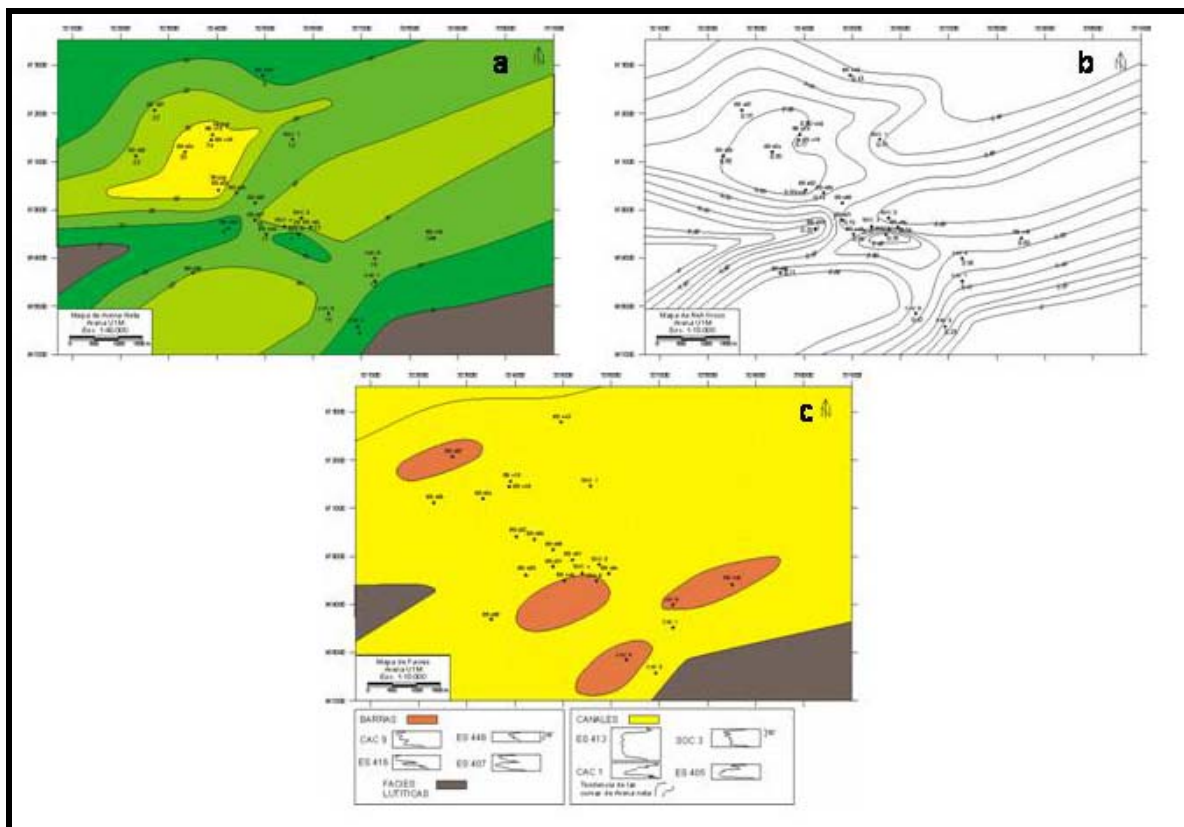


Figura 4.2 Mapas Estratigráficos de la Arena U1M. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 1).

La figura 4.2c muestra el mapa de distribución de electrofacies, donde se observa una facies de canal (color amarillo) que ocupa casi el 70 % del mapa, cuya electrofacies mas

representativas corresponden a ES-413, CAC-1, SOC-3 y ES-405. También se observan facies de barra (color naranja), las cuales se encuentran longitudinales a la dirección del canal, representadas por CAC-9, ES-416, ES-446 y ES-407, y finalmente una facies lutítica interpretada por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG (Ver anexo 1).

El análisis integrado de estos tres mapas permite determinar la presencia de dos canales uno proveniente del oeste y otro del sur-oeste, separados por una facies lutítica. Estos canales se unen hacia el centro del mapa tomando una dirección de flujo nor-este; donde sus centros corresponden con los mayores espesores de AN y mayores valores NG.

4.2.2. Arena U1U

La Arena U1U se encuentra dentro la unidad U1, y suprayace a la arena descrita anteriormente (U1M). Esta arena presenta los mayores espesores de AN hacia el centro-sur del mapa en CAC-9 (31´) y CAC-3 (33´), representados por el color amarillo. Se tienen espesores intermedios hacia el centro y norte del mapa en SOC-4 (23´) y ES-443 (23´) respectivamente, representados por el color verde; y los menores espesores, representados por el color verde oscuro se encuentran en ES-406 (14´) y ES-456 (15´) (Fig. 4.3a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.3b presenta los mayores valores en CAC-9 (0,94) y CAC-3 (0,83) hacia el centro-sur del mapa; y los menores hacia el centro en ES-456 (0,39) y SOC-5 (0,44).

En la figura 4.3c correspondiente al mapa de distribución de electrofacies, muestra dos facies características: una facies de canal, cuyas electrofacies más representativas se encuentran en CAC-5, CAC-3 y ES-416 (color amarillo); y una facies de barra representada por ES-401, 407, 443, 404 y SOC-5 (color naranja), (Ver anexo 2).

El análisis integrado de estos tres mapas permite determinar la orientación nor-este del canal, con los mayores espesores de AN y mayores valores de NG, que corresponden al posible centro del canal. La facies de barra se encuentra en una dirección transversal al canal (NW-SE), con espesores de AN entre 14´ y 23´, y valores de NG entre 0,45 y 0,70.

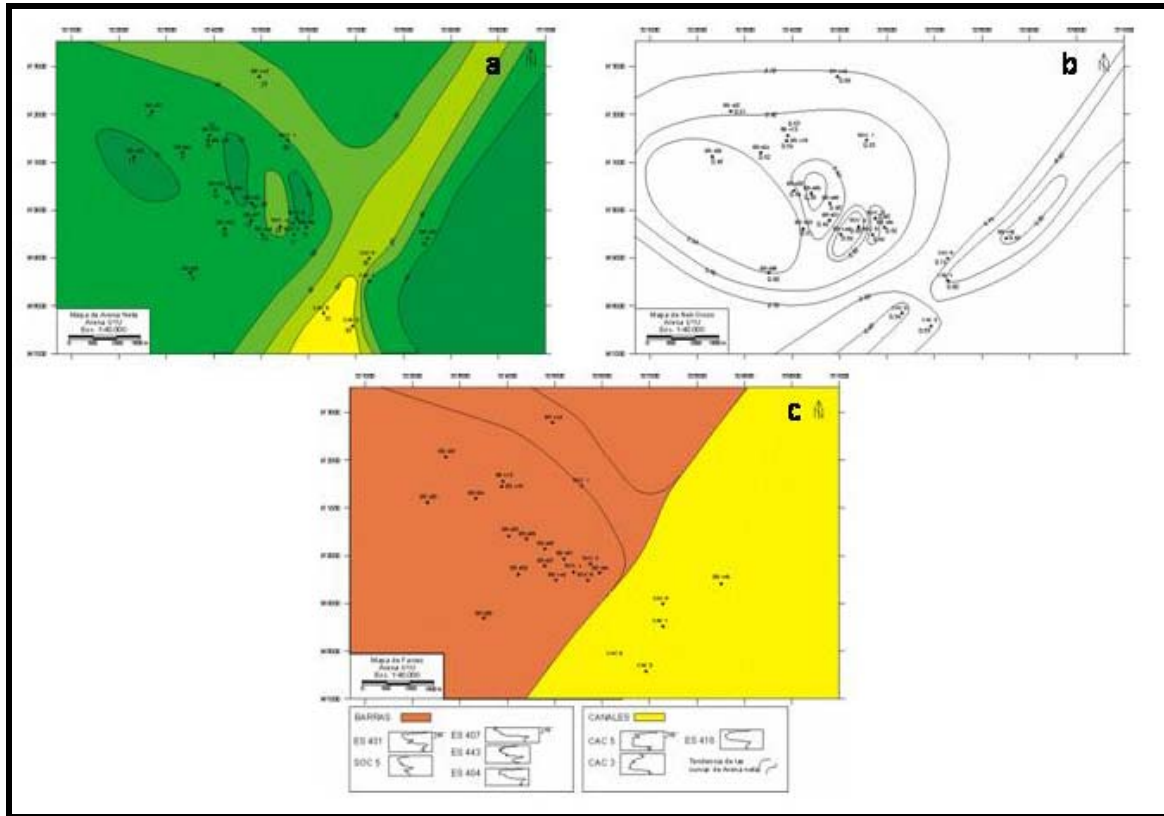


Figura 4.3 Mapas Estratigráficos de la Arena U1U. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 2)

4.2.3. Arena TU

La Arena TU se ubica parte superior la unidad operacional T, que suprayacen a la unidad U. Esta arena presenta un espesor de AN relativamente mayor de 24' en ES-402 (centro), representados por el color amarillo. Se tienen espesores intermedios distribuidos en casi todo el mapa, que van desde los 12' en CAC-5 (sur), 16' en ES-446, SOC-5, ES-401 y ES-455 (centro), y 14' en ES-407 (norte), representados por los colores verdes claros. Los menores espesores representados por el verde oscuro se ubican al oeste en ES-406 (2') y ES-405 (4') y al sur-este en ES-416 (8') y en CAC-3 (6') (Fig. 4.4a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.4b, presenta los mayores valores de NG hacia el centro, desde 0.63 en ES-402 hasta 0,53 en ES-401; diferentes valores intermedios desde 0.31 en ES-416 (sur-este) hasta 0.44 en ES-404 (norte); y los valores menores se encuentran hacia el oeste en ES-405 (0,18) y en ES-406 (0,10).

La figura 4.4c que corresponde al mapa de distribución de electrofacies, se observa una facies de canal (color amarillo) que ocupa más del 50% del mapa, con electrofacies representativas en los pozos CAC-9, ES-416, SOC- 4, SOC-5 y ES-456. A su vez se observa una facies de barras (naranja), que ocupa aproximadamente un 25% representada por los

pozos ES-404, ES-403 y ES-455; y finalmente una facies lutítica interpretada por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG (Ver anexo 3).

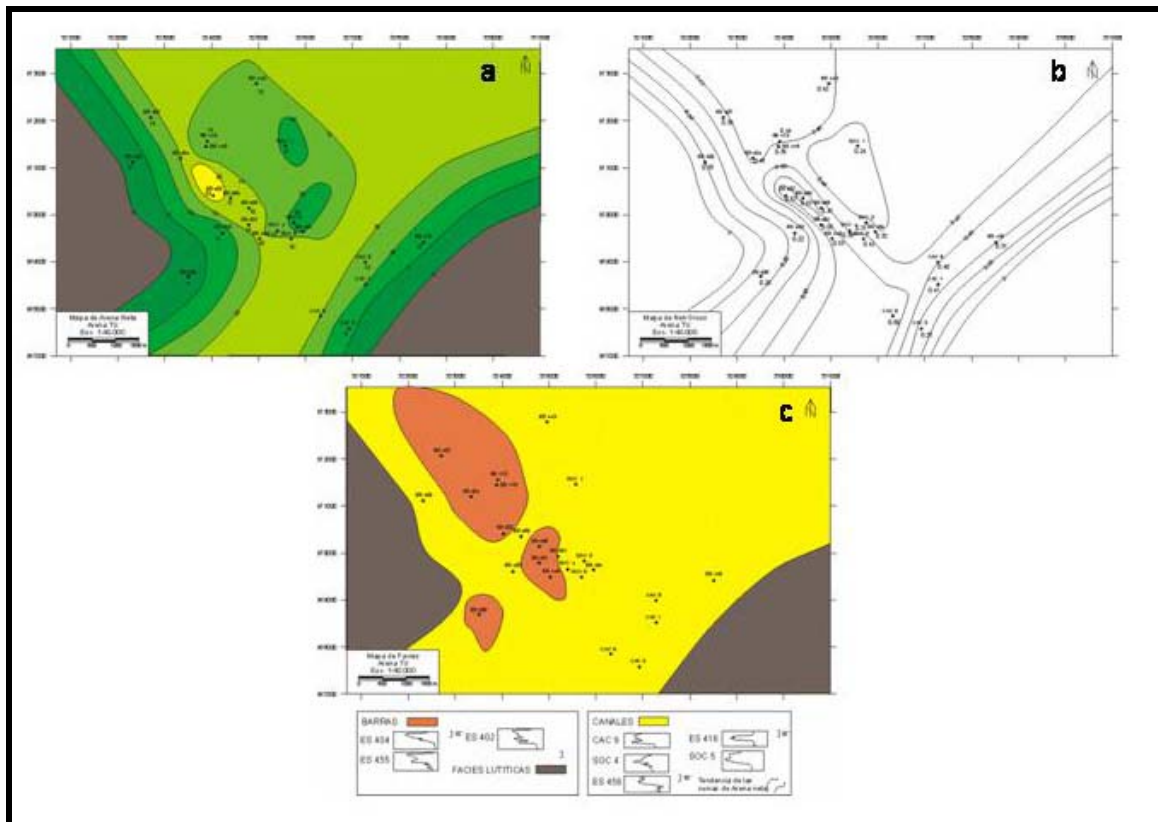


Figura 4.4 Mapas Estratigráficos de la Arena TU. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 3).

El análisis integrado de estos tres mapas (Fig. 4.4) permite determinar que las facies de barras son relativamente transversas (NO-SE) a la dirección de flujo de los canales, solo que en este caso los mayores espesores de AN y valores NG corresponden es un su mayoría a las barras, aunque algunos valores altos de NG corresponden a facies de canal como en CAC-9 (0.56). Las facies de canal parecieran cortar las barras como en ES-456 y ES-403 en la parte mas proximal del canal, entre ES-405 y CAC-3, presenta un ancho de aproximadamente 4 Km.

4.2.4. Arena S1

La Arena S1 se ubica en la parte superior de la unidad S, que suprayace a la unidad T. Los mayores espesores de AN se ubican en el centro en SOC-4 (22') y en el sur CAC-9 (20'), representados por el color amarillo. Los espesores intermedios están en un rango entre 19'-8', en SOC-1 y ES-401 respectivamente, distribuidos en todo el mapa, representados por los

colores verdes claros, y los menores espesores se ubican al este en ES-406 (5') y ES-402 (3'), representados por los colores verdes oscuros (Fig. 4.5a).

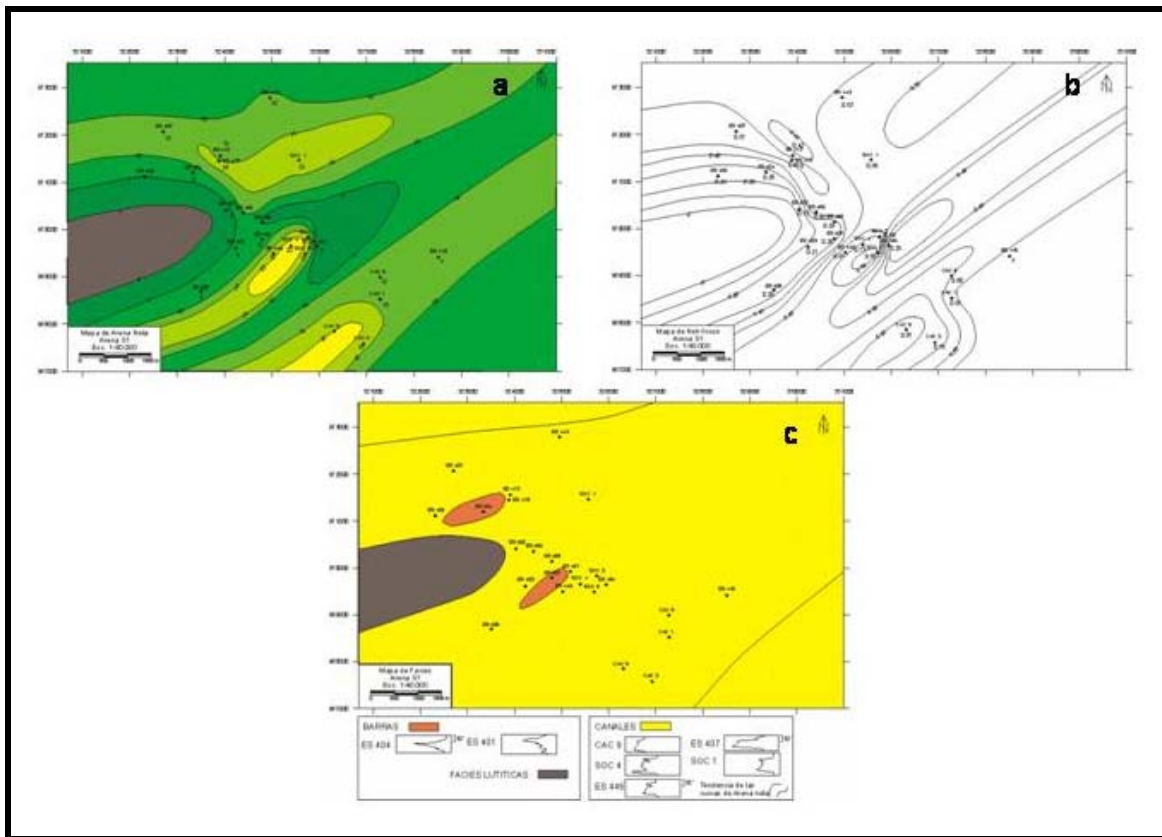


Figura 4.5 Mapas Estratigráficos de la Arena S1. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 4).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.5b presenta los mayores valores de NG en el centro en SOC-5 (0,85) y en el sur en CAC-9 (0,87); diferentes valores intermedios de NG que están entre 0,76 y 0,26 en CAC-3 y ES-401 respectivamente. Lo menores valores se ubican hacia el oeste en ES-402 (0,12) y en ES-403 (0,21).

La figura 4.5c que corresponde al mapa de distribución de electrofacies, presenta una facies muy representativa de canal (color amarillo) que ocupa aproximadamente el 80% del mapa, con electrofacies características en CAC-9, SOC-4, ES-446, ES-407 y SOC-1. Se observan unas facies de barras que ocupan menos del 10%, representada por ES-404 y ES-401; y finalmente una facies lutítica interpretada por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG.

El análisis integrado de los tres mapas (Fig.4.5) permite determinar dos tendencias de canales: uno que viene del oeste y otros dos del sur-oeste, separados por una facies lutítica,

para luego unirse en dirección nor-este. La parte central de estos presenta los mayores espesores de AN y valores de NG. Las barras presentes en esta facies se ubican longitudinalmente a la dirección del canal (Ver anexo 4).

4.2.5. Arena R4L

La Arena R4L se ubica en la parte inferior de la unidad R, y suprayace a la arena S1 anteriormente descrita. Los mayores espesores de AN se observan hacia el centro en SOC-3 (33') y en el sur en CAC-5 (35'), representados por el color amarillo. Los espesores intermedios están en un rango entre 29'-12', en ES-403 y ES-443 respectivamente, representados por los colores verdes claros; y el menor espesor de AN se ubica en el centro ES-456 (8'), representado por los verdes oscuros (Fig.4.6a).

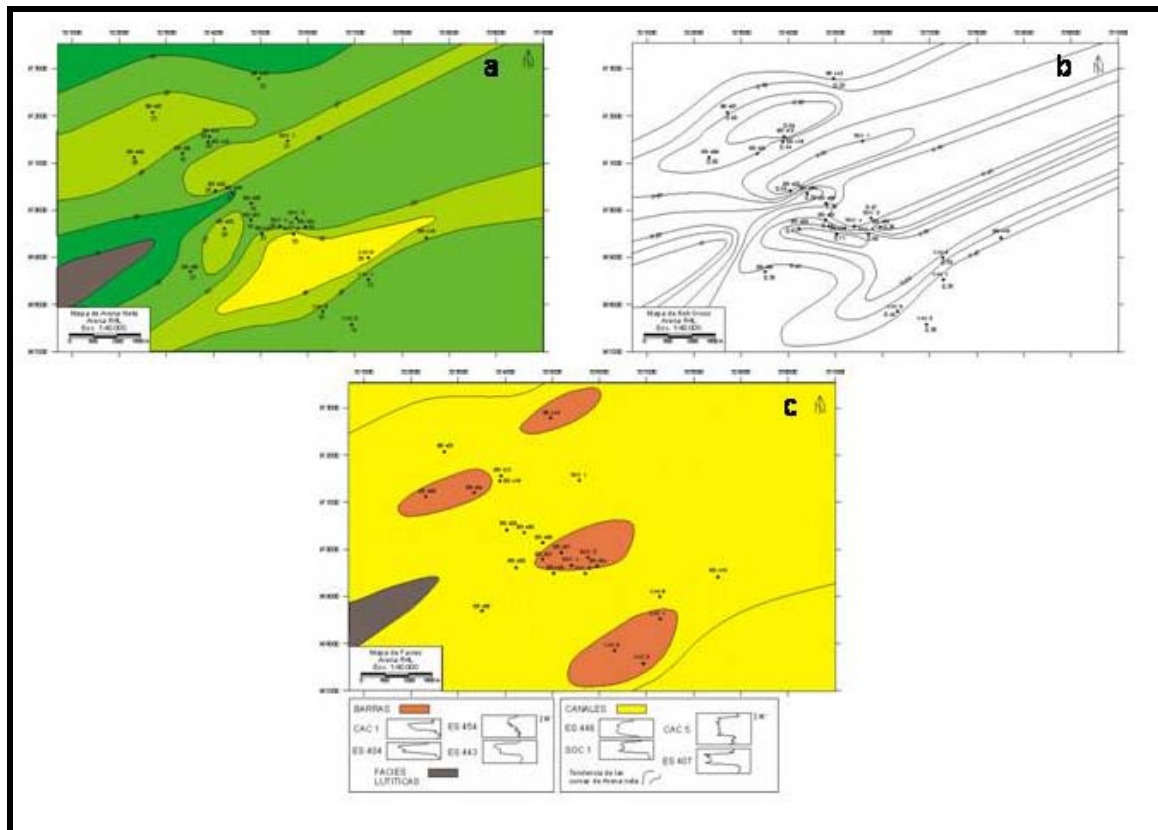


Figura 4.6 Mapas Estratigráficos de la Arena R4L. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 5).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.6b presenta los mayores valores de NG en el centro en ES-446 (0,71) y en SOC-5 (0,66), y al norte en ES-413 (0,64). Los valores

intermedios se ubican entre 0,60 y 0,35, en SOC-1 y CAC-1 respectivamente. Los menores valores de NG se ubican en el centro ES-456 (0,29) y al norte ES-443 (0,29).

La figura 4.6c que corresponde al mapa de distribución de electrofacies, presenta una facies de canal (color amarillo) que ocupa aproximadamente el 75% del mapa, con electrofacies representativas en ES-446, SOC-1, CAC-5 y ES-407. Se observa una facies de barras elongadas en la dirección del canal (color naranja) con electrofacies representativas en CAC-1, ES-454, ES-404 y ES-443; y una facies lutítica interpretada por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG (Ver anexo 5).

El análisis integrado de los mapas (Fig. 4.6) permite identificar dos canales: uno proveniente del oeste y otro del sur-oeste, separados por una facies lutítica, para luego unirse en dirección nor-este. La parte central de estos presenta los mayores espesores de AN y valores de NG, y la forma longitudinal de la barras se da con respecto a las tendencias de las curvas de AN y NG que le dan la dirección al canal.

4.2.6. Arena ROM

La Arena ROM se encuentra en la parte superior de la unidad R. Los espesores de AN no presentan gran variabilidad, ubicándose el mayor en el centro en ES-455 (12'), representado por el verde claro; y los menores en SOC-1, CAC-3, ES-406 y ES-407 que llegan a 0', representados por el marrón (Fig.4.7a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.7b presenta los mayores valores de NG en el centro en SOC-4 (0.67) y en el sur en CAC-9 (0.58). Los valores intermedios se ubican entre 0.5 en ES-446 y 0.10 en ES-416. Los menores valores de NG corresponden a 0, en los mismos pozos que tienen 0' de espesor de AN.

La figura 4.7c que representa el mapa de distribución de electrofacies, muestra unas facies de canal poco características (color amarillo), que representa aproximadamente el 40% del mapa, y con electrofacies tipo en ES-455 y ES-413. Se encuentra presente unas facies lutítica (color marrón), que representa aproximadamente el 35% del mapa, y con electrofacies características en ES-406, CAC-3 y SOC-1. La facies que ocupa menos proporción (10%) es la de barras (color naranja), con electrofacies representativas en CAC-9, SOC-5 y CAC-5 (Ver anexo 6).

El análisis integrado de estos tres mapas (Fig. 4.7) permite identificar una facies de canal poco característico, donde los espesores de AN no superan los 12'; y donde los mayores valores de NG corresponden a las facies de barras, la cual se ubica de manera irregular dentro

del los canales. Estos canales pasan a facies lutíticas al noreste, y hacia al noroeste mantienen sus espesores. Las facies lutítica son muy representativas en esta arena, ubicándose en diferentes zonas tanto norte, oeste y este; con electrofacies características, espesores de AN de 0' y valores de NG que llegan a 0.

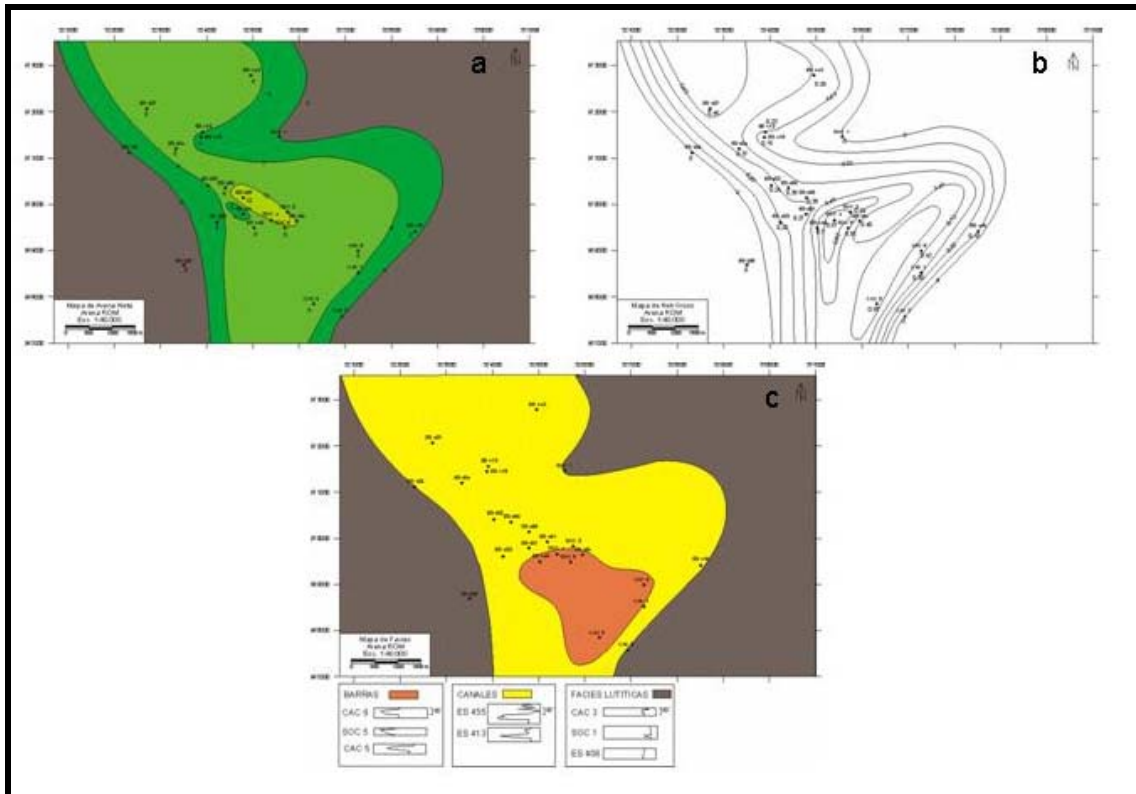


Figura 4.7 Mapas Estratigráficas de la Arena ROM. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 6).

4.2.7. Arena P2

La Arena P2 se encuentra en la parte intermedia de la unidad P, que suprayace a la unidad R. Los espesores de AN no presentan gran variabilidad, ubicándose el mayor en el centro en ES-456 (15'), representado por el color amarillo. Hay gran cantidad de pozos donde esta arena presenta espesores entre 10' y 12', representados por los colores verdes claros. Los menores espesores de AN, se ubican al norte en ES-443 (7'), al nor-oeste en ES-406 (9') y al sur en CAC-3 (9') (Fig. 4.8a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.8b, muestra poca variación en los valores de NG, estando el mayor en el centro en SOC-4 (0,60), y el menor al norte en ES-443 (0,33). En el mapa se encuentran gran cantidad de valores entre 0,55 y 0,45.

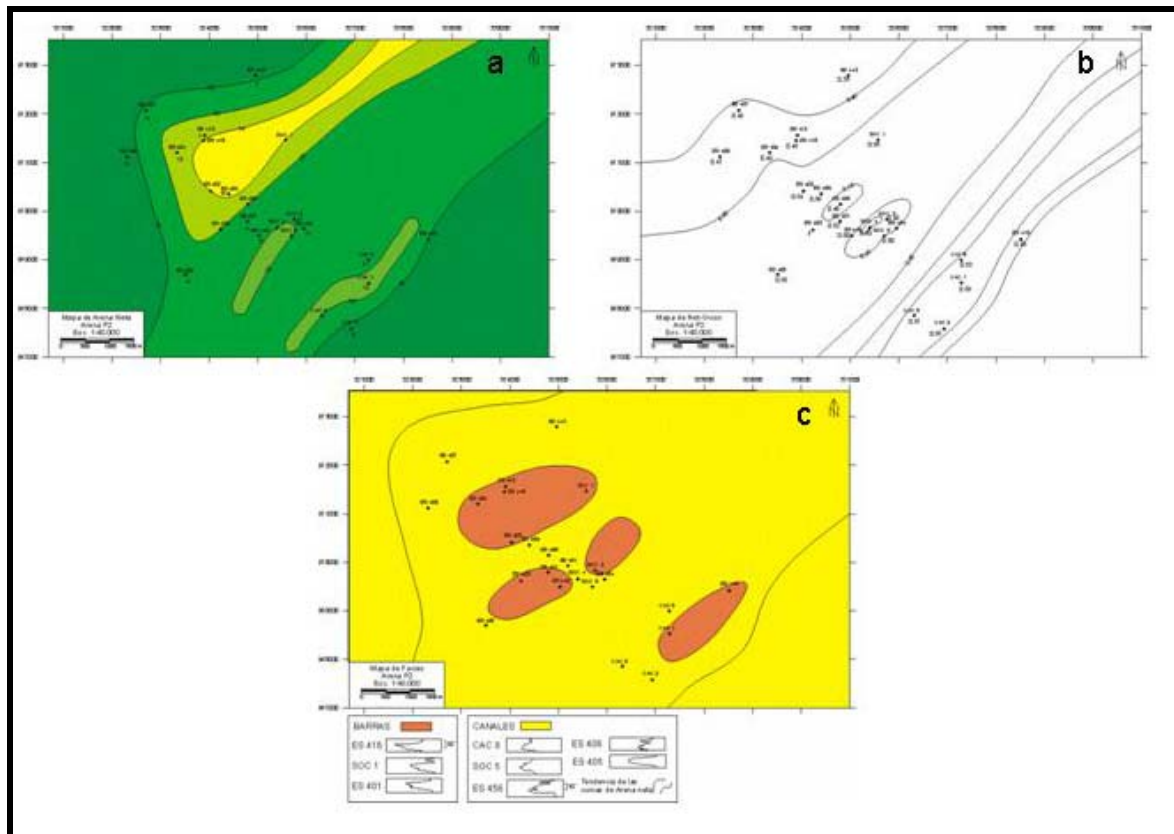


Figura 4.8 Mapas Estratigráficos de la Arena P2. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 7).

La figura 4.8c que representa el mapa de distribución de electrofacies, muestra unas facies de canal (color amarillo), que ocupa aproximadamente el 70% del mapa, con electrofacies tipo en CAC-9, SOC-4, ES-456, ES-406 y ES-405. Dentro de esta, se encuentra una facies de barras (colores naranjas), elongadas en la dirección del canal, con electrofacies tipo en ES-416, SOC-1 y ES-401 (Ver anexo 7).

El análisis integrado de estos tres mapas (Fig. 4.8) presenta unas facies de canales y barras, con espesores de AN y valores de NG muy homogéneos, donde los mayores valores de AN corresponden a una barra. Estos canales están orientados en dirección nor-este, con las barras longitudinales en esa dirección, de acuerdo a la tendencia de las curvas de AN y NG.

4.2.8. Arena O1

La arena O1 se encuentra en el tope de la unidad O, que suprayace a la unidad P. Los mayores espesores de AN se ubican al centro en ES-456 (60') y al este en ES-416 (44'), representados por los colores amarillo y verde claro. Los espesores intermedios tienen un rango entre 35'-20' en ES-403 al centro y ES-407 al nor-oeste respectivamente, representados

por el verde. Los menores espesores se encuentran al centro en ES-454 (12´) y al oeste en ES-406 (12´), representado por los verdes oscuros (Fig. 4.9a).

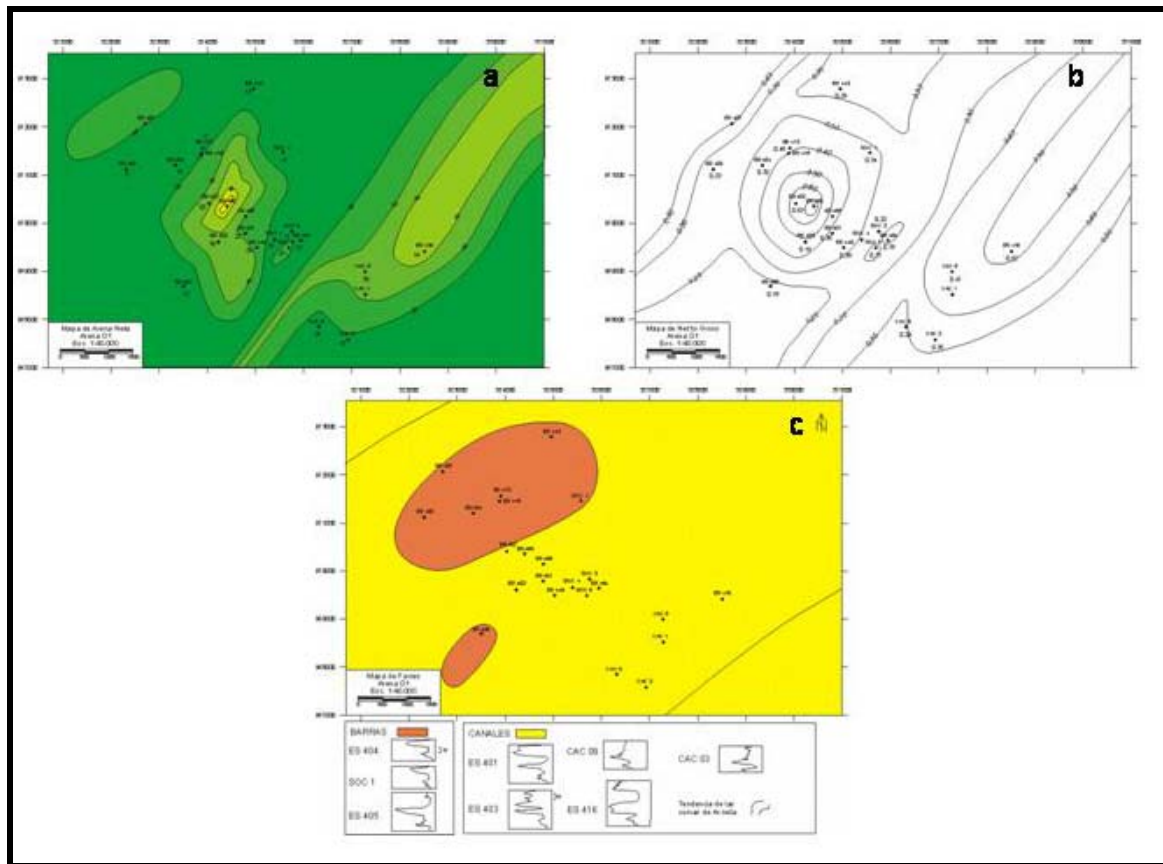


Figura 4.9 Mapas Estratigráficos de la Arena O1. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 8).

La figura 4.9b correspondiente al mapa de *net to gross* presenta sus mayores valores hacia el centro en ES-456 (0,71) y en ES-402 (0,63). Los valores intermedios tienen un rango entre 0,31 y 0,39 hacia el centro en SOC-5 (0,31) y ES-446 respectivamente. Mientras que el menor valor se ubica al sur-oeste en ES-405 (0,18).

El mapa de distribución de electrofacies representado en la figura 4.9c presenta dos facies, la primera representada por el color amarillo corresponde a una facies de canal, la cual abarca el 90% del mapa; sus electrofacies tipo se ubican en ES-401, ES-403, CAC-9, CAC-3 y en ES-416. La segunda muestra una facies de barra longitudinal al canal, representada por el color naranja y sus electrofacies tipo son ES-404, SOC-1 y ES-405 (Ver anexo 8).

El análisis integrado de estos tres mapas permite inferir que se trata de un conjunto de canales cuya es aproximadamente nor-este, y que las barras se encuentran longitudinales a

éstos. Los mayores espesores de AN y mayores valores de NG corresponden con el centro de los mismos.

4.2.9. Arena N2

La Arena N2 se encuentra dentro la unidad N, y suprayace a la arena descrita anteriormente (O1). Sus mayores espesores de AN se encuentran ubicados hacia el centro del mapa en ES-402 (61`), ES-403 (60`) y en ES-456 (58`), los cuales están representados por el color amarillo y verde claro. Hacia el sur y centro-oeste del mapa se tienen los menores espesores representados en CAC-9 (5`) y CAC-3 (4`) para el primero y en ES 407 (0`) para el segundo, coloreados con los verdes oscuros. Los espesores intermedios se encuentran distribuidos aleatoriamente en el mapa de la siguiente forma: en ES-404 (30`) hacia el oeste, en ES-416 (38`) hacia el este, y en el centro en ES-401 (30`), ES-455 (46`) y en ES-446 (23`), todos representados por el color verde (Fig. 4.10a).

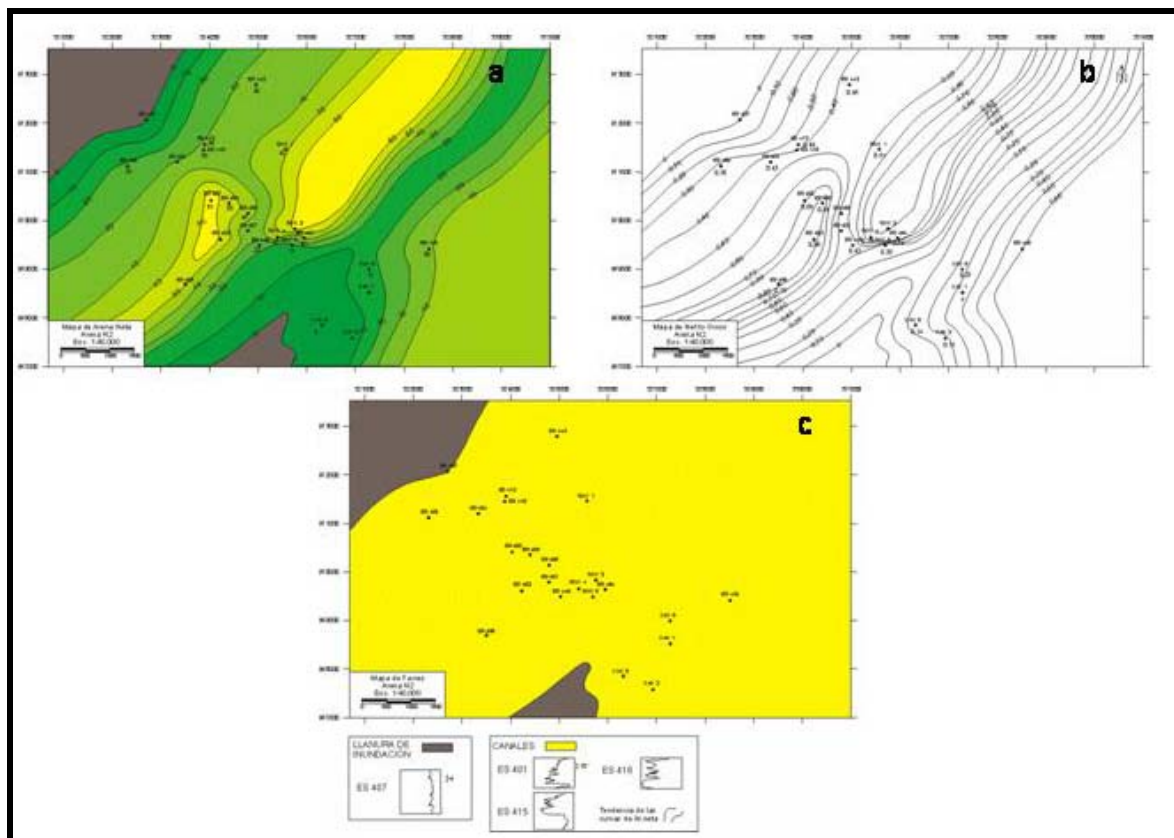


Figura 4.10 Mapas Estratigráficos de la Arena N2. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 9).

La figura 4.10b corresponde al mapa de *net to gross* de la Arena N2 donde se observa que los valores de NG se encuentran distribuidos forma similar que los espesores de AN. Los mayores valores se encuentran en ES-402 (0,69), ES-403 (0,86) y ES-456 (0,84) hacia el centro. Los menores valores en CAC-9 (0,14), CAC-3 (0,11) y ES-407 (0) hacia el sur-este y nor-oeste del mapa. Y por último los valores intermedios se encuentran, de igual manera, distribuidos aleatoriamente hacia el centro en ES-401 (0,48), ES-455 (0,42) y ES-446 (0,43); hacia el oeste en ES-404 (0,43) y hacia el este en CAC-5 (0,27).

El mapa de distribución de electrofacies, representado en la figura 4.10c, muestra dos facies para esta arena. La primera corresponde a la facies de canal la cual se encuentra representada por el color amarillo y ocupa la mayor superficie del mapa; sus electrofacies más características corresponden a las de los pozos ES-401, ES-415 y ES-416. La segunda facies corresponde a una facies lutítica, representado por el color marrón. Se encuentra ubicada en el centro-sur, interpretada por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG; y nor-oeste del mapa cuyo registro característico corresponde al de ES-407 (Ver anexo 9).

Al integrar el análisis de estos 3 mapas permite determinar la posible orientación NE del canal donde los mayores espesores de AN y mayores valores de NG corresponden con el centro del mismo, el cual esta limita al oeste por la facies lutítica.

4.2.10. Arena M1

La Arena M1 pertenece a la unidad M y se encuentra cuatro arenas por encima de la arena anterior (N2). Sus mayores espesores de AN se ubican al norte en ES-443 (47´) y SOC-1 (50´) y al sur del mapa en CAC-9 (51´) y CAC-3 (46´), representados por los colores amarillo y verde claro. Mientras que los espesores menores se encuentran distribuidos hacia el oeste, centro y este del mapa; hacia el oeste en ES-415 (2´) y ES-413 (0´), hacia el este en ES-416 (4´), y hacia el centro en ES-446 (5´), SOC-4 (5´) y SOC-3 (4´), representados por los colores verde y verdes más oscuros (ver Fig. 4.11a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.11b presenta los mayores valores en ES-443 (0,80) y SOC-1 (0,71) al norte y en CAC-9 (0,79) y CAC-5 (0,89) hacia el sur. Mientras que los menores espesores se encuentran distribuidos de la siguiente forma: hacia el oeste en ES-415 (0,04) y ES-413 (0), hacia el este en ES-416 (0,09), y en el centro en ES-446 (0,11), SOC-4 (0,13) y en SOC-3 (0,08).

La figura 4.11c correspondiente al mapa de distribución de electrofacies muestra, en color amarillo, una facies de canal en el centro del mapa limitada hacia el este, oeste y sur por una

facies lutítica de color marrón. La facies lutítica del este y sur son interpretadas por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG, mientras que la del oeste está representada por las electrofacies de los pozos ES-406 y ES-404. Las electrofacies características de la facies de canal corresponden a ES-403, ES-454 y CAC-1 (Ver anexo 10).

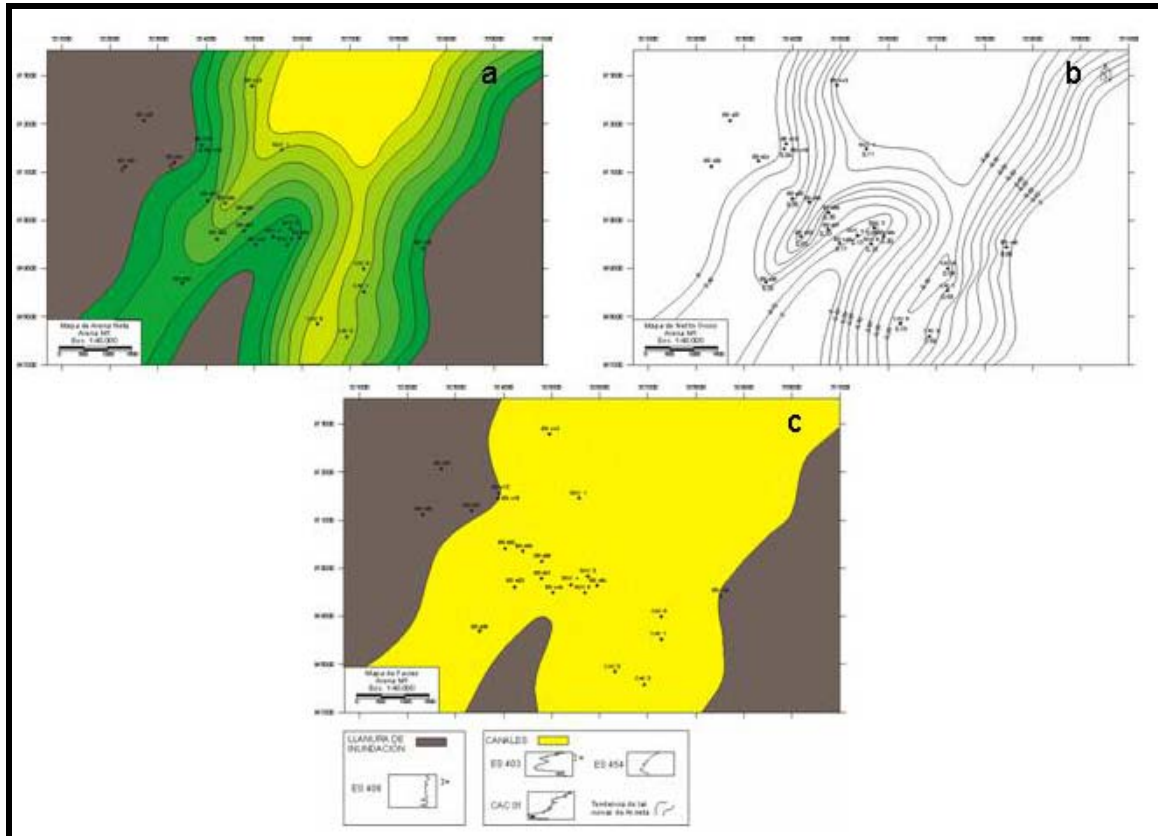


Figura 4.11 Mapas Estratigráficos de la Arena M1. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 10).

El análisis integrado de estos tres mapas muestra dos canales provenientes uno de sur-oeste y otro del centro-sur en dirección NE, los cuales se unen en el norte del mapa correspondiendo con los mayores espesores de AN y mayores valores de NG. La conectividad lateral de los canales pueden alcanzar desde 2 Km para el primero y de 8 Km para el segundo.

4.2.11. Arena L1U

La Arena L1U pertenece a la unidad L1, y se encuentra seis arenas por encima de la descrita anteriormente (M1). Su mayor espesor de AN se ubica al nor-oeste en ES-407 (19`), representados por el color amarillo. Los espesores intermedios están en ES-405 (14`) al sur,

en ES-402 (10`) al centro y en ES-443 (10`) al norte, todos representados por el color verde (Fig. 4.12a).

La figura 4.12b muestra el mapa de *net to gross* donde se observa que los mayores valores de NG se encuentran distribuidos aleatoriamente de la siguiente forma: hacia el norte en ES-407 (0,45) y ES-413 (0,42); hacia el centro en ES-456 (0,41), ES-401 (0,44) y en SOC-5 (0,43); y hacia el sur en ES-405 (0,47).

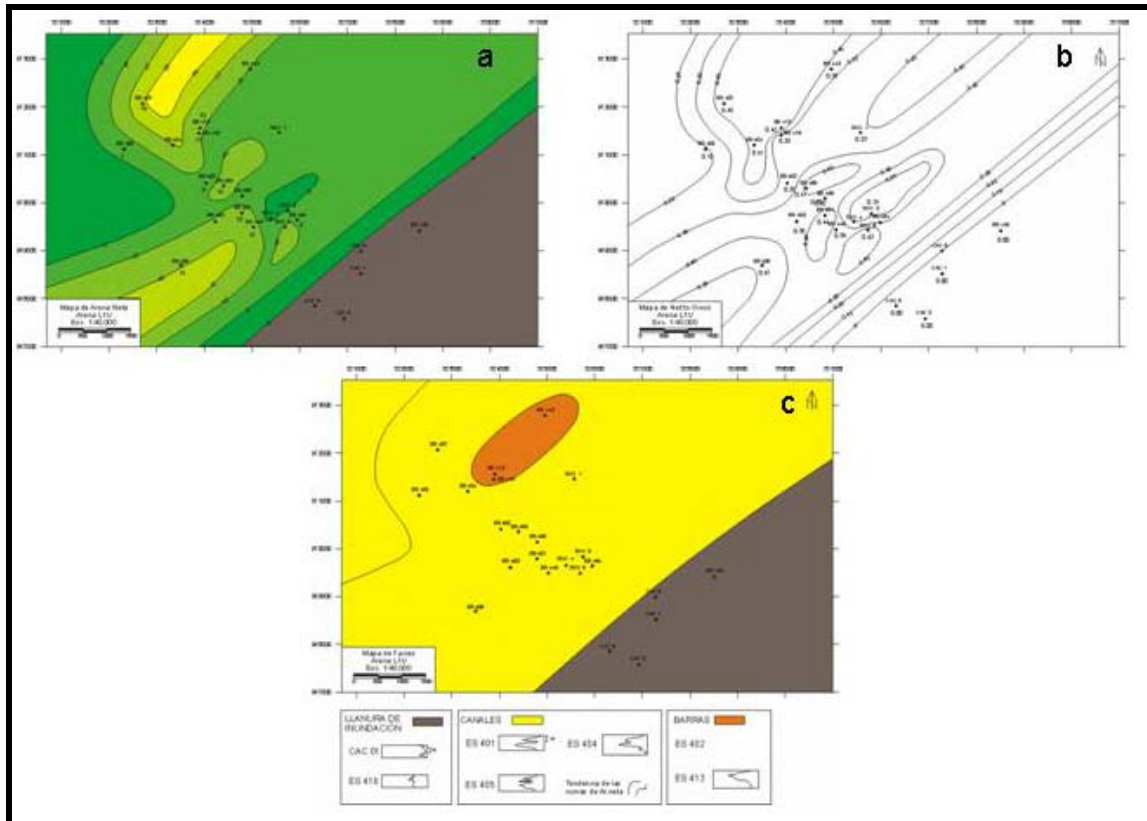


Figura 4.12 Mapas Estratigráficos de la Arena L1U. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 11).

El mapa de distribución de electrofacies representado en la figura 4.12c muestra tres facies. La primera y la de mayor área en el mapa es la facies de canal, representada por el color amarillo; abarca el 75% del mapa aproximadamente y sus electrofacies características son las de ES-401, ES-405 y ES-404. La segunda abarca el 15% del mapa aproximadamente, esta representada por el color marrón y corresponde a una facies lutítica; sus electrofacies características son las de CAC-1 y ES-416. Y por último la tercera abarca un 5% del mapa; corresponde a una facies de barra, representada por el color naranja, son longitudinales y cuyas electrofacies características son las de ES-402 y ES-413 (Ver anexo 11).

El análisis integrado de estos tres mapas permite determinar que la facies de canal corresponde a un canal proveniente del sur-oeste el cual se ramifica en dos en el centro del mapa separados por las dos barras longitudinales, la orientación inicial del canal es NE. Se encuentra limitada al este por una facies de lutítica y los mayores espesores de AN y mayores valores de NG se encuentran ubicados en los centros de los canales ramificados y del canal inicial.

4.2.12. Arena J3U

La Arena J3U pertenece a la unidad J3 y se encuentra cuatro arenas por encima de la descrita anteriormente (L1U). Sus mayores espesores de AN se encuentran en el centro den ES-456 (12`), ES-403 (12`), ES-446 (11`) y en ES-454 (11`); representados por los colores amarillo y verde más claro. Sus menores espesores se encuentran distribuidos aleatoriamente hacia el este en ES416 (2`), hacia el oeste en ES-406 (4`), hacia el nor-oeste en ES-413 (5`) y ES-407 (6`) y hacia el sur-oeste en ES-405 (6`); representados por el color verde y los verdes más oscuros (Fig. 4.13a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.13b presenta los mayores valores hacia el centro en ES-456 (0,59), ES-446 (0,55), ES-454 (0,55), SOC-5 (0,69) y en SOC-4 (0,59). Los valores intermedios de NG se ubican en ES-455 (0,36) hacia el centro, en ES-405 (0,38) hacia el sur-oeste, y en SOC-1 (0,37) hacia el norte. Mientras que los menores valores se encuentran en CAC-1 (0,10) hacia el este y en ES-406 (0,14) hacia el oeste.

En el mapa de distribución de electrofacies representado en la figura 4.13c se distinguen tres facies. La primera ubicada en el centro del mapa, ocupa casi el 85% y corresponde a una facies de canal representada por el color amarillo; sus electrofacies características se encuentran en ES-446, ES-455 y en ES-404. La segunda se ubica al este y oeste del mapa y ocupa el 17% del mismo, corresponde a una facies lutítica interpretada por disminución de espesores de AN y bajos valores de NG, representada por el color marrón. Y por último, la tercera ubicada en el sur-oeste del mapa, ocupa el 2% del mismo y esta representada por el color naranja; su electrofacies característica corresponde al de ES-405 (Ver anexo 12).

El análisis integrado de estos tres mapas nos permite determinar que la facies de canal corresponde posiblemente a un conjunto de canales de orientación NE, donde los mayores espesores de AN y mayores valores de NG corresponden con el centro de los mismos, los cuales están limitados al este y oeste por una facies lutítica.

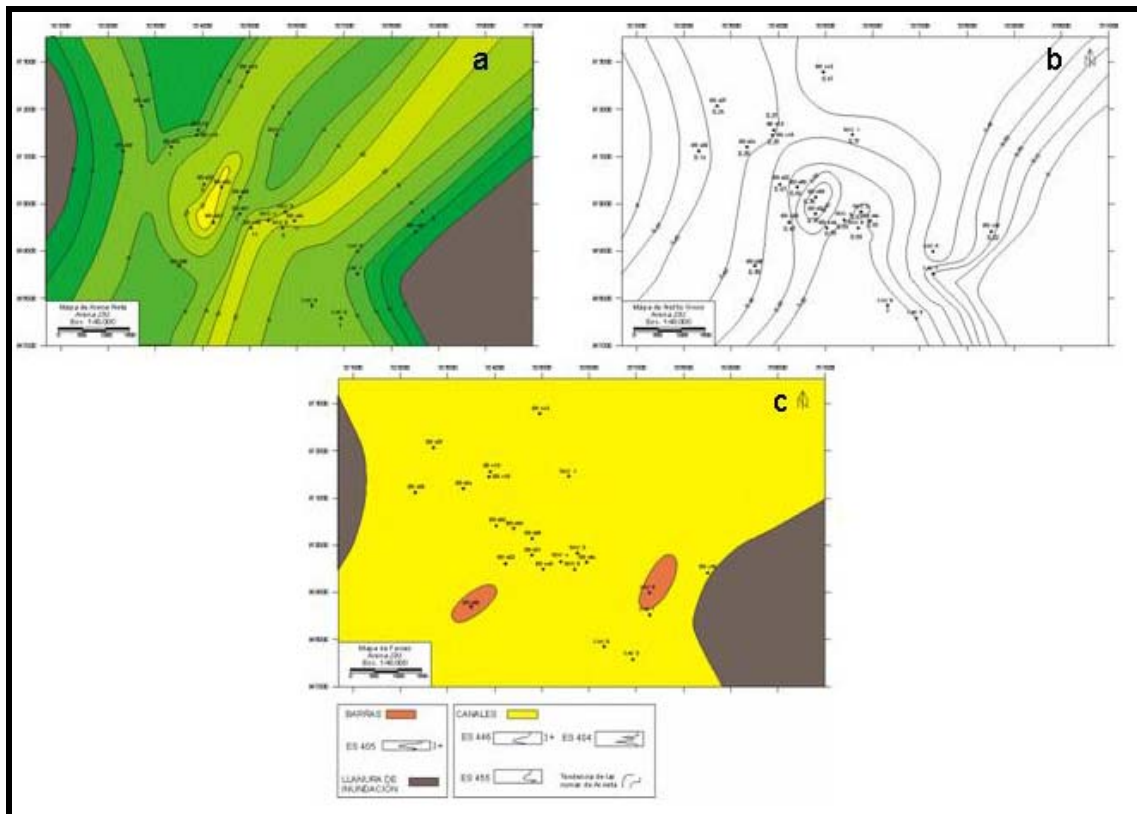


Figura 4.13 Mapas Estratigráficos de la Arena J3U. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 12).

4.2.13. Arena I4

La Arena I4 pertenece a la unidad I y se encuentra cuatro arenas por encima de la descrita anteriormente (J3U). Posee poco espesor de arena siendo sus mayores valores entre 8` y 12`, hacia el centro del mapa en ES-402,456,455 (8`), ES-401 (10`) y en ES-446 (9`), hacia el norte en ES413 (9`), hacia el sur en CAC-9 (12`) y CAC-3 (9`), y hacia el centro-este en CAC-5 (10`); representados por el color amarillo y verdes más claros. Los menores espesores se ubican en ES-405 (2`) al sur-oeste, en ES-443 (0`) al norte y en ES-407 (0`) al nor-oeste; representados por el color verde y verdes más oscuros (Fig. 4.14a).

La figura 4.14b muestra el mapa de *net to gross* donde se observa que los mayores valores se encuentran al sur en CAC-9 (0,48) y CAC-1 (0,49) y en el centro en ES-401 (0,40) y SOC-3 (0,38). Los menores valores de NG se ubican al sur-oeste en ES-405 (0,09) y al oeste en ES-406 (0,14).

La figura 4.14c correspondiente al mapa de distribución de electrofacies muestra, en color naranja, una facies de barra cuyas electrofacies más características se encuentran en ES-404, CAC-5 y SOC-4; ocupa el 80% del mapa y se ubica en el centro del mismo. Se encuentra rodeada por una facies lutítica cuyas electrofacies características son las de ES-405 y ES-443,

representada por el color marrón y ocupan el 20% aproximadamente del mapa (Ver anexo 13).

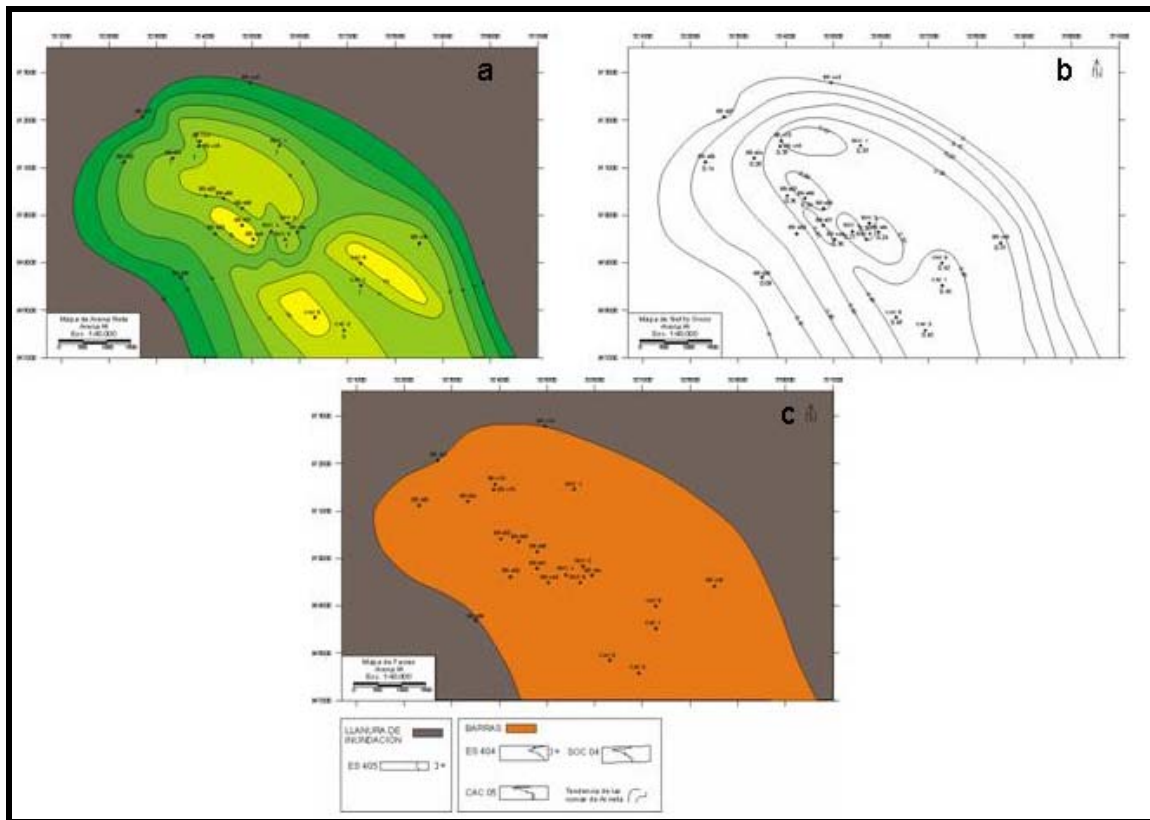


Figura 4.14 Mapas Estratigráficos de la Arena I4. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 13).

El análisis integrado de estos tres mapas permite determinar la orientación SO de la barra, donde los mayores espesores de AN y mayores valores de NG se ubican en el centro de la misma.

4.2.14. Arena H4,5,6

La Arena H4,5,6 pertenece a la unidad H, y se encuentra tres arena por encima de la arena anteriormente descrita (I4). Los mayores espesores de AN se ubican al sur del mapa en CAC-9 (96'), CAC-5 (71') y CAC-1 (70'), donde llega a estar coalescente con las arenas suprayacentes; representados por los colores amarillo y verdes claros. Los menores espesores se encuentran al este en ES-416 (2'), al norte en SOC-1 (3') y ES-415 (0'), y al sur en ES-405 (0'); representados por el color verde oscuro. Mientras que los espesores intermedios están al oeste en ES-407 (41') y ES-406 (33'), y hacia el centro en SOC-4 (45') y SOC-5 (40'); representados por el color verde (Fig. 4.15a).

El mapa de *net to gross* representado en la figura 4.15b presenta los mayores valores hacia el oeste, sur-este y centro en ES-407 (0,72), CAC-9 (0,86) y SOC-5 (0,80) respectivamente. Los menores valores se encuentran al este y norte en ES-416 (0,04) y SOC-1 (0,06) respectivamente. Y por último los valores intermedios están en ES-404 (0,42) al oeste y en ES-454 (0,38) hacia el centro.

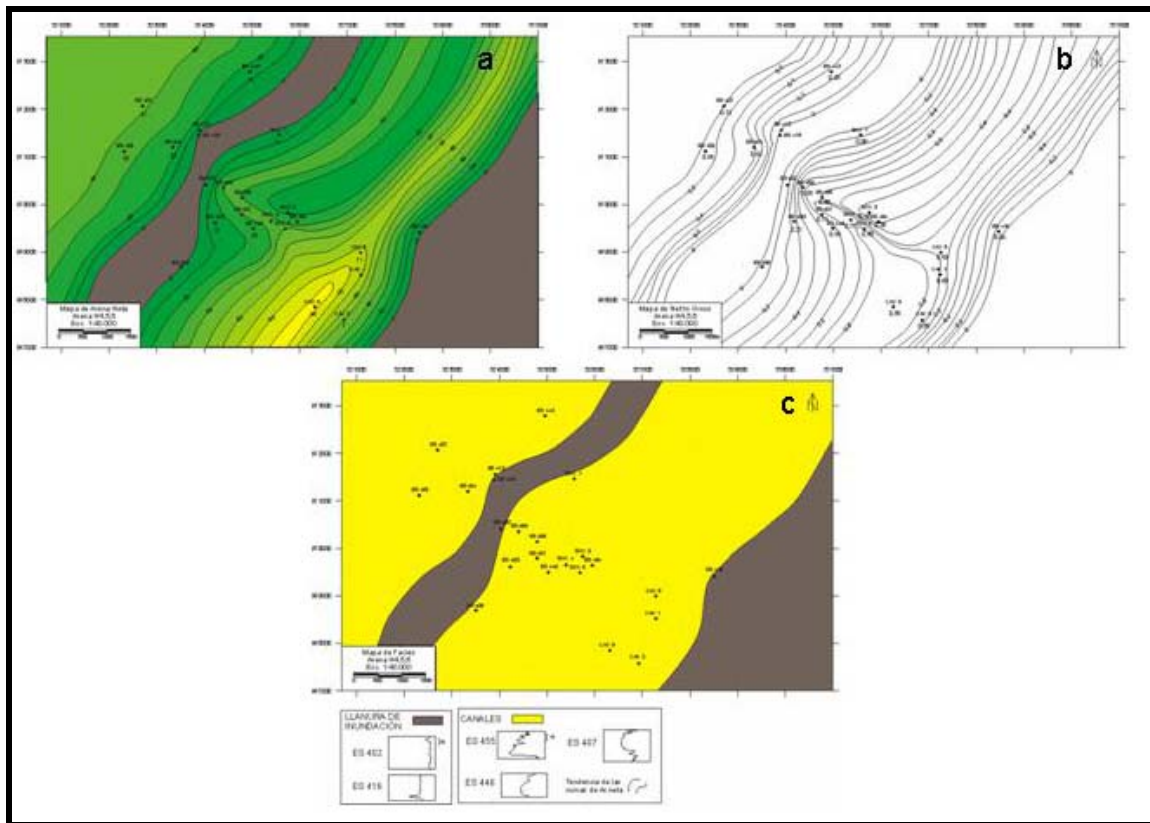


Figura 4.15 Mapas Estratigráficos de la Arena H4,5,6. a) Mapa de Arena Neta. b) Mapa de Net to Gross. c) Mapa de Distribución de Electrofacies (Ver anexo 14).

En el mapa de distribución de electrofacies representado en la figura 4.15c se distinguen dos facies dispuestas en bandas de orientación NE. La primera de color amarillo corresponde a una facies de canal que ocupa el 75% del área del mapa, interrumpida por una facies lutítica, y cuyas electrofacies características se encuentran en ES-455, ES-446 y ES-407. La segunda corresponde a una facies lutítica de color marrón y ocupa el 25% del área del mapa distribuida en dos partes una al centro-oeste y otra al este (Ver anexo 14).

El análisis integrado de estos tres mapas permite determinar que la facies de canal corresponde a dos canales los cuales están separados por una facies lutítica, los mayores e intermedios espesores de AN y mayores e intermedios valores de NG corresponden con los

centros de los mismos y tiene orientación NE. El canal ubicado al centro-este del mapa alcanza una conectividad lateral de 4 Km de ancho.

4.3. EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA

4.3.1. Generalidades

El análisis estratigráfico de la sección en estudio comienza en la parte basal de la Formación Oficina, que corresponde a la base de la arena U1L, que regionalmente equivale al límite de secuencia SB 3 (discordancia basal del *foredeep*).

Estudios realizados por la división de Geología de PETRO UCV, mencionan la presencia de una superficie de máxima inundación (MFS) hacia el tope de la arena U1U. A partir de esta superficie se identifican dos eventos depositacionales mayores, desde la base de TL hasta el tope de N2 el primero, y hasta el tope de H4,5,6 el segundo; cuyas tendencias generales son progradacionales. Una secuencia progradacional se define como un *set* de sucesivas parasecuencias más jóvenes depositadas hacia la cuenca. En estos casos la tasa de depositación es mayor que el espacio para acomodar. La respuesta de la curva del potencial espontáneo muestra un aumento en el tamaño de grano hacia el tope.

Cada uno de estos eventos se ha subdividido en dos episodios depositacionales de la siguiente forma:

Evento depositacional 1: un 1^{er} episodio (E1) depositacional desde la base de TL hasta el tope de R4L, con tendencia agradante y hacia el tope se comporta de manera progradante. El 2^{do} episodio (E2) va desde la base de R4U hasta el tope de N2, y cuya tendencia es progradante.

Evento depositacional 2: un 3^{er} episodio (E3) depositacional desde la base de M4 hasta el tope de M1, con tendencia progradante. El 4^{to} episodio (E4) depositacional va desde la base de L4 hasta el tope de H4,5,6, con tendencia agradante y hacia el tope se comporta de manera progradante.

4.3.2. Integración sedimentológica-estratigráfica

Para la realización de esta sección se integró la información suministrada por los mapas estratigráficos anteriormente descritos y las secciones estratigráficas, las cuales son dos (2) en la dirección de la sedimentación y dos (2) perpendiculares a la dirección de la sedimentación. Estas secciones se pueden apreciar en las figuras 4.16 y 4.17 para las primeras y 4.18 y 4.19 para las segundas.

4.3.2.1. Parte basal de Formación Oficina

Ambientalmente la base de la Formación Oficina consta de un ambiente de planicie deltaica representado por los canales distributarios de U1M, y pasa gradualmente a un ambiente de frente deltaico caracterizado por la barra litoral de U1U. Estos canales se asumen como canales mareales por las barras longitudinales que presentan, las cuales se interpretan como barras mareales.

4.3.2.2. Evento Depositacional 1

Una vez depositada esta secuencia se genera una superficie de máxima inundación (MFS) regional; generando espacio en la cuenca para depositar y el retroceso hacia el continente de los ambientes sedimentarios.

Sobre la MFS se deposita el 1^{er} episodio (E1) del evento depositacional 1, el cual corresponde a una secuencia agradante de facies de prodelta hacia la base, desde la base de TL hasta el tope de TM. A medida que prograda el delta hacia el mar se pasa a un ambiente de frente deltaico representado por TU donde se observa una posible barra litoral dispuesta transversalmente, cortada por canales.

Sobre TM se produce una FS y junto a la progradación del delta permiten la depositación de una secuencia agradante de ambiente de prodelta superior, correspondiente a la secuencia que va desde la base de S5 y el tope de S2, evidenciado por el poco espesor de arena y gran espesor de lutita en las electrofacies.

Continúa el aporte de sedimentos y se pasa transicionalmente a ambientes de frente deltaico, representado por las facies de canales mareales de la arena S1 donde la facies lutítica corresponde a bahías interdistributarias. La secuencia presenta una tendencia agradante y se tiene nuevamente un ambiente de frente deltaico representado por la arena R4L, donde la facies de canal corresponde a canales mareales, la facies de barra a barras mareales muy marcadas y la facies lutítica a bahías interdistributarias. Sobre esta secuencia se produce un FS, se deposita una secuencia de ambiente de prodelta, la cual va desde la base de R4U hasta el tope de P3, que corresponde a la base del 2^{do} episodio (E2) del evento depositacional 1, donde el mapa de ROM representa un ambiente de prodelta.

Posteriormente el delta vuelve a progradar depositando arenas de frente deltaico, representadas por la arena P2 donde se infiere una influencia mareal que da lugar a las barras longitudinales presentes. Las facies de canal y barra corresponden a canales mareales y barras mareales respectivamente.

La secuencia suprayacente que va desde la base de P1 hasta el tope de O2 corresponde a ambiente de frente deltaico y prodelta superior, y sobre ella se depositan las arenas O1 y N2. La primera corresponde a un ambiente de frente deltaico, evidenciado por la conectividad de los canales y donde se tiene influencia mareal, dando lugar a las barras longitudinales. La segunda indica un ambiente de planicie deltaica, donde la facies de canal corresponde a canales distributarios y la facies lutítica a la llanura deltaica.

Esta última secuencia depositada (base de P1-tope de N2) finaliza en una superficie de inundación (FS) sobre N2 y que es el límite entre el evento depositacional 1 y el evento depositacional 2.

4.3.2.3. Evento Depositacional 2

Sobre la FS se deposita una secuencia de prodelta superior dando inicio al E3 que va desde la base de N1 hasta el tope de M2, evidenciado por los pequeños pulsos de arena. Por una rápida progradación del delta se pasa abruptamente a una facies de planicie deltaica representado por M1, donde la facies de canal corresponde a canales distributarios y la facies lutítica corresponde a la llanura deltaica.

Una nueva FS se produce sobre M1 depositándose posteriormente la secuencia que va desde la base de L4 hasta el tope de L2U (base del E4) correspondiente a un ambiente de prodelta superior. Continúa la progradación del delta y se deposita la arena L1U que indica ambiente de frente deltaico, donde la facies de canal corresponde a canales mareales con facies lutíticas posiblemente de bahía interdistributaria, y barras mareales (barras longitudinales).

El E4 se mantiene agradante y se deposita la secuencia de prodelta superior y frente deltaico distal que va desde la base de L0 hasta el tope de I5, y cuya arena característica es J3U, con posibles canales mareales y donde la facies lutítica es propia de prodelta. Suprayacente a ésta se deposita la arena I4 de igual ambiente al anterior pero corresponde a una facies de barra litoral debido a su geometría, y la facies lutítica corresponde a facies de prodelta. A medida que prograda el delta se pasa transicionalmente a ambiente de frente deltaico representado por la secuencia que va desde la base de I3 hasta el tope de I2U. Finalmente el E4 del evento depositacional 2 finaliza con una fuerte progradación del delta, con la depositación de una secuencia de planicie deltaica cuya arena característica es H4,5,6 que se encuentra coalescente en algunas zonas, donde la facies de canal corresponde a canales distributarios y la facies lutítica a llanura deltaica. La secuencia H4,5,6 por si misma se

comporta de manera agradante por la coalescencia de los canales distributarios en algunos sitios.

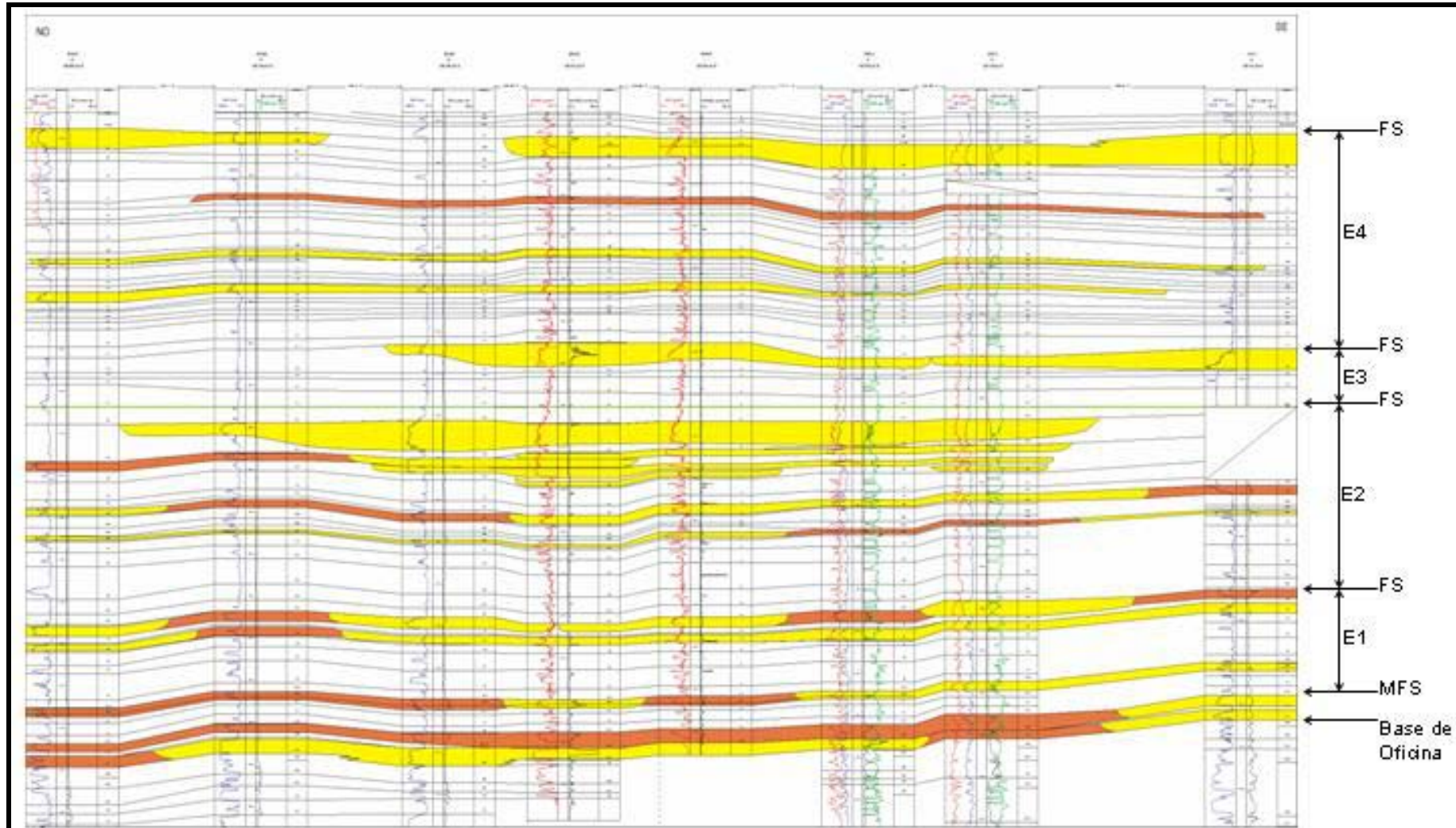


Figura 4.16 Sección estratigráfica 3-3' perpendicular a la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional. Los colores amarillos dentro de la sección representan las facies de canal mientras que los colores naranjas, las facies de barra (Ver anexo 15).

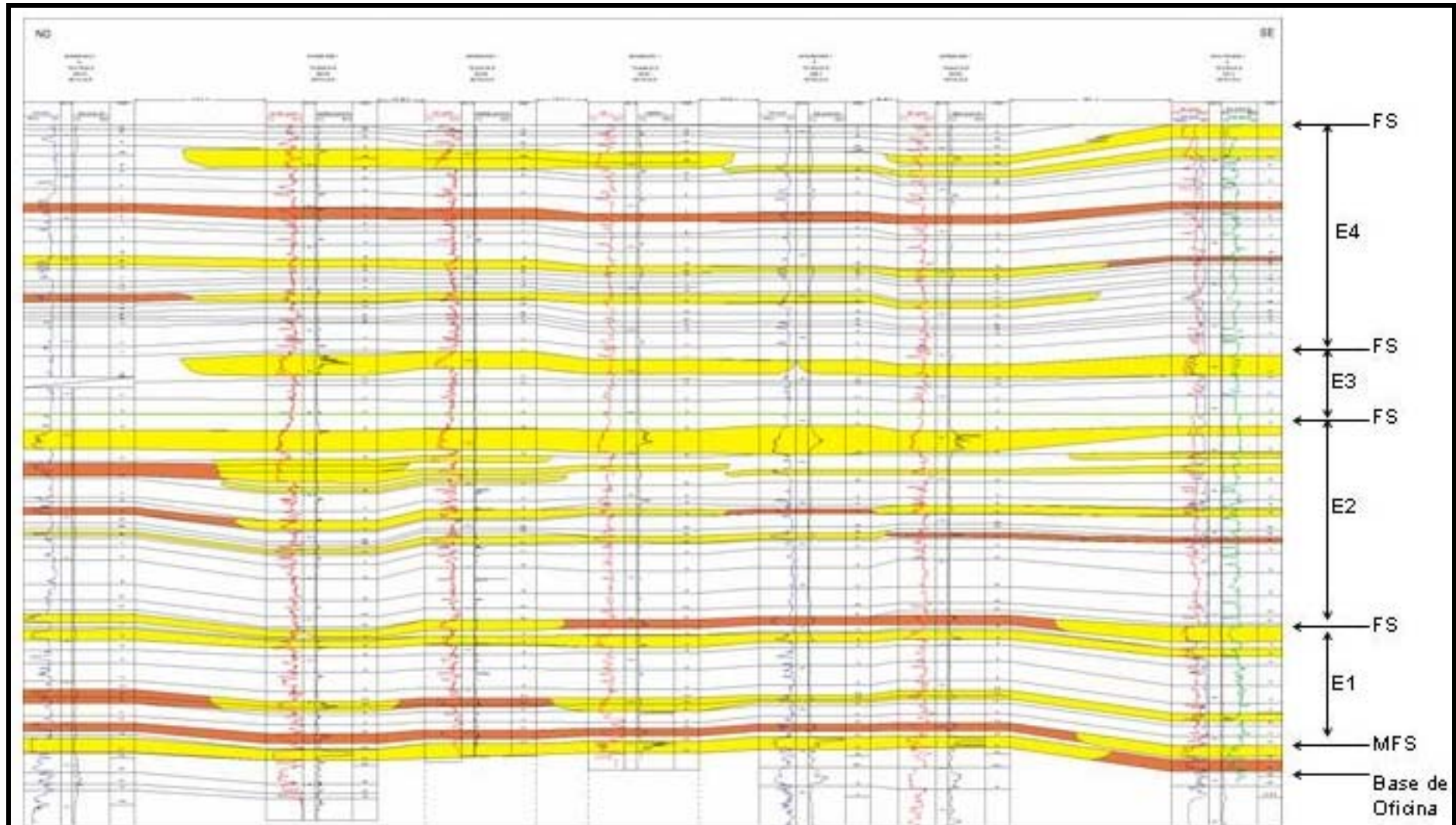


Figura 4.17 Sección estratigráfica 2-2' perpendicular a la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional. Los colores amarillos dentro de la sección representan las facies de canal mientras que los colores naranjas, las facies de barra (Ver anexo 16).

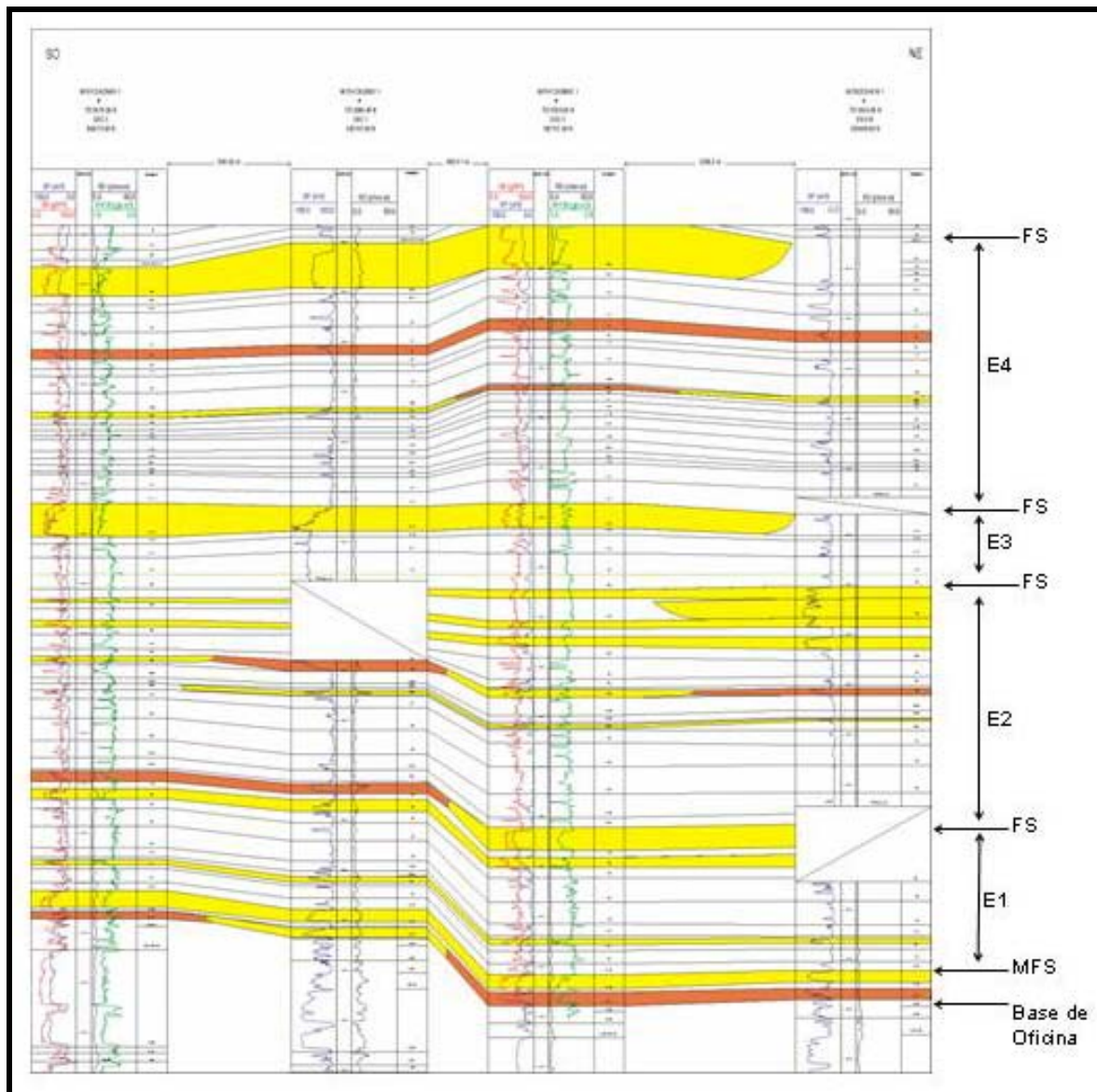


Figura 4.18 Sección estratigráfica G-G' en la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional. Los colores amarillos dentro de la sección representan las facies de canal mientras que los colores naranjas, las facies de barra (Ver anexo 17).

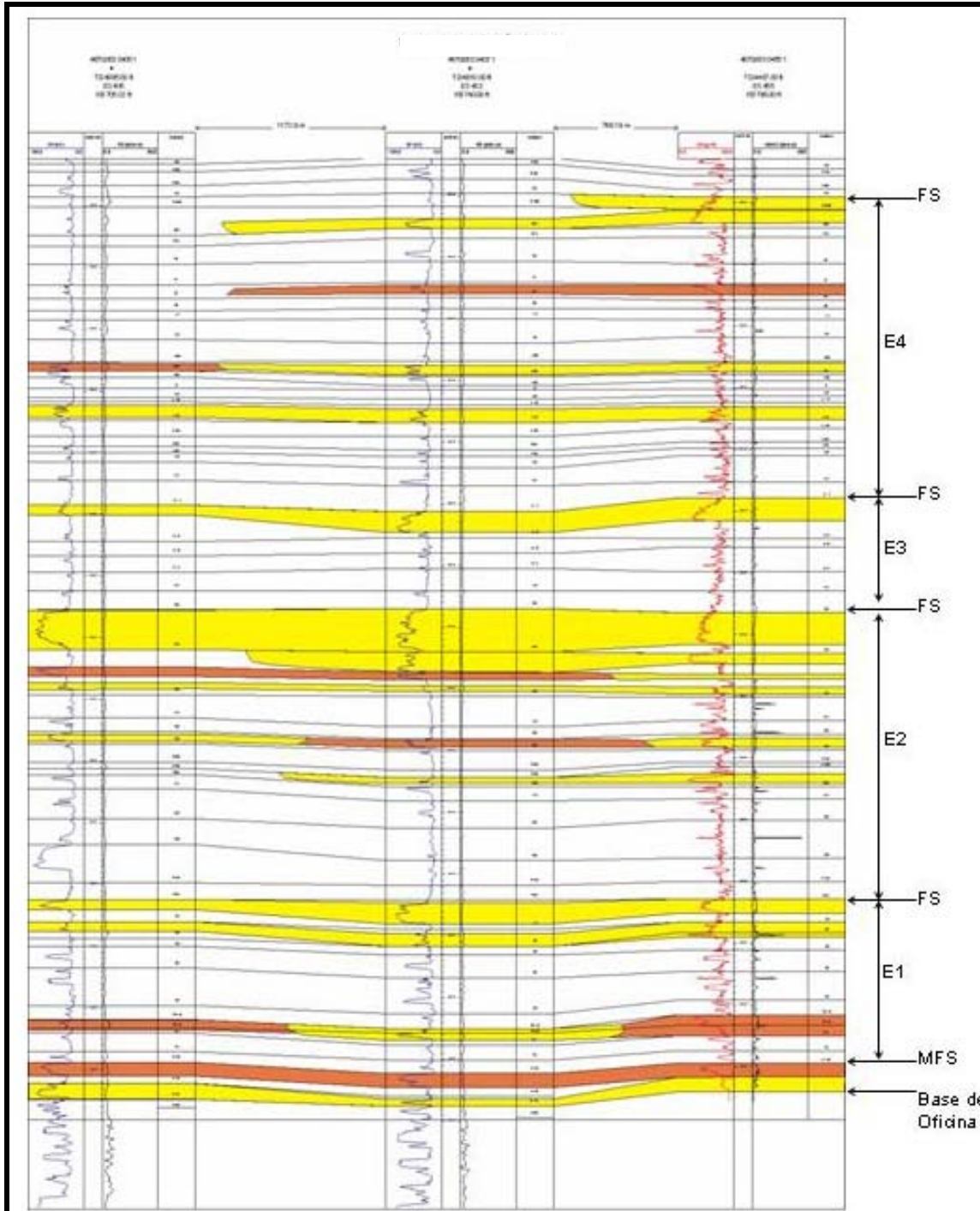


Figura 4.19: Sección estratigráfica C-C' en la dirección de la sedimentación. En ella se aprecian: la base de la Formación Oficina, la superficie de máxima inundación regional (MFS), las superficies de inundación (FS) y los episodios depositacionales que dividen a cada evento depositacional. Los colores amarillos dentro de la sección representan las facies de canal mientras que los colores naranjas, las facies de barra (Ver anexo 18).

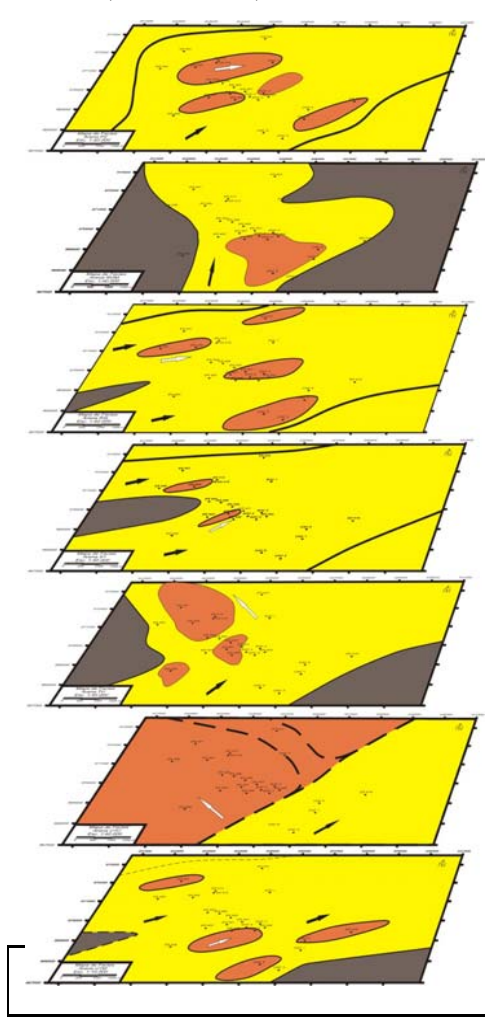
Tabla 4.1 Resumen de las principales arenas descritas de la parte media de la Formación Oficina.

Arena	Espesor Promedio	Valor Promedio	Facies	Orientación	Depósito Sedimentario	Ambiente	
H4,5,6	40'	0.38	Facies de Canal	SW-NE	Canales Distributarios	Planicie Deltaica	
			Facies Lutítica		Llanura Deltaica		
I4	8'	0.38	Facies de Barra	NW-SE	Barra Litoral	Frente Deltaico	
			Facies Lutítica		Prodelta		
J3U	11'	0.38	Facies de Canal	N-S	Canales Mareales	Frente Deltaico Distal	
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales		
			Facies Lutítica		Prodelta		
L1U	14'	0.25	Facies de Canal	SW-NE	Canales Mareales	Frente Deltaico	
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales		
			Facies Lutítica		Bahía Interdistributaria		
M1	27'	0.38	Facies de Canal	SW/S-N	Canales Distributarios	Planicie Deltaica	
			Facies Lutítica		Llanura Deltaica		
N2	35'	0.42	Facies de Canal	SW/S-NE	Canales Distributarios	Planicie Deltaica	
			Facies Lutítica		Llanura Deltaica		
O1	35'-25'	0.31-0.39	Facies de Canal	SW-NE	Canales Mareales	Frente Deltaico	
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales		

Legenda: facies de canal-amarillo, facies de barra-naranja y facies lutiticas-marrón.

Tabla 4.1 Resumen de las principales arenas descritas de la parte media de la Formación Oficina (Continuación).

Arena	Espesor Promedio	Valor Promedio	Facies	Orientación	Depósito Sedimentario	Ambiente
P2	10'	0.50	Facies de Canal	Centro S-NE	Canales Mareales	Frente Deltaico
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales	
ROM	10'	0.30	Facies de Canal	N-S	Canal ?	Prodelta
			Facies de Barra	N/P	Barra ?	
			Facies Lutítica		Prodelta	
R4L	20'	0.40	Facies de Canal	W-NE	Canales Mareales	Frente Deltaico
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales	
			Facies Lutítica		Bahía Interdistridutaria	
S1	15'	0.50	Facies de Canal	W-NE	Canales Mareales	Frente Deltaico
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales	
			Facies Lutítica		Bahía Interdistridutaria	
TU	16'	0.40	Facies de Canal	Centro S-N	Canal	Frente Deltaico
			Facies de Barra	NW-SE/S-N	Barra Litoral	
			Facies Lutítica		Bahía Interdistridutaria	
U1U	23'	0.44	Facies de Barra	NW-SE	Barra Litoral	Frente Deltaico
			Facies de Canal	NE	Canal	
U1M	34'	0.45	Facies de Canal	SW-NE	Canales Mareales	Frente Deltaico
			Facies de Barra	SW-NE	Barras Mareales	
			Facies Lutítica		Bahía Interdistridutaria	



En las secciones estratigráficas (Figs. 4.16, 4.17, 4.18, y 4.19) se han denotado los cuatro (4) episodios depositacionales con tendencias generales progradantes, típica de secuencias deltaicas; así como las principales superficies de inundación (FS), las cuales limitan los episodios y corresponden a eventos de profundización de la cuenca.

Al observar la sección 3-3' (Fig. 4.16) y la sección 2-2' (Fig. 4.17), que van en el rumbo de la sedimentación, se puede apreciar la variabilidad lateral de la facies en una misma arena; para mejor observación visual, las facies lutíticas no fueron coloreadas.

Por el contrario, las secciones G-G' y C-C' (Figs. 4.18 y 4.19 respectivamente), que van en la dirección de la sedimentación, presentan menor variabilidad lateral por la forma en que son orientadas.

Para mantener la relativa horizontalidad de las capas que debe haber en una sección estratigráfica, se hizo una restauración de topes en los pozos que se encontraban fallados. Como se puede apreciar en la figura 4.18, que a pesar de haberse realizado este procedimiento, se observa inclinación considerable de las arenas entre CAC-1 y CAC-5, lo que indica una anomalía, que debe estar relacionada a la falla presente (F6).

Finalmente para concluir con el análisis estratigráfico, se propone el modelo estratigráfico a manera de tabla resumen (tabla 4.1), donde se menciona la arena, su espesor de AN promedio, valor de NG promedio, la facies, orientación, depósito sedimentario y el ambiente, que permite observar la variabilidad vertical de los ciclos deltaicos dentro de la secuencia.

5. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

5.1. GENERALIDADES

Como parte del modelo estratigráfico-estructural de la Formación Oficina en el campo Socororo Este, se realizó el análisis estructural a partir de mapas integrados estructura/falla en dos niveles, uno ubicado en la parte basal de la formación correspondiente al tope de la arena UIU y otro en la parte media correspondiente al tope de la arena N2.

Para completar el análisis estructural se realizaron dos secciones estructurales con una dirección prácticamente perpendicular al rumbo de la estructura. Estas secciones fueron calibradas con cortes estructurales realizados en cada nivel, en la dirección de las secciones estructurales.

5.2. SISTEMAS DE FALLAS EN EL CAMPO SOCORORO ESTE

Se generó un mapa de planos de fallas a partir de cortes de fallas y de la data sísmica 2D y 3D ya interpretada para el área en estudio por el interprete sísmico de PETRO UCV; con el corte de falla se obtiene la profundidad de la falla en el pozo y con la sísmica interpretada se obtiene el rumbo y el buzamiento aproximado del plano.

Los cortes de fallas se obtuvieron a partir de la correlación manual, donde además de obtener la profundidad de la falla, se obtiene el salto aproximado en función de la sección omitida, por ser fallas normales las que se encuentran en esta área, en función del contexto tectónico.

Como se puede observar en la figura 5.1 se tienen básicamente dos familias de fallas, una de rumbo NE-SO y otra de rumbo NO-SE, mas o menos ortogonales entre si. La primera familia de fallas de rumbo NE-SO, esta representada por las fallas F10, F9 y la F6 (Cachicamo). Las dos primeras fallas presentan un salto de aproximadamente 25', y un buzamiento de aproximadamente 80°, donde F10 buza al norte y F9 buza al sur.

La otra falla que compone esta familia (F6 o de Cachicamo) es considerada como elemento estructural principal, debido a que atraviesa todo el campo y se extiende hacia campos vecinos. Su buzamiento es de aproximadamente 70° y presenta la particularidad de que su salto aumenta con la profundidad desde 80' en el tope de la formación hasta unos 220' en la parte basal; esta falla puede ser considerada como sinsedimentaria por el aumento del salto con la profundidad (Fig. 5.7).

Tabla 5.1 Fallas del Campo Socororo Este

Falla	Familia	Rumbo aproximadamente	Buz. aproximadamente	Pozo	Prof.	Salto	Sección Omitida
F10	NE-SO	N25°E	80°	Es-413	-3116'	25'	P2
				Es-415	-2853'	25'	M2 y M3
F9	NE-SO	N75°E	80°	Es-446	-3212'	25'	R1
F6	NE-SO	N45°E	70°	Cac-1	-2771'	215'	P1,O2,O1,N2 y base de N1
				Es-416	-3251'	145'	S2,S1,R4L,R4U y R3
				Es-412	-3360'	240'	-----
F7	NO-SE	N85°W	80°	Es-401	-2841'	35'	M4 y N1
				Soc-5	-2276'	35'	I2L y I3
				Es-416	-2668'	30'	M1 y L4
F8	NO-SE	N40°W	80°	Es-401	-2251'	20'	Tope de H4

5.3. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE LA ARENA UIU

Al observar el mapa estructural integrado estructura/falla correspondiente al tope de la arena UIU se puede apreciar que la estructura presente en el campo es un monoclin de rumbo noroeste-oeste con un buzamiento de aproximadamente 3° al norte cortado por los dos sistemas de fallas descritos anteriormente (Fig. 5.2; anexo 20).

Para este tope estructural se tiene un valor máximo de profundidad que alcanza los -3750' al noroeste de campo, y hacia el sureste la estructura se hace más somera alcanzando un mínimo de profundidad de -3240'.

En los cortes estructurales mostrados en la figura 5.3 (anexo 20) se puede observar en vista de perfil la estructura tipo monoclin buzando al norte con un buzamiento aproximado de 3°, cortado por los sistemas de fallas normales, aunque en los cortes no se ve el buzamiento real de los planos por estar exagerada la escala vertical.

En el corte A-A' se puede apreciar una geometría de bloques limitados por fallas normales con una especie de sinclinal en la depresión hacia la proyección ES-403, generada por la falla F7.

En el corte B-B' se vuelve a observar la geometría de bloques, pero ahora con una especie de domo entre las fallas F7 y F9, y una especie de graben hacia CAC-5, limitado por las fallas F9 y F6 (Cachicamo).

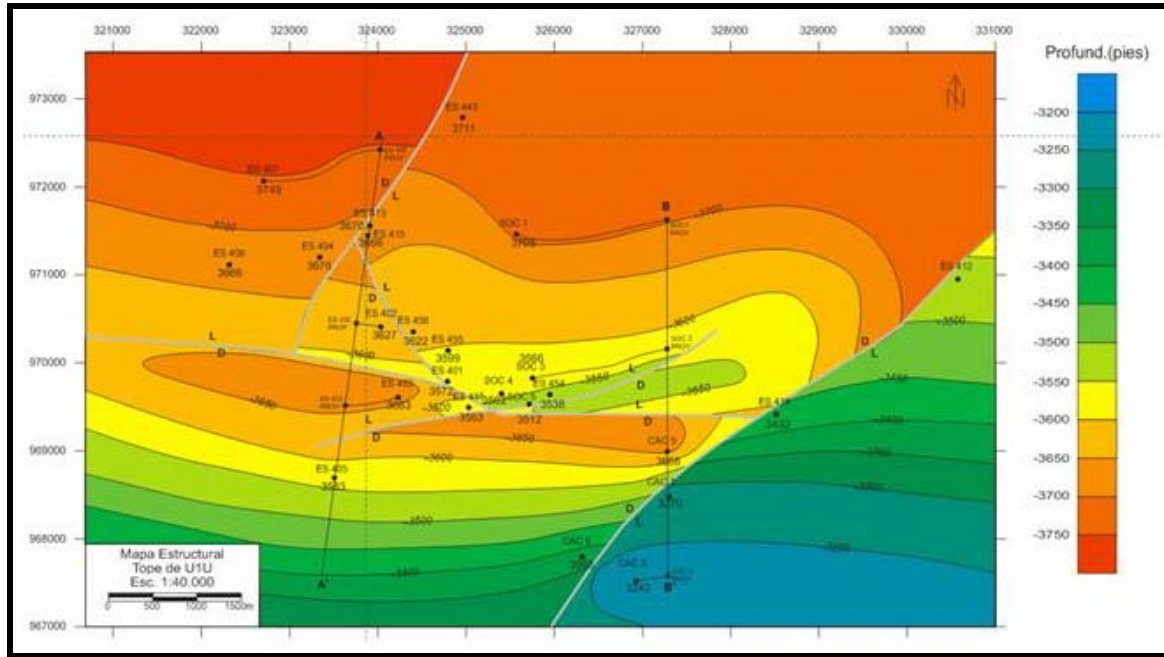


Figura 5.2 Mapa integrado Estructura/Falla para el tope de la arena U1U, donde se observa la estructura tipo monoclinal con buzamiento al norte cortado por dos sistemas de fallas ortogonales entre si (Ver anexo 20).

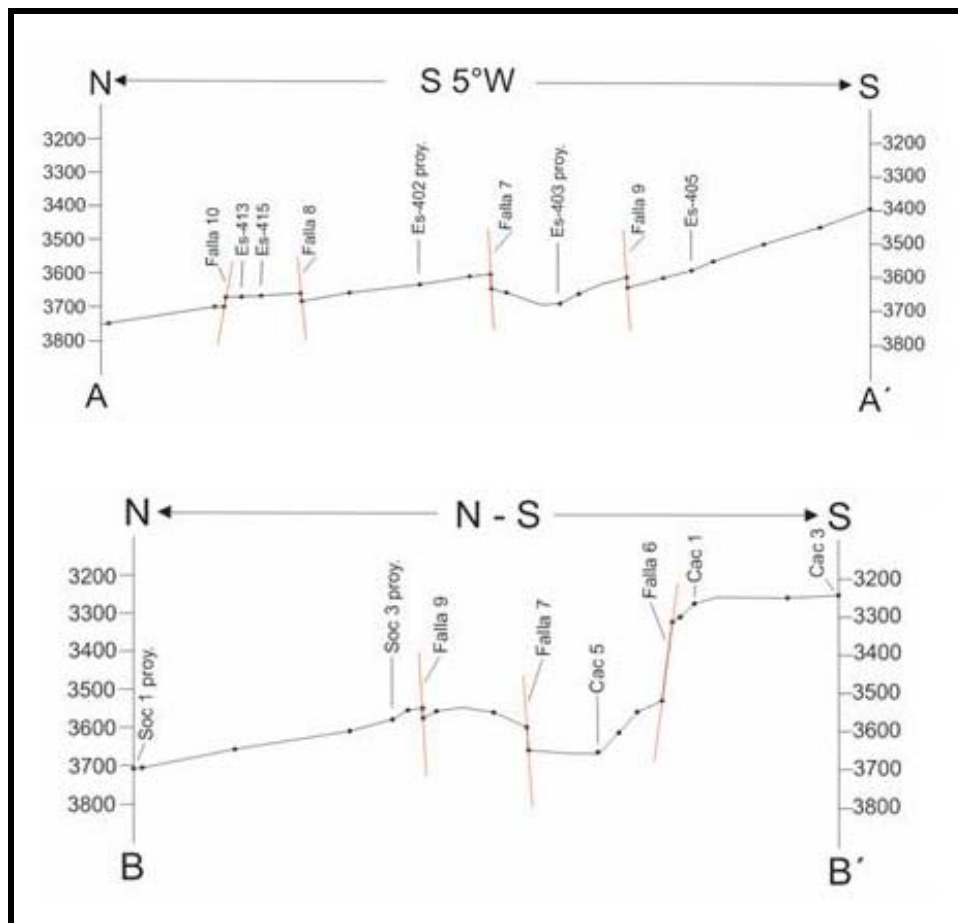


Figura 5.3 Cortes estructurales para el tope de la arena U1U, donde se observa en vista de perfil el monoclinal buzando al norte cortado los sistemas de fallas normales (Ver anexo 20).

5.3. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE LA ARENA N2

Al observar el mapa estructural integrado estructura/falla correspondiente al tope de la arena N2, se puede apreciar que la estructura tipo monoclinas se mantiene a medida que se asciende en profundidad; igualmente con un rumbo noroeste-oeste, un buzamiento de aproximadamente 3° al norte y cortado por los dos mismos sistemas de fallas descritos (Fig. 5.4; anexo 21).

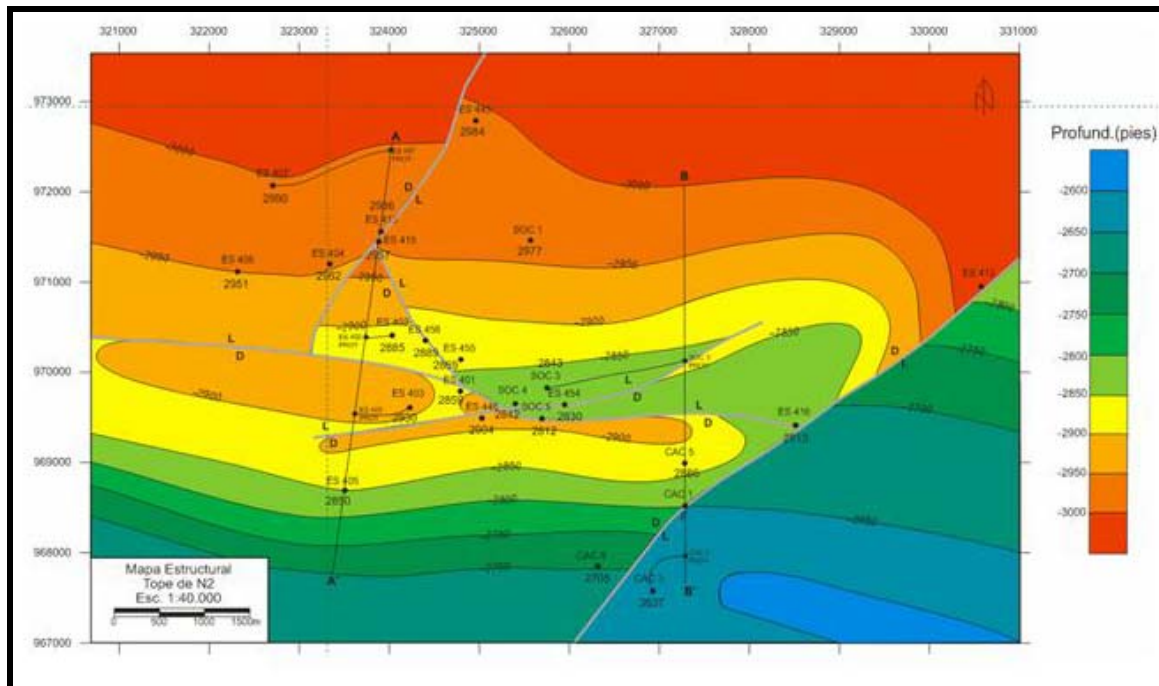


Figura 5.4 Mapa integrado Estructura/Falla para el tope de la arena N2, donde se observa como se mantiene la estructura tipo monoclinas con buzamiento al norte cortado por dos sistemas de fallas ortogonales entre si (Ver anexo 21).

Para este tope estructural se tiene un valor máximo de profundidad que alcanza los -3000' al norte del campo, e igualmente que en el mapa anterior la estructura se hace mas somera hacia el sureste, alcanzando un mínimo de profundidad de -2650'.

En los cortes estructurales mostrados en la figura 5.5 (anexo 21), se puede observar como se mantiene la estructura tipo monoclinas buzando al norte a medida que se asciende en profundidad, así como también la disminución de salto notable en la falla de Cachicamo en el corte B-B'.

En el corte A-A' se aprecia nuevamente como se mantiene la estructura con una geometría de bloques limitados por fallas normales y una especie de sinclinal en la depresión hacia la proyección ES-403, generada por la falla F7.

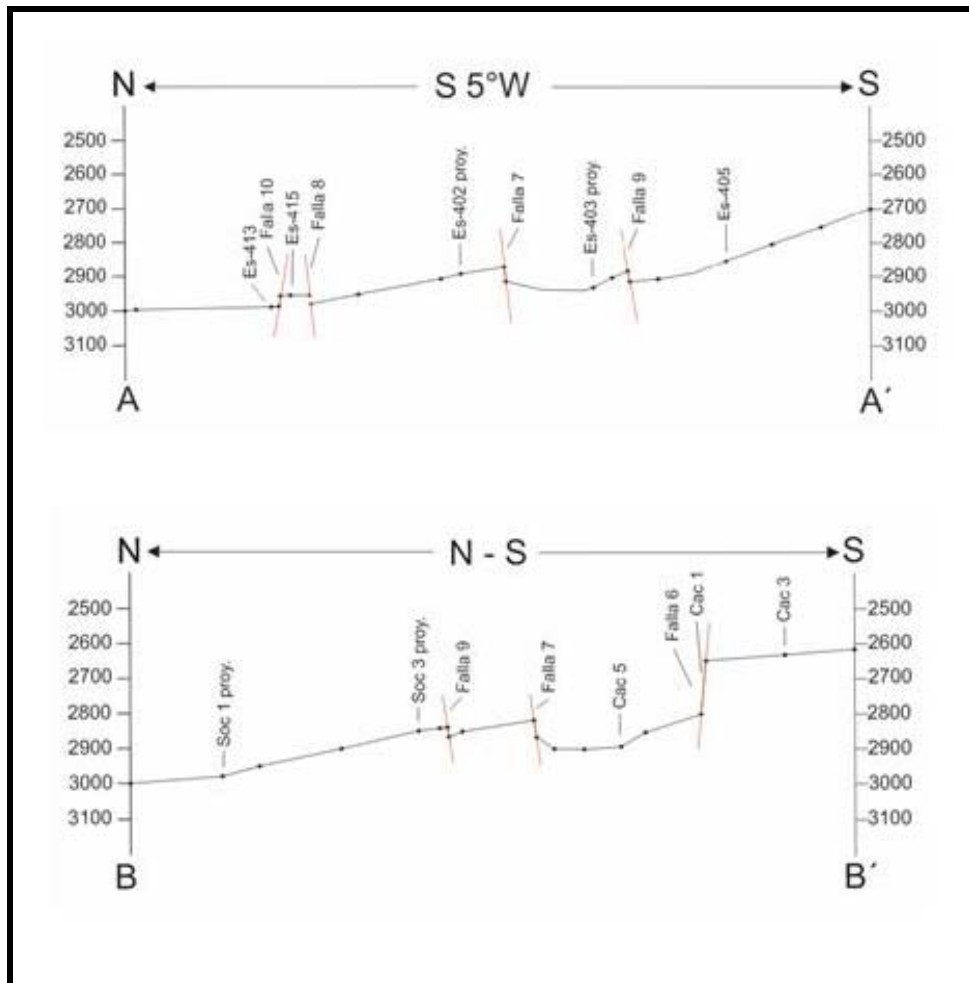


Figura 5.5 Cortes estructurales para el tope de la arena N2, donde se observa en vista de perfil el monoclinial buzando al norte cortado los sistemas de fallas normales (Ver anexo 21).

En el corte B-B' se vuelve a observar la geometría de bloques, con el mismo domo entre las fallas F7 y F9, aunque menos marcado y el graben hacia CAC-5, limitado por las fallas F9 y F6 (Cachicamo).

El análisis estructural se completó con las secciones estructurales calibradas (Fig. 5.6 y Fig. 5.7). En la sección A-A' se puede observar la poca complejidad estructural que presenta el campo, donde se aprecia la estructura tipo monoclinial con un suave buzamiento hacia el eje de la cuenca cortado por dos sistemas de fallas normales (anexo 22).

En la sección B-B' se puede notar como se mantiene la estructura hacia el este del campo, aunque con la presencia de un elemento estructural de importancia, como lo es la Falla 6 ó de Cachicamo, la cual al parecer es sinsedimentaria, ya que su salto disminuye de 220' a 80' a medida que asciende en profundidad (anexo 23).

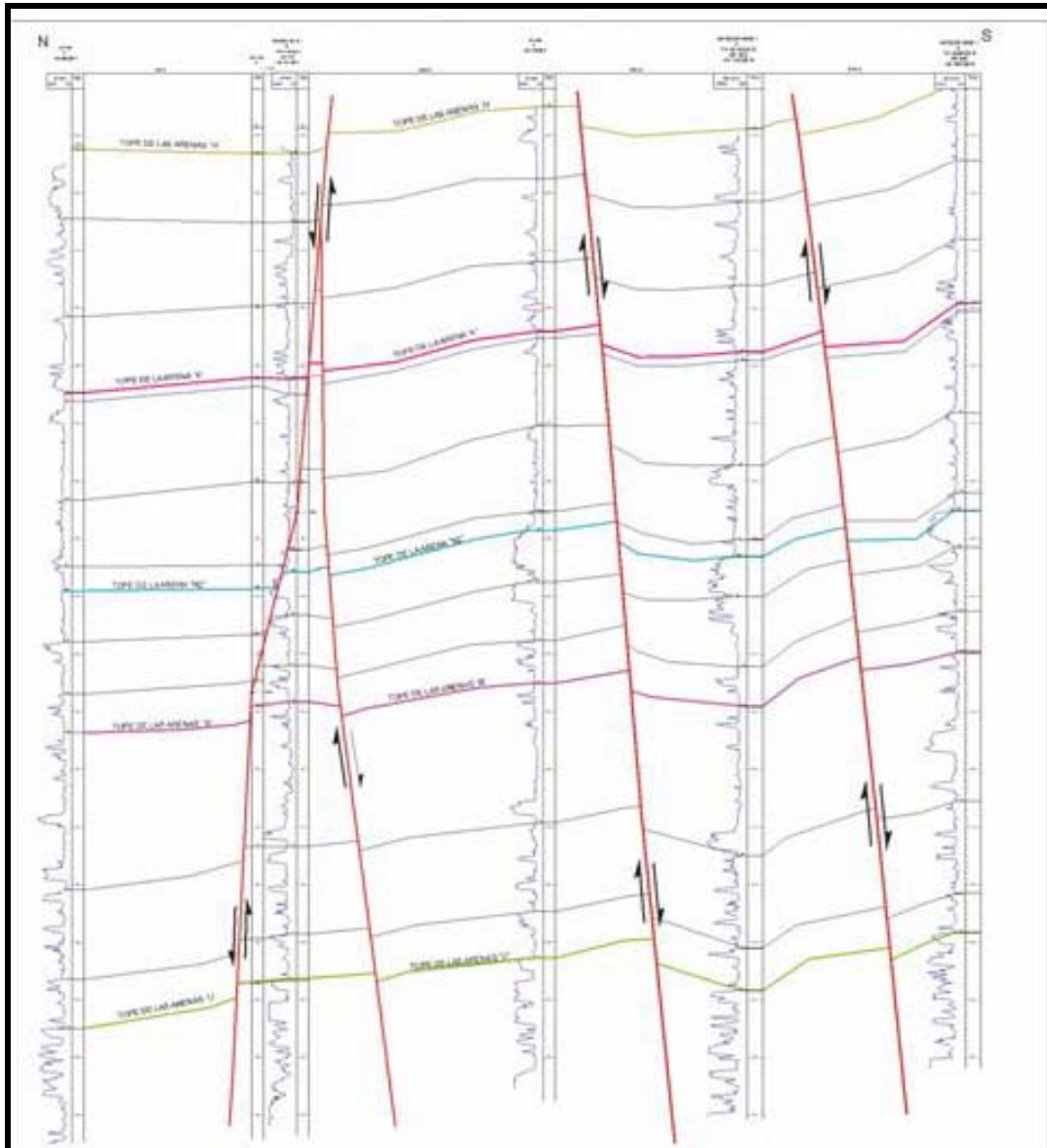


Figura 5.6 Sección estructural A-A' del campo Socororo Este donde se observa la poca complejidad estructural del campo, dominado por un monoclinial con un suave buzamiento al norte (Ver anexo 22).

Una falla sinsedimentaria se caracteriza por presentar mayor espesor de roca en el bloque deprimido que en el bloque levantado por fallamiento normal. Al evaluar la falla de Cachicamo como sinsedimentaria, se debería cumplir la condición anterior. En este caso dicha variabilidad de espesor no es tan notoria debido a que el rumbo del plano de la falla se encuentra aproximadamente paralelo a la dirección de la sedimentación. Sin embargo como se puede apreciar en la figura 5.8 el espesor la arena N2 en ES-416 (bloque deprimido) es mayor que en CAC-3 (bloque levantado).

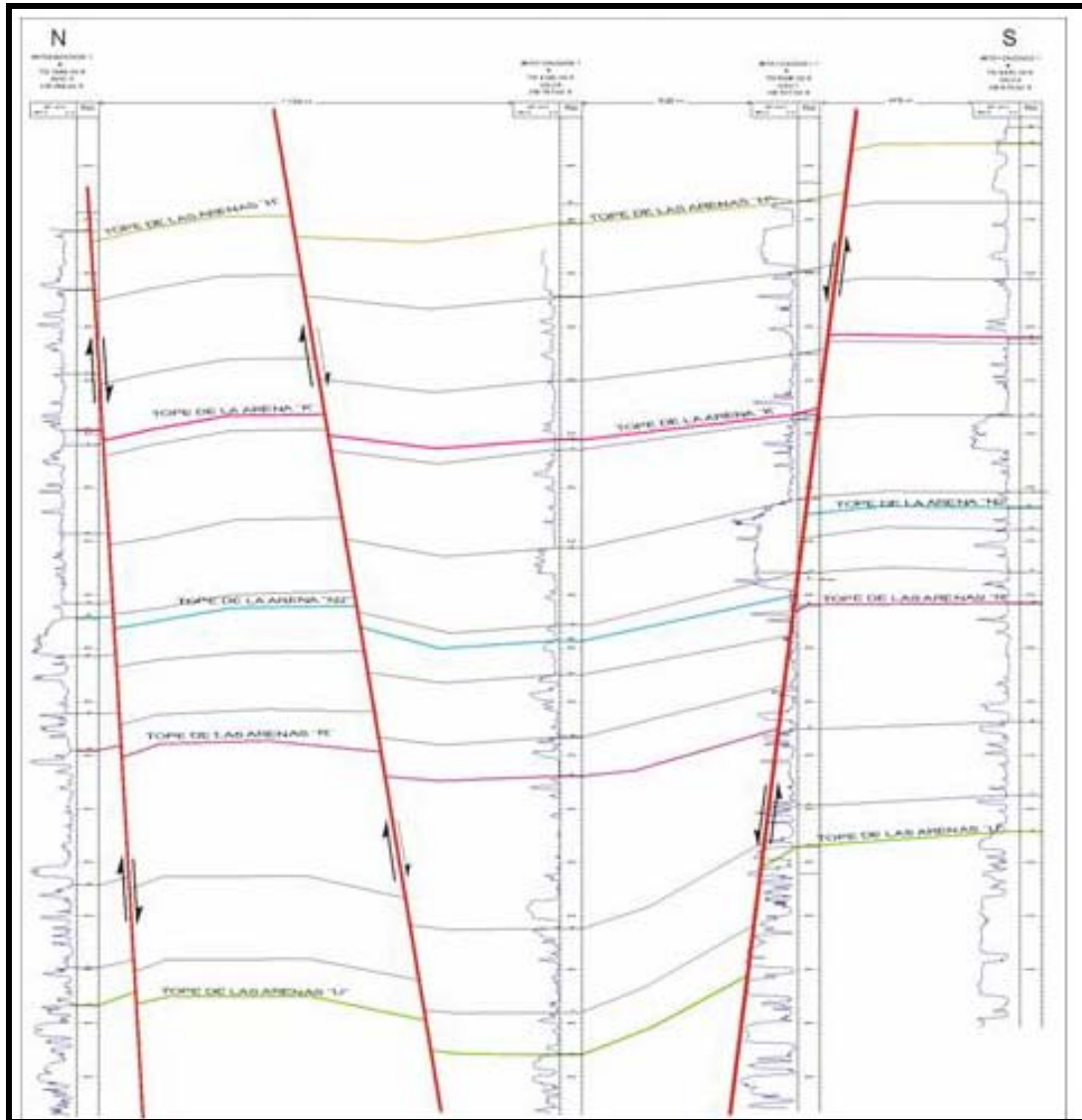


Figura 5.7 Sección Estructural B-B' del campo Socororo Este donde se puede notar la disminución de salto en la falla de Cachicamo al sur a medida que se asciende en profundidad (Ver anexo 23).

En la figura 4.18 donde se observa la inclinación anómala de la capas, mencionadas en el análisis estratigráfico (capítulo anterior), por debajo y por encima del tope restaurado; se determina el comportamiento sinsedimentario de la falla; por lo tanto en el bloque deprimido siempre la sección en estudio presenta mayor espesor.

5.4. TRAMPAS ESTRUCTURALES

En sistemas de fallamiento extensional para que las fallas se comporten como trampas se deben cumplir básicamente tres principios:

- ❖ El ángulo entre el rumbo del plano de la estructura, un homoclinal en este caso, y el rumbo del plano de falla no debe ser mayor a 45° .

- ❖ El salto de la falla debe ser mayor que el espesor de la roca yacimiento.
- ❖ La roca yacimiento (arena) debe estar en contacto en su totalidad con una roca sello (lutita) a lo largo del plano de falla en esa sección.

Al aplicar el primer criterio en las fallas del campo, se puede observar que la falla F10 no cumple con la geometría, ya que el ángulo entre el homoclinal y la falla es mayor a 45° (Figs. 5.2 y 5.4). La falla F8 por presentar un salto menor de 20' o menos, y en la mayoría de los casos no superar el espesor de las arenas yacimiento, no se comporta como sello, por tanto no cumple con el segundo criterio.

La falla de Cachicamo se encuentra en el límite del ángulo requerido en el primer criterio de entrapamiento; pero debido a que presenta un salto que va entre 80' y 220', se puede considerar un elemento de entrapamiento estructural importante.

Al observar la figura 5.8 se puede apreciar un ejemplo de como no se cumple el segundo criterio de entrapamiento, donde el espesor de la arena N2 es mayor que el salto de la falla F7, entre los pozos ES-402 y ES-403. Aunque si se observa la figura 5.9, que coincide con la misma falla F7 entre los mismos pozos, pero en niveles estructurales inferiores, se aprecia de manera clara como se cumple con el 3^{er} criterio de entrapamiento, donde el salto de falla supera el espesor del posible yacimiento correspondiente a la arena U1U; también se aprecia como buzamiento arriba se esta en contacto con una roca sello lutítica.

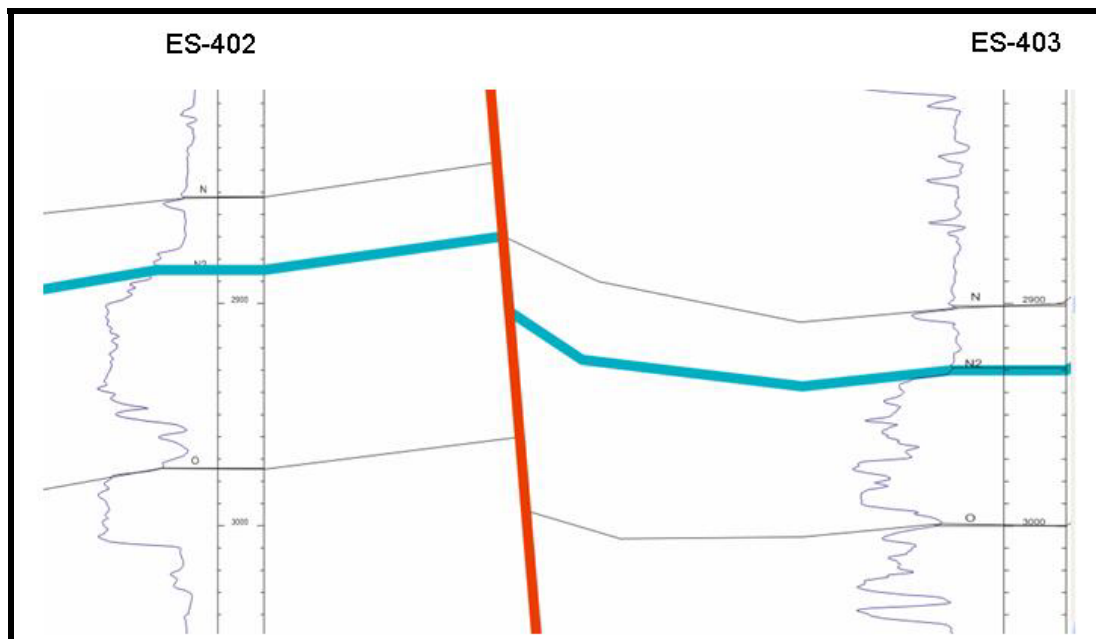


Figura 5.8 Caso de falla donde no se cumple el 2^{do} criterio de entrapamiento estructural.

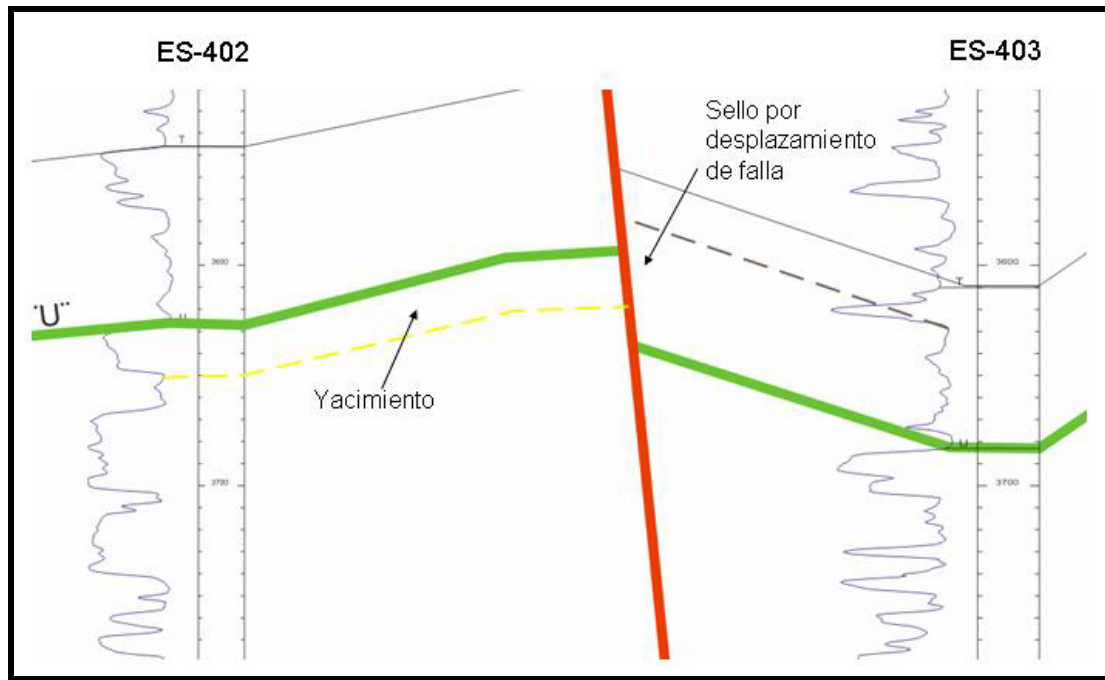


Figura 5.9 Posible entrapamiento estructural

6. SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. SUMARIO

- ❖ Como resultado del siguiente trabajo especial de grado se generó y analizó un modelo estratigráfico-estructural del intervalo comprendido entre las arenas U-1 hasta H4,5,6 de la Formación Oficina, en el Campo Socororo Este.
- ❖ Se utilizaron dos (2) superficies de correlación principales, que son la lutita que se encuentra por encima de la arena U1U y la lutita que se encuentra por encima de la arena N2. Siendo la primera una superficie de máxima inundación regional, y la segunda una lutita con una respuesta característica de GR, SP y Resistividad.
- ❖ Se construyó un mapa índice de secciones que permitió realizar la correlación en dos (2) direcciones preferenciales y cerrando lazos para obtener un mejor detalle.
- ❖ Se generaron mapas de facies, arena neta y *net to gross* para observar en planta las variaciones de los depósitos sedimentarios presentes en cuanto a geometría, extensión lateral, facies características y las variaciones de los espesores de AN y valores de NG.
- ❖ A partir de las secciones estratigráficas con datum en la lutita por encima de N1, dos (2) en dirección de la sedimentación y dos (2) perpendiculares a la misma, se pudo determinar la geometría de los cuerpos arenosos e identificar los eventos depositacionales.
- ❖ Se generó un mapa de planos de falla, a partir de cortes de fallas en registros y sísmica 2D y 3D, con 40' de resolución, para observar los sistemas de fallas presentes en el campo.
- ❖ Se completaron los mapas integrados estructura/falla en dos niveles estructurales, tope de U1U y tope de N2, donde se pudo evaluar la deformación presente en el campo y su variación con la profundidad.
- ❖ Se construyeron dos (2) secciones estructurales perpendiculares al rumbo de la estructura para apreciar toda la estructura en el intervalo estudiado y donde se pudo apreciar la poca complejidad estructural presente en el campo.

6.2. CONCLUSIONES

- ❖ Las facies interpretadas son en base a electrofacies definidas por modelos conceptuales de ambientes sedimentarios que plantean diversos autores como GALLOWAY & HOBDAV (1983); por lo tanto las facies interpretadas no son cien por ciento fehacientes.
- ❖ Se determinaron dos (2) eventos depositacionales divididos en cuatro (4) episodios con tendencias generales progradantes.
- ❖ Las arenas se caracterizaron de base a tope de la siguiente manera: U1M son barras y canales mareales en frente deltaico (FD). U1U es una barra litoral cortada por un canal en FD. TU es una barra litoral de menor extensión que la anterior cortada de igual forma por canales, en un ambiente de FD. S1 son canales mareales con barras menos marcadas y bahías interdistributarias interpretadas por disminución de espesores de AN, también de FD. R4L son canales y barras mareales más marcadas en FR. ROM corresponde a un ambiente de prodelta con ciertos pulsos de arena. P2 son canales y barras mareales en FD. O1 son canales y barras mareales, al igual que la anterior en FR. N2 son canales distributarios de planicie deltaica que representa el final del evento depositacional 1.
- ❖ El evento depositacional 2 consta de los canales distributarios y las llanuras deltaicas de M1 en planicie deltaica. L1U son canales y una barra mareales con su respectiva bahía interdistributaria en FR. J3U son canales y barras mareales menos marcadas en frente deltaico distal. I4 es una barra litoral en FD hasta culminar con los canales distributarios en planicie deltaica de H4,5,6.
- ❖ Luego de integrar toda la información anteriormente descrita se puede caracterizar a la parte basal y media de la Formación Oficina como un sistema de ciclos deltaicos progradantes con influencia mareal marcada en las zonas de frente deltaico; así mismo existen zonas donde no se observa dicha influencia por encontrarse en la planicie deltaica (zonas más proximales). Esto concuerda con los estudios realizados por AUDERMARD, *et. al.* (1985) y CAMPOS *et. al.* (1985) en la Formación Oficina, que a grandes rasgos la caracterizan como un sistema deltaico.
- ❖ Este modelo estratigráfico basado en la integración de mapas y secciones, aunque con ciertas limitaciones de información, se encuentra bien definido, debido a que las 14

arenas estudiadas se encuentra distribuidas equitativamente a lo largo de todo el intervalo, por lo que se tuvo una reconstrucción bastante clara de la estratigrafía.

- ❖ Para el análisis de cada arena en particular se debe mencionar que la integración de la información que arroja cada mapa estratigráfico es de igual importancia, ya que cada mapa por sí solo no proporciona una información completa de la arena.
- ❖ Se reconocen cinco (5) fallas normales de alto ángulo agrupadas en dos (2) familias. La primera con orientación noreste-suroeste conformadas por dos fallas menores F10 y F9 cuyo buzamiento es de 80° y un salto de aproximadamente $25'$. A esta familia pertenece la falla de Cachicamo que es considerada el elemento estructural de mayor importancia en el campo por tener la connotación de ser sinsedimentaria y su salto disminuye a medida que se asciende en profundidad de $220'$ a $80'$. La segunda familia tiene una orientación noreste-suroeste y está conformada por las fallas F7 y F8 con buzamiento de 80° al sur y un salto entre $20'$ y $35'$.
- ❖ En base a toda la información estructural se determinó que en el campo predomina una estructura tipo monoclinas de rumbo casi noroeste-oeste pero muy cercano al este oeste, y buzamiento de tres (3) grados al norte; cortados por los dos sistemas de fallas anteriormente descritos. En los cortes estructurales se observan, básicamente, una geometría de bloques limitados por fallas normales.
- ❖ De acuerdo a las provincias tectónicas mencionadas por PARNAUD *et. al.* (1995) nos encontramos dentro de la provincia autóctona que es de tipo extensional (fallamiento normal) cuya orientación de las fallas es aproximadamente $N60^\circ E$. o lo que corresponde a la plataforma fallada mencionada por SUMMA *et. al.* (2003).
- ❖ De igual forma se concuerda con los rasgos estructurales que plantean MORALES (2002) y HILLA & NAVAL (2005) para el Área Mayor de Socororo como un monoclinas de rumbo NO-SE y buzamiento aproximado de 3° hacia el NE atravesado por dos sistemas de fallas predominantes, más o menos perpendiculares entre sí.

6.3. RECOMENDACIONES

- ❖ Se deben realizar estudios de calibración de núcleos y/o rípios con los registros de pozos para las facies pertenecientes al intervalo en estudio, para así obtener electrofacies tipos para todo el campo, que permitan junto con un estudio sedimentológico de los núcleos dar una mejor y mayor confiabilidad de los modelos estáticos planteados.
- ❖ Realizar estudios bioestratigráficos que permitan identificar superficies de máxima inundación y así poder aplicar los modelos de la estratigrafía secuencial, integrando esta información a los registros de pozo y a la sísmica en el Área Mayor de Socororo.
- ❖ Realizar levantamientos sísmicos en 3D de mayor resolución a lo que se tienen en la actualidad, para una mejor observación de la geometría de los cuerpos de arena en un mismo nivel (*times line*) y cómo éstos se ven afectadas por fallas de menor salto, presentes en el campo.
- ❖ Finalmente se debe realizar este estudio en el mismo intervalo en los demás campos del AMS, para así generar modelos integrados de toda el Área Mayor de Socororo.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALBERDING, H.; L. M. BANKS; K. F. DALLMUS Y J. DE SISTO, 1958. *The question of turbidity currents in the Oficina Formation. (Panel discussion)*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet., Boll Inform. 1(1): 35-63 p.
- ALLEN G. & J. CHAMBERS, 1998. *Sedimentation in the Modern and Miocene Mahakan Delta*. Indonesia Petroleum Association, 236 p.
- ARSTEIN, R., E. CABRERA, F. RUSSOMAGNNO, & H. SANCHEZ, (1985, septiembre 29 – octubre 10). Revisión Estratigráfica de la Cuenca de Venezuela Oriental. Ponencia Presentada en el VI Congreso Geológico Venezolano, Tomo I, (pp. 41 – 68 p). Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos.
- AUDEMARD, F.; I. AZPIRITXAGA; P. BAUMANN; A. ISEA Y M. LATREILLE, 1985. *Marco geológico del terciario de la faja petrolífera del Orinoco, Venezuela*. Ponencia presentada en: VI Cong. Geol. Venez., Caracas, 1985, S.V.G., 1: 70-108.
- BHATTACHARYA, J. & R. G. WALKER, 1991. *River and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta*: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 39, 165-191 p.
- BOGGS, S. J. R., 1995. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. New Jersey, Prentice-Hall, Inc. 774p.
- CAMPOS, V.; S. DE CABRERA Y R. LANDER, 1985. *Estratigrafía del noroeste de Anzoátegui*. Ponencia presentada en: VI Cong. Geol. Venez., Caracas, 1: 156-200 p.
- COLEMAN, J.M., S. M. GAGLIANO, W.G. SMITH, 1970. *Sedimentation in a Malaysian high tide tropical delta*. En Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. N° 15, 185-197 p.
- COLEMAN, J.M., J.N. SUHAYDA, T. WHELAN, L.D. WRIGHT, 1974. *Mass movement of Mississippi River delta sediments*. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans. 24: 49-68 p.
- COLEMAN, J.M. & D.B. PRIOR, 1982. Deltaic environments. En Scholle, P.A. y Spearing, D.R., eds., *Sandstone Depositional Environments*: American Association of Petroleum Geologists, Memoria 31, 139-178 p.
- CUETO, N. 2002. *Palinofacies y paleoambientes del Mioceno Temprano-Medio en la zona de Tácata, Estado Anzoátegui*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 387 p.

- DE SISTO, J. 1960. *Distribución geográfica de nueve lignitos y arenas asociadas en la Formación Oficina en el Área Mayor de Oficina en Venezuela Oriental*. Ponencia presentada en el *III Congreso Geológico Venezolano*, Tomo III, 943- 947 p.
- DI CROCE, J. *et al.* 1999. Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin. *En* MANN, P. (ed) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the world*, 4. Elsevier Science B.V., Amsterdam. 419-476 p.
- ERLICH, R. & S. BARRETT, 1992. Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin. *En: Foreland Basins and Foldbelts*. American Association of Petroleum Geologist. Memoir 55. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 341-362 p.
- FISK, H.N. 1955. *Sand facies of Recent Mississippi Delta deposits*. 4th World Petroleum Congress Procs., 377-398 p.
- FISK, H.N. 1961. Bar-finger sands of the Mississippi delta. *En* J.A. Peterson, J.C. Osmond (eds.), *Geometry of sandstone bodies-a symposium*. American Association Petroleum Geologists, 76-99 p.
- FRAZIER, D.E. 1967. *Recent deltaic deposits of the Mississippi River, their development and chronology*. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans. 17: 287-315 p.
- FUNKHOUSER, H. J.; L. C. SASS Y H. D. HEDBERG, 1948. *Santa Ana, San Joaquín, Guarico and Santa Rosa oil fields (Anaco fields), central Anzoátegui, Venezuela*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 32(10): 1851-1908 p.
- GALLOWAY, W. & D. HOBDA, 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. New York: Springer Eds., 423 p.
- GALLOWAY, W. 1975. Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems. *En: BROUSSARD, M ET AL., Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society. 87-98 p.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C.T., AROZENA & X. PICARD-CADILLAT, 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Foninves ediciones, v.2, 1051 p.
- HEDBERG, H. *et al.* 1947. Oil fields of the greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela. *Bulletin American Association of Petroleum Geologist*, V. 31, No. 12: 1089- 2169 p.
- HEDBERG, H. D., 1950. *Geology of the eastern Venezuela Basin (Anzoátegui-Monagas-sucree eastern Guárico portion)*. Geol. Soc. Am. Bull., 61(11): 1137-1216 p.
- HILLA, W. & D. NAVAL, 2005. *Interpretación estructural de las arenas gasíferas F8, I3, J3M-L, N2, ROU-M y R4L, en el área mayor de Socororo, Estado Anzoátegui*. Universidad

- Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 182 p.
- KRUMBEIN & SLOSS 1963. *Estratigrafía y Sedimentación*. San Francisco: Freeman Company Eds., 660 p.
- MECKEL, L.D. 1975. Holocene sand bodies in the Colorado Delta area, Northern Gulf of California. En M.L. Broussard (ed.), *Deltas*. Houston Geol. Soc, 87-98 p.
- MÉNDEZ, O., 1985. *Historia geológica graficada de la cuenca oriental de Venezuela*. Ponencia presentada en: VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas 1985, S.V.G., 2: 1.000-1.040 p.
- MORALES, E., 2002. *Interpretación estratigráfica del área Socororo Oeste del convenio Socororo, operado por PetroUCV, Estado Anzoátegui*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 114 p.
- OOMKENS, E. 1970. *Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhone delta complex*. En Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. N° 15, 198-212 p.
- OOMKENS, E. 1974. *Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger Delta complex*. Sedimentology 21: 195-222 p.
- PARNAUD, F., I. GOU, J.C. PASCAL, I. TRUSKOKY, O. GALLANGO & H. PASSALACQUA, DI CROCE J., A.W. BALLY & P. VAIL, 1995. Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin. En: TANKARD, A., SUAREZ, R. & WELSINK, H. *Petroleum Basins of South America*. (Eds.). American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 741-756 p.
- PASSEGA, R., 1953. *Sedimentary trends Colorado member of Oficina formation, San Roque, Anzoátegui, Venezuela*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 37(2): 331-339 p.
- PASSEGA, R., 1954. *Turbidity currentes and petroleum exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 38(9): 1871-1887 p.
- PASSEGA, R.; L. E. BARNES Y J. S. PITTMAN JR., 1958. *Two theories of deposition of Oficina Formation, eastern Venezuela*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 42(4): 881-886 p.
- PROBST, D. A., 1953. *Stratigraphic studies, greater Oficina, Venezuela*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 37(9): 2073-2092
- SERRA, O., 1990. *Análisis de ambientes sedimentarios mediante Perfiles de Pozos*. Schlumberger. 131-178 p.

- SUMMA, L., E. GOODMAN, M. RICHARDSON, I. NORTON, A. GREEN, 2003. *Hydrocarbon Systems of Northeastern Venezuela: Plate Through Molecular Scale-Analysis of the Genesis and Evolution of the Eastern Venezuela Basin*. Marine and Petroleum Geology, N° 20. 323-349 p.
- TEARPOCK D. & R. BISCHKE. 1990. *Applied Subsurface Geological Mapping*. New Jersey, Prentice Hall, 648 p.
- WALKER, R. & N. JAMES, (1992). *Facies Model. Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, Canada; 409 p.
- YORIS, F. & M. OSTOS, (1997). Cuenca Petrolífera de Venezuela. En WEC *Evaluación de Pozos (1997)*. Schlumberger. Caracas, Venezuela. p 1 - 40.
- ZEUSS, H (1985, septiembre 29 – octubre 10). Exploración sistemática de trampas estratigráficas en las zonas petrolíferas de las áreas mayores de Oficina y Anaco. Cuenca Oriental de Venezuela. Ponencia Presentada en el VI Congreso Geológico Venezolano, Tomo I, (pp. 3671-3698 p). Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos.