

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE JACURA Y CAPADARE, ESTADO FALCÓN.

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
por los Brs.
Penín Cendón, José Antonio
Villarroel Estaba, Vanessa Iliá

Caracas, Junio de 2.005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE JACURA Y CAPADARE, ESTADO FALCÓN.

Tutor académico: Alezones, Ricardo

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
por los Brs.
Penín Cendón, José Antonio
Villarroel Estaba, Vanessa Iliá

Caracas, Junio de 2.005

Caracas, Junio de 2005

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los bachilleres José Penín y Vanessa Villarroel, titulado:

**“INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE
JACURA Y CAPADARE, ESTADO FALCÓN”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO

Prof. Paúl Romero Jurado

Jurado

Prof. Rafael Falcón

Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Tutor

A DIOS
A NUESTROS PADRES
A TODAS LAS PERSONAS QUE NOS RODEAN
A LOLI

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos de José Penín:

GRACIAS...

A Dios creador del universo y dueño de mi vida que me permitió conseguir mi sueño.

A la casualidad que la vida me otorgó al haberme puesto en un hogar maravilloso al nacer.

A mis padres por su paciencia y apoyo incondicional en todo momento, gracias viejita por tanto amor, este título también es tuyo; Pa' gracias por ser el modelo a seguir, solo le pido a dios ser la décima parte de lo buen padre que has sido conmigo... LOS AMO!!

A mi hermana, por ser la luz que me hace levantarme todas las mañanas para seguir superándome, gracias por creer en mí.

A la persona que me conseguí en mi camino, y decidió recorrerlo a mi lado Vanessa... bueno todos saben quien es jejeje... gracias por transitar las rutas de las alegrías y las tristezas a mi lado

A la familia Villarroel, por hacerme sentir parte de su familia, por sus sabios consejos y por malcriar a Vane jejeje... gracias

A mi loli por ser la niña más bella del mundo, la bebe más bella del mundo, la cosita más bella del mundo, es decir una ricura de papa.

A la Sra. Libia, Mabel, Sr. Pepe, a Pepito y a mi niña Libel que ya es mas grande que yo, jejeje.... Gracias por formar parte de mi familia adoptiva y por estar en las buenas y las malas.

A la Sr. Maricarmen, Sr. Antonio, Miriam y Mónica, gracias por ser los tíos y los primos que no tengo aquí. Ahhh se me olvidaba... VIVA EL BARSA jejejeje.

Al Sr. Martínez por creer siempre en mi y a su esposa, usted me enseñó mucho de lo que hoy se... gracias por su paciencia y por dejarme trabajar a su lado.

A mi amigo Marco y su familia, Hermandina, Humberto y Carlita, aunque estén lejos los recuerdo igual que siempre

Al Sr. Manuel Carames aunque ya no este físicamente entre nosotros, a su esposa y su hija por sus palabras de motivación... nunca lo olvidare Sr. Manuel !!!

A mis vecinos la Sra. Maria y Ángel, gracias por estar ahí...

A Delia, Rafael, Raymond, Sra. Luci y Sr. Pepe, gracias por la confianza... sin olvidarme del mas importante de esa casa Rafaelito...

Tengo que dedicarle este párrafo a la familia Dos Santos, a quienes conozco desde hace muchos años y quienes en este momento necesitan mas que nunca unas palabras de animo. Sra. Idalia, Sr. Jorge, Alejandro y Karina, gracias por hacerme sentir uno más de su familia y ya verán que lo malo solo será un recuerdo, no perdamos la confianza en Dios. A las morochas, Noelia, gracias por ser como son y cuidarme en esas noches de locura. Kari FUERZA !!!

Bueno Jorge no creas que te salvas de esto jejeje, gracias por ser un hermano para mi, no se que mas te puedo decir, todo seria poco... solo gracias

A todos ustedes gracias por su amor...

A mis amigos que me acompañaron a transitar los caminos universitarios:

David (el gordo), Carlos (abuelo), Leo, El Puma, Fran (malula), Wilmer (zamuro), Rigo, Lenin, Danielillo, Orangel (calvo), El Gallego Jesús, Maturin, gracias a ustedes por cuidarme y enseñarme lo bueno y lo malo de la universidad, este logro también es de ustedes, ahhh gracias por enseñarme a jugar truco... Los quiero.

A Chipi, Héctor (miquiti flassss), Darío, Kiko, Marco Ariza, Gabriel, Daniela Sorondo, Chivas, José, Ernesto, Alejandro Iglesias, Ramón Torres, Roberto, Daniel, Karina, Carolina, Magda, Lorena, Pedro Pardo, Nelson Betancourt.

A mis amigos de la cancha:

Radameeeees, Cleiber, Nicolás, Hernán, Blinki, Fernando, Chino, Enano, Deysser, Fermín, Jita, Tracy.

A mis amigos de la escuela:

Cuando llegue a la escuela me conseguí con grandes amigos, los cuales aun están a mi lado, gracias a todos ustedes, aquí voy

A Ricardo (chilangelot) por su amistad incondicional, José Leonardo por ser mi compañero en los inicios, Maria Antonieta por tu seguridad, Orangel Repa Hernández por tu gran amistad hermano, Carlos Tripa Hernández por ser mi hermano y por tus sentimientos nobles, Isabel por tu sinceridad y bellos sentimientos, Luis Berroteran por tus sabios consejos, Andrés por tu humildad, devuélveme mi camioneta, Igor por brindarme tu amistad y enseñarme a combinarme la ropa jeje, Edgar Toro por tu confianza, Marco Penta Gómez por ser mi hermano, Rafucho por ser tan bueno y

humilde, Margarito jeje por acompañarme en aquellos momentos en la cancha y por tu amistad, El Italiano Milton por tu terquedad y tu amistad jaja, Karen por tu humildad, tu sabiduría y tu gran amistad, Mauricio “Parguti” por ser la persona mas noble que conozco, Manuel Araque (El brujo) por tu sinceridad, Alexis por tu gran corazón, David Mendi por tener un alma tan noble, Rodrigo por tu amistad y romperme el tobillo, Antonio por compartir ratos de relajación jugando fútbol en mis inicios, Fabiana por tu noble corazón y sentimiento, Daniel Useche (wini) por incondicional amistad brother, Adrianita por ser mi mamiroqui, Ququi por ser mi gran amigo incondicional.

Leito, Johana, Mafer, David Medina, Lourdes, Luis Humberto, Margota, Nelsito, Oscar, Juan Umerez, Jhon, Yulner, Freddy Zirit, Orlandito, Eduardo Esparis, Yulner, Jesús (copiadora), Orlandito, Ráscala, Seymour, Diego, Gerardo, Woodgare, Andrés, Héctor Matos, Vielma (pupilo), David “El Peluo”.

A los que lograron que hoy en día se haya cumplido mí sueño, mis profesores:

Profesor Líber Videla, gracias por enseñarme que la utilidad de ese montón de integrales.

Profesor Orlando Méndez, por darme la Bienvenida a la escuela y enseñarme que la geología es una pasión y que los dinosaurios no originaron el petróleo jejeje.

Profesor Paúl Romero, por iniciarme en la escuela y por darme más que clases, por darme tu amistad.

Profesor Falcón, por enseñarme que la geología en Venezuela en una obra de Dios.

Profesor Mederos por su amor de padre y sus sabios consejos, dios quiera que de clases durante cien anos mas

Profesor Feliciano, por enseñarme una ciencia oculta de la geología, la geotecnia... que a la final me enamoro y a la cual pienso dedicarle el resto de mi vida.

Profesor Padrón, por enseñarme que después de lavar lutitas hay un mundo por descubrir.

Profesor Lenín, por tu ayuda incondicional y tu amistad

Finalmente al que me dio la oportunidad y la confianza que todos necesitan en algún momento de sus vidas, por sus consejos, por su cariño de padre, por hacerme gastar el marcador azul de tanto marcar drenajes, por ser el progenitor de este trabajo, espero no haberlo defraudado.... MUCHAS GRACIAS RICARDO PAPÁ ALEZONES

A mi equipo de SOCCER...ellos saben quienes son, los quiero..... otra vez tu DT. Ricardo, creo que te debería hacer un capítulo....

A todos aquellos que de una u otra forma han estado en algún momento de mi vida y me han ayudado y han contribuido a que este sueño se haga realidad.

Gracias a todos por aparecer en mi vida, cruzarse en mi camino y dejar una huella imborrable en mi corazón.

Agradecimientos de Vanessa Villarroel:

A Dios y a la Virgen por permitirme estar aquí, en el momento, lugar y familia exactos y así poder transitar este camino.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, la casa que vence las sombras, en donde nací y luego logré la meta de ser Ingeniero Geólogo.

A la Facultad de Ingeniería, especialmente a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, en la cual disfrute todos los años de mi carrera y me desarrollé tanto a nivel personal como académico.

Al profesor Ricardo Alezones, tutor de este trabajo, gracias por brindarnos la oportunidad de ser parte de su proyecto, por darnos su calidez y cariño, por dejarnos decidir lo que queríamos, por permitirnos tomar nuestras propias decisiones y darnos la oportunidad de proyectar nuestros conocimientos y por jalarme los cachetes todos los días (ja ja ja ja), espero no haberlo defraudado. MIL GRACIAS PROFEEEE!!!!

Al personal de la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, especialmente a la Lic. Morella y Eduardo. Eduardo gracias por tu PACIENCIA, tolerancia y por el tiempo extra en la biblioteca.

A todos los profesores que de una u otra forma me asesoraron y aconsejaron en algún momento de mi carrera, especialmente a los profesores de la escuela básica: Freddy Pérez, Nicolás Adámes, Francisco Garcés y Líber Videla; gracias por sus regaños y consejos, que ahora veo fueron tan apropiados; y a los profesores de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica: Feliciano De Santis, Orlando Méndez, Alfredo Mederos, Paúl Romero y Rafael Falcón, a ustedes gracias por enseñarme a querer, disfrutar y admirar la geología, cada uno puso un granito de arena en mí para lograr esta meta.

A ti Mami (“MAA”), por darme toda tu vida, por traerme hasta aquí, por nombrarme la Ingeniería como una posible carrera, por transmitirme desde siempre tu gusto por la Geología, por no recordarme la entrevista en arquitectura (por eso me quede en esta facultad), por dejarme ser como soy, por enseñarme que siempre ¡¡lo que pasa es lo mejor!!, por aguantar mi mal humor durante las épocas de examen, por tu temple, tu fuerza, por ser padre y madre al mismo tiempo, por decirme como levantarme cuando me caía y enseñarme que puedo hacerlo sola sin depender de nadie, por ponerme la mano en el hombro cada vez que lo necesitaba, por hacerme capaz, independiente, fuerte, soñadora, exitosa, etc. En fin ya cumplí una de las más grandes metas que me he propuesto y tú mejor que nadie sabes que este éxito es de las dos, ya tu niña es Ingeniero!!

MAA ERES UNA EN UN MILLÓN!!!! TE AMOOOOO!!!!

A ti Abue, por darme tus consejos y contarme tus historias que tanto me enseñaron y me enseñan, por llamarme todas las noches para que te cuente cuanto saque en ese examen tan difícil, por motivarme siempre. Eres la abuela más bella del mundo.

TE QUIERO MUCHÍSIMO!!!

A mis hermanitos (que ya son más grandes que yo pero que siempre serán mis hermanitos), gracias por tolerar mis gritos las noches de desesperación, por quererme, apoyarme y por estar conmigo en todo momento. Mauri gracias por esos apapuchamientos todas las noches y Javi gracias por los abrazos de oso, por los chistes malos malos malísimos y por tomar café conmigo para evitar que me durmiera cuando debía seguir estudiando.

GRACIAS POR EXISTIR, LOS AMO!!!

A ti mi Loli loli (“Loliberta”), gracias por desvelarte todas las noches conmigo, por dormirte encima de mis papers para que no se me olvidaran antes de salir al día siguiente, por compartir tus chocolates y juguetes conmigo, por esperarme en la puerta siempre que salía, por darme muchos besitos y todo tu amor sin esperar nada a cambio. Eres la niña más bella del mundo, mi cocha pechocha.

TE QUIERO MI NIÑA!!!

A ti Marina (mami postiza), por prepararme esas arepitas en las noches para estudiar con la barriguita llena, y por despertarme temprano para no llegar tarde a clases, gracias te quiero mucho.

A mis demás familiares quienes han estado siempre ahí, me han apoyado y querido muchísimo, en especial a ti Fabi que me has ayudado y acompañado en lo que has podido, los quiero a todos tías, tíos, primos, etc

A ti Piolo (“Toñito”), por haber aparecido en el momento exacto y ayudarme a salir del atormentante básico, gracias por enseñarme a ser fuerte, por compartir tantas cosas conmigo, por aguantarme, por enseñarme todo lo que sabes, y por compartir a Loli conmigo, las palabras se quedan chiquitas para decirte todo lo que quiero.

TE QUIERO MUCHO CON DEMASIADO!!!

A la familia Penín, por haberme adoptado como parte de su familia, señora Delicia gracias por esos bocadillos tan ricos, Mary gracias por todo.

Antes de entrar a la uni la gente me decía que los verdaderos amigos se consiguen en el colegio, en la universidad uno sólo consigue compañeros, lamentablemente siento decirles que se equivocaron, aquí conseguí una gran cantidad de amigos que quiero y admiro muchísimo.

A mis amigos del básico, a los del inolvidable primer semestre, Giovanni, Hernán (viejito), Verioska, Zuri, Naomi, Alejandro, Olmo, Harold, Juan, Pedro, a los de la cancha, Nico, Hernan (Chino), Enano, Cleiber, Rada, Deysser, Jita, etc.

A ti Héctor (el mikiti) gracias por estudiar conmigo, por ayudarme a pasar esas materias que no me gustaban, por tus sabias conversaciones y por pasar el mejor 31 de Diciembre con mi familia.

A mis pollas, gracias por el apoyo, la amistad, solidaridad, compañía, desvelos, y por secar mis lágrimas de vez en cuando. Fabi gracias por ser tan sincera y por estar disponible siempre, tienes un corazón gigante. Eli gracias por transmitirme esa fuerza y empuje que hace falta para lograr cualquier cosa en la vida. Care gracias por escuchar tanto y por estar ahí.

LAS QUIERO MUCHOOOOTE!!!

A ti Ori por enseñarme a llevar las cosas con caaaaaaaaaalma, por apoyarme y ayudarme en lo que puedes, por escuchar y hablar, por tantas cosas. Te quiero mucho.

A ti pavosín (David) por responder todas mis preguntas, por escucharme, por ser mi amigo, por ser una persona digna de admirar.

A mis amigos y compañeros de la escuela que han compartido momentos de sus vidas conmigo: Karen, Carlucho, Margarito (gracias por esos abrazos a diario), Andrés, Hildemaro (Poli gracias por las columnas), Marco, Milton, Igor, Pedrito, Winnie (Arturo), Isabel, Mauricio, Eduardo, Leito (compañero de buceo), Jesús (copiadora), Roberto Wagner (por tu ayuda y apoyo al final, gracias por el trasnocho), Chilanga, Adrianita, José Leonardo, Pedro Rosa, Gerardo, Yulner, Orli, Rafucho, David Medina, Dieguito, Jhon Torres, Luis Humberto, Rodrigo, Moncho, Vielma, Rodrigo, especialmente a mi grupo cinco y cinco prima de campo largo 2004 (Piolo, Winnie (Daniel), Ori, David, Fabi, Eli, Karen, el Brujo, la Vecina (Alexis)). Sólo puedo decirles que los quiero y los admiro a todos, cada uno sabe que es así.

A mis compañeros de pasantías Víctor y Daniel, gracias por compartir conmigo esos dos meses de trabajo, fue un placer trabajar con ustedes, gracias por cuidarme y consentirme en Socororo.

A mis hermanitas Cassy (mi gorda flaca), Vivi (mi sifri sifri) y Gaby (la gordita), gracias por estar siempre conmigo y crecer a mi lado, a mis amigos y amigas Zito (amorzito) y Joel (Joe), gracias por compartir tantos momentos y escapadas de clases en la UCV, Sa gracias por creer que podía lograrlo, Yoslen (amigui) eres lo máximo, gracias a todos por llamarme y estar pendientes de mí aunque yo no los llame nunca, igual saben que los amo a todos.

A todos aquellos que de una u otra forma han estado en algún momento de mi vida y me han ayudado y han contribuido a que este sueño se haga realidad.

Gracias a todos por aparecer en mi vida, cruzarse en mi camino y dejar una huella imborrable en mi corazón.

LISTA DE TABLAS

- Tabla 1. Petrografía de las calizas. Tomado y modificado de Vásquez (1980).
- Tabla 2. Mineralogía de las calizas. Tomado y modificado de Vásquez (1980).
- Tabla 3. Minerales pesados presentes. Tomado y modificado de Vásquez (1980).
- Tabla 4. Carta faunal, Formación Capadare. (Cerro Jacura). Tomado y modificado de Vásquez (1980).
- Tabla 5. Modelo diagenético. Calizas de Jacura. Tomado y modificado de Vásquez (1980).
- Tabla 6. Petrografía de las areniscas. Tomado y modificado de Vásquez (1980).
- Tabla 7. Petrografía de las calizas; Formación Capadare. Tomado y modificado de Lorente (1978).
- Tabla 8. Petrografía de las areniscas. Tomado y modificado de Lorente (1978).
- Tabla 9. Petrografía de caliza de la Formación Capadare. (Sección fina 055, afloramiento 055).

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación relativa del área del presente estudio. El recuadro limita la zona de trabajo.

Figura 2. Mapa de ubicación de área de estudio.

Figura 3. Esquema que muestra la disposición de las cartas topográficas a escala 1:25.000 de la hoja 6449 a escala 1:100.000. Estas son las hojas en las cuales se realizará la compilación topográfica – geológica.

Figura 4. Mapa de las Regiones Naturales. Tomado de las Regiones naturales de Venezuela – Separata de los “Cuadernos de Información Económica”, CVF – Caracas, 1951 – 52.

Figura 5. Mapa de Entidades naturales y sistema montañoso nor-occidental. Tomado de COPLANARH (1975).

Figura 6. Mapa de ubicación de la zona A (Anticlinorio de Falcón). Tomado de COPLANARH (1975).

Figura 7. Mapa de ubicación de la zona B (Anticlinorio de Falcón). Tomado de COPLANARH (1975).

Figura 8. Mapa de ubicación de la zona J (Valles marítimos). Tomado de COPLANARH (1975).

Figura 9. Mapa de ubicación de la zona K (Valles marítimos). Tomado de COPLANARH (1975).

Figura 10. Ubicación de la Cuenca de Falcón y sus límites. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991)

Figura 11. Tabla de correlaciones de unidades en la cuenca de Falcón. Tomado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO (1999).

Figura 12. Paleogeografía del Oligoceno. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

Figura 13. Paleogeografía del Mioceno Temprano. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

Figura 14. Paleogeografía del Mioceno Medio/Tardío. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

Figura 15. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

Figura 16. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

Figura 17. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

Figura 18. Representa la evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire. *a* y *b* representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente *c* la opción *a* requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la opción *b* la cuenca Bonaire pre-Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción *c*, MUESSIG (1978).

Figura 19. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Eoceno Temprano, MUESSIG (1978).

Figura 20. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Oligoceno Tardío, donde se aprecia la separación de las dos cuencas, MUESSIG (1978).

Figura 21. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración actual de la cuenca, MUESSIG (1978).

Figura 22. Modelo de generación de cuencas “pull-apart” episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado de MACELLARI (1995), citado en la WEC (1997).

Figura 23. Evolución del modelo de generación de Cuencas “pull-apart” episuturales en su máximo desarrollo (SO Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana para el Oligoceno Mioceno Tardío. Tomado de MACELLARI (1995), citado en la WEC (1997).

Figura 24. Configuración actual de la Cuenca de Falcón según MACELLARI (1995), citado en la WEC (1997).

Figura 25. Reconstrucción del Bloque de Margarita posición en el Eoceno Medio-Tardío. Tomado de ERLYCH & BARRET (1990).

Figura 26. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón-Bonaire. A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. B) Configuración tectónica para el Eoceno Tardío. SB, Surco de Barquisimeto; CP, Cuenca de retroarco de Paracotos; VDC, Arco de Islas de Villa de Cura; CDC, Terrenos de la Cordillera de la Costa; AAH, Alto de las Antillas Holandesas; PP, Alto de Paraguaná; CFB, sedimentación Marina en el centro de la cuenca y continental a somera en los márgenes, PORRAS (2000).

Figura 27. A) Modelo original conceptual para la cuenca (después de GONZÁLEZ DE JUANA, 1980) y B) una compilación estratigráfica (después de WHEELER, 1963) basado sobre sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

Figura 28. Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD 1991).

Figura 29. Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones transversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (D-D') mostrando continuidad de la extensión. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD, (1991).

Figura 30. Tabla de correlación de las formaciones para la cuenca de Agua Salada, Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRAFICO (1999).

Figura 31. Mapa de distribución de la secuencia flysch del Eoceno en la zona de estudio.

Figura 32. Mapa de distribución de la Formación Guacharaca en la zona de estudio.

Figura 33. Afloramiento 070, a 3 Km de la población Ojo de Agua, en dirección sureste.

Figura 34. Afloramiento 044. Capa de caliza arenosa, con rumbo N25E 28N, intercalada con lutitas. Color fresco gris oscuro y color meteorizado pardo claro.

Figura 35. Afloramiento 044. Contacto discordante con el Eoceno sin diferenciar.

Figura 36. Mapa de distribución de la Formación Casupal en la zona de estudio.

Figura 37. Mapa de distribución de la Formación San Lorenzo en la zona de estudio.

Figura 38. Afloramiento 053. Capa de arenisca, en el cerro Togogo. Se ubica en la hoja 6449 – IV – SO.

Figura 39. Mapa de distribución de la Formación Querales en la zona de estudio.

Figura 40. Afloramiento 002 ubicado en las coordenadas N – 1246360, E – 507183, al suroeste de la población Araguán.

Figura 41. Laminación presente en las lutitas. Se ubican en el afloramiento 002

Figura 42. Nódulo con yeso alrededor, afloramiento 002.

Figura 43. Mapa de distribución de la Formación Solito en la zona de estudio.

Figura 44. Afloramiento 049. Arenisca no calcárea intercalada con lutitas grises laminadas. Rumbo de la capa N80E 30N. Se ubica en la hoja 6449 – IV – SO

Figura 45. Afloramiento 050. Capa de arenisca no calcárea, con rumbo N27E 20N. Ubicado en la hoja 6449 – IV – SO.

Figura 46. Capa de arena intercalada con lutitas grises laminadas, del afloramiento 050

Figura 47. Rizadura en capa de arena del afloramiento 050.

Figura 48. Afloramiento 051. Capa de arenisca con rumbo N75E 40N, se ubica en la hoja 6449 – IV – SO.

Figura 49. Afloramiento 61. Se ubica en la hoja 6449 – I – SO. Capa de arenisca

Figura 50. Capa de arenisca con rumbo N80W 40N, se ubica en el afloramiento 061.

Figura 51. Afloramiento 065. Se ubica en la hoja 6449 – I – NO. Capa de arenisca con rumbo N85E 65N. Color fresco beige, color meteorizado pardo oscuro

Figura 52. Afloramiento 069. Se ubica en la hoja 6449 – I – NO.

Figura 53. Afloramiento 069. Capa de arenisca no calcárea, con rumbo N52E 80N.

Figura 54. Capa de arenisca no calcárea, color fresco gris claro, color meteorizado pardo a negro.

Figura 55. Afloramiento 105. Capa de arenisca no calcárea, con rumbo N10W 45S, presenta estratificación delgada y está en contacto con lutitas.

Figura 56. Mapa de distribución de la Formación Pozón en la zona de estudio

Figura 57. Traza de arenisca en el afloramiento 103, localidad de Viento Suave, al sur de Boca Don Diego.

Figura 58. Afloramiento 071, al norte de la población de Macanillas.

Figura 59. Afloramiento 071, capa de arenisca calcárea, con rumbo N52W 28S. Color fresco beige y color meteorizado pardo rojizo.

Figura 60. Afloramiento 097. Huella de posible concreción o nódulo, en arenisca.

Figura 61. Afloramiento 097. Arenisca, color fresco gris pardo claro, color meteorizado gris pardo rojizo.

Figura 62. Afloramiento 099. Concreciones ferruginosas en arenisca.

Figura 63. Afloramiento 100. Capa de arenisca de rumbo N54E 80N, en contacto con lutitas rojas.

Figura 64. Afloramiento 100. Capa de arenisca.

Figura 65. Afloramiento 103. Arenisca calcárea con vetas de calcita, y presencia de óxido de hierro, de la capa N10W 60N.

Figura 66. Afloramiento 103. Capa de arenisca calcárea intercalada con lutitas.

Figura 67. Afloramiento 056. Caliza arenosa, hacia el tope de la formación.

Figura 68. Afloramiento 040. Contacto con la base de la Formación Capadare.

Figura 69. Mapa de distribución de la Formación Capadare en la zona de estudio.

Figura 70. Panorámica del cerro Capadare.

Figura 71. Mapa de distribución general de facies carbonáticas en los cerros Capadare y Mirimire, Formación Capadare, (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Figura 72. Afloramiento 054. Capa de caliza arenosa.

Figura 73. Afloramiento 055. Caliza macrofósilífera. Cerro Jacura.

Figura 74. Caliza arenosa, cerro Mirimire. Afloramiento 081.

Figura 75. Afloramiento 089. Capa de caliza arenosa. Cerro Mirimire.

Figura 76. Afloramiento 091. Caliza arenosa. Cerro Mirimire.

Figura 77. Mapa de distribución de la Formación Ojo de Agua en la zona de estudio.

Figura 78. Mapa de distribución de las terrazas pleistocenas en la zona de estudio.

Figura 79. Mapa de distribución del Aluvión reciente en la zona de estudio

Fig. 80. Mapa de distribución de las estructuras presentes en la zona de estudio.

Figura 81. Mapa de distribución de los ejes de pliegues en la zona de estudio.

Figura 82. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela. Tomado de <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0018/ofr-00-0018.pdf>

Figura 83. Mapa de distribución de las fallas en la zona de estudio.

PENÍN C, JOSÉ A & VILLARROEL E, VANESSA I

INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE JACURA Y CAPADARE, ESTADO FALCÓN.

**Tutor Académico: Prof. RICARDO ALEZONES. Tesis. Caracas, U.C.V.
Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica. 2.005.**

Palabras claves: Jacura, Capadare, Mirimire, Integración de datos, estado Falcón

RESUMEN.- El presente trabajo se basa en la compilación de los diversos estudios geológicos realizados en un área al noreste del estado Falcón, a 21 Km al sureste de la población de Píritu, entre las poblaciones de Jacura y Capadare.

El objetivo principal es integrar y unificar los criterios de los diversos autores que han trabajado en la zona, para obtener una actualización geológica-cartográfica, crítica y lógica, completa de la zona, obteniéndose dieciséis (16) nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, digitalizadas, compiladas y reinterpretadas; y un mapa final geológico-cartográfico a escala 1:50.000.

La zona de estudio se caracteriza por una secuencia de rocas sedimentarias, las cuales se agrupan en las siguientes unidades litoestratigráficas en orden ascendente: Eoceno (Eoceno sin diferenciar), Formación Guacharaca (Oligoceno), Formación Casupal (Oligoceno-Mioceno), Formación San Lorenzo (Mioceno Tardío-Medio), Formación Querales (Mioceno Temprano-Medio), Formación Solito (Mioceno Medio-Tardío), Formación Pozón (Mioceno Medio-Tardío), Formación Capadare (Mioceno Medio), Formación Ojo de Agua (Mioceno Tardío).

Se elaboraron paneles de correlación a partir de columnas estratigráficas generalizadas, previamente digitalizadas de cada zona aflorante, con la finalidad de dilucidar las variaciones laterales y verticales de las formaciones correspondientes a la zona de estudio.

El contacto de la Formación Capadare se redefinió, en base a fotointerpretación y data geológica obtenida en campo.

A si mismo se elaboraron secciones estructurales y se generaron modelos esquemáticos bidimensionales, que apoyan la reinterpretación de la geología estructural de la zona, donde se establecieron dos tendencias estructurales, la primera un sistemas de fallas con una orientación de noroeste-suroeste y la segunda con dirección este-oeste hacia el norte de la zona corresponde a los ejes de los plegamientos, los cuales hacia el sur presentan un rumbo aproximado N60E.

ÍNDICE GENERAL

CONSTANCIA DE APROBACIÓN.....	i
DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii-ix
LISTA DE FIGURAS.....	x
LISTA DE TABLAS.....	xi-xvi
RESUMEN.....	xvii-xviii

CAPÍTULO I

1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Objetivos	
1.2.1. Objetivo general.....	1
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. Ubicación y extensión del área de estudio.....	2-4
1.4. Vías de acceso.....	4
1.5. Metodología.....	5-7
1.5.1. Etapa pre-campo.....	5-6
1.5.2. Etapa de campo.....	6
1.5.3. Etapa de oficina.....	6-7
1.6. Antecedentes.....	7-11
1.7. Trabajos previos.....	12-13

CAPÍTULO II

2. Geología Regional.....	14-86
2.1. Características fisiográficas y geomorfológicas de la cuenca.....	14-24
2.2. Estratigrafía regional.....	24-26
2.2.1. Estratigrafía y sedimentación de la cuenca.....	26-28

2.2.1.1. Eoceno tardío.....	29-31
2.2.1.2. Oligoceno – Mioceno Temprano.....	32-48
2.2.1.2.1. Centro de la cuenca	41-42
2.2.1.2.2. Oeste Falcón	42
2.2.1.2.3. Alto de Coro.....	43-46
2.2.1.2.4. Falcón sur-central.....	46-48
2.2.1.2.5. Este de Falcón.....	48
2.2.1.3. Mioceno Medio – Tardío.....	48-57
2.2.1.3.1. Centro de la Cuenca.....	49-53
2.2.1.3.2. Oeste de Falcón.....	53-54
2.2.1.3.3. Noreste de Falcón.....	54-56
2.2.1.3.4. Flanco Sur-Central.....	56-57
2.2.1.3.5. Sur este de Casupal.....	57
2.2.1.4. Plioceno.....	58-61
2.2.1.4.1. Costa septentrional de Falcón.....	58-61
2.3. Geología estructural regional.....	61-69
2.4. Evolución tectónica de la cuenca de Falcón.....	70-86
2.4.1. Teoría del Pull apart.....	70-78
2.4.2. Teoría del Orógeno en flotación.....	79-84
2.4.3. Rifting e inversión.....	85-86

CAPÍTULO III

3. Geología local

3.1. Estratigrafía local.....	87
3.1.1. Eoceno sin diferenciar.....	88-89
3.1.1.1. Generalidades.....	88
3.1.1.2. Extensión geográfica.....	88-89
3.1.2. Formación Guacharaca	89-95
3.1.2.1. Generalidades.....	89
3.1.2.2. Extensión geográfica.....	89-91

3.1.2.3. Localidad tipo.....	91
3.1.2.4. Descripción litológica.....	91-93
3.1.2.5. Contactos.....	93
3.1.2.6. Espesor.....	94
3.1.2.7. Paleoambientes.....	94
3.1.2.8. Edad.....	94
3.1.2.9. Correlación.....	95
3.1.3. Formación Casupal.....	95-98
3.1.3.1. Generalidades.....	95
3.1.3.2. Extensión geográfica.....	95
3.1.3.3. Localidad tipo.....	95-96
3.1.3.4. Descripción litológica.....	96-97
3.1.3.5. Contactos.....	97
3.1.3.6. Espesor.....	98
3.1.3.7. Paleoambientes.....	98
3.1.3.8. Edad.....	98
3.1.3.9. Correlación.....	98
3.1.4. Formación San Lorenzo.....	98-105
3.1.4.1. Generalidades.....	98
3.1.4.2. Extensión geográfica.....	98-99
3.1.4.3. Localidad tipo.....	99-100
3.1.4.4. Descripción litológica.....	100-104
3.1.4.5. Contactos.....	104
3.1.4.6. Espesor.....	105
3.1.4.7. Paleoambientes.....	105
3.1.4.8. Edad.....	105
3.1.4.9. Correlación.....	105
3.1.5. Formación Querales.....	106-110
3.1.5.1. Generalidades.....	106
3.1.5.2. Extensión geográfica.....	106

3.1.5.3. Localidad tipo.....	106-107
3.1.5.4. Descripción litológica.....	108-109
3.1.5.5. Contactos.....	109-110
3.1.5.6. Espesor.....	110
3.1.5.7. Paleoambientes.....	110
3.1.5.8. Edad.....	110
3.1.5.9. Correlación.....	110
3.1.6. Formación Solito.....	110-119
3.1.6.1. Generalidades.....	110
3.1.6.2. Extensión geográfica.....	111
3.1.6.3. Localidad tipo.....	111
3.1.6.4. Descripción litológica.....	111-118
3.1.6.5. Contactos.....	118
3.1.6.6. Espesor.....	118
3.1.6.7. Paleoambientes.....	118
3.1.6.8. Edad.....	119
3.1.6.9. Correlación.....	119
3.1.7. Formación Pozón.....	119-128
3.1.7.1. Generalidades.....	119
3.1.7.2. Extensión geográfica.....	119-120
3.1.7.3. Localidad tipo.....	121
3.1.7.4. Descripción litológica.....	121-127
3.1.7.5. Contactos.....	127-128
3.1.7.6. Espesor.....	128
3.1.7.7. Paleoambientes.....	128
3.1.7.8. Edad.....	128
3.1.7.9. Correlación.....	128
3.1.8. Formación Capadare.....	129-138
3.1.8.1. Generalidades.....	129
3.1.8.2. Extensión geográfica.....	129

3.1.8.3. Localidad tipo.....	129-130
3.1.8.4. Descripción litológica.....	130-137
3.1.8.5. Contactos.....	137
3.1.8.6. Espesor.....	137
3.1.8.7. Paleoambientes.....	138
3.1.8.8. Edad.....	138
3.1.8.9. Correlación.....	138
3.1.9. Formación Ojo de Agua.....	139-140
3.1.9.1. Generalidades.....	139
3.1.9.2. Extensión geográfica.....	139
3.1.9.3. Localidad tipo.....	139
3.1.9.4. Descripción litológica.....	139
3.1.9.5. Contactos.....	140
3.1.9.6. Espesor.....	140
3.1.9.7. Paleoambientes.....	140
3.1.9.8. Edad.....	140
3.1.9.9. Correlación.....	140
3.1.10. Terrazas Pleistocenas.....	140-141
3.1.11. Aluviones.....	142
3.2. Geología estructural local.....	142-147

CAPÍTULO IV

SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	148-151
----------------------------------------------	---------

BIBLIOGRAFÍA.....	152-162
-------------------	---------

ANEXOS.....	163
-------------	-----

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El estado Falcón es una zona que muestra en superficie de forma excelente todos los rasgos geológicos que la caracterizan. A lo largo de las últimas décadas, se han realizado un sin número de trabajos en esta zona, donde se ha descrito la complejidad estructural y estratigráfica típica de esta cuenca.

Debido a la gran cantidad de estudios en la zona, se presentan ciertas discrepancias en cuanto a resultados, y falta de información en algunas zonas. Ante esta situación, la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, ha comenzado un proyecto basado en la compilación e integración de dichos trabajos. El presente trabajo toma un área al Nor-Este del estado Falcón y a 21Km al Sur-Este de la población de Píritu específicamente entre las poblaciones de Jacura y Capadare. La finalidad es la de completar la información necesaria y unificar los criterios de los diferentes autores para lograr realizar una actualización geológica, crítica y lógica completa de la zona.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

- ✓ Recopilar, integrar, analizar de manera lógica y crítica la información y referencias bibliográficas y cartográficas de la zona ubicada entre las coordenadas 11°20'00" Norte 69°00'00" Este y 11°00'00" Norte 68°30'00" Este del estado Falcón.

1.2.2. Objetivos específicos

- ✓ Recopilar información geológica, cartográfica, estructural y geomorfológica disponible en trabajos previos.
- ✓ Integrar en formato digital la cartografía geológica de 16 hojas a escala 1:25.000, a partir de los datos geológicos, estructurales y geomorfológicos disponibles en trabajos realizados en la zona de estudio.
- ✓ Elaboración de paneles de correlación a partir de las columnas estratigráficas generalizadas de trabajos previos para observar las variaciones laterales de las formaciones presentes.
- ✓ Elaboración de secciones estructurales y generación de modelos esquemáticos, con el fin de observar la tectónica de la zona y la repercusión sobre la estratigrafía.
- ✓ Generar un modelo evolutivo de la zona de estudio basado en trabajos previos.

1.3. UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca una extensión aproximada de 2.000 km² de superficie y se localiza al oeste de Venezuela. Dentro del área se destacan importantes poblaciones como: Jacura, Capadare, Mirimire, La Pastora. (figuras 1 y 2).

El extremo meridional alcanza a los 11°00'00'' y el más septentrional a los 11°20'00'' de latitud norte. El extremo oriental se encuentra a los 68°30'00'' y el occidental a los 69°00'00'' de longitud este. (figura 2). En la figura 3 se observa la disposición de las hojas cartográficas 1:25000, que van a cubrir el área de estudio.



Figura 1. Ubicación relativa del área del presente estudio.
El recuadro limita la zona de trabajo.

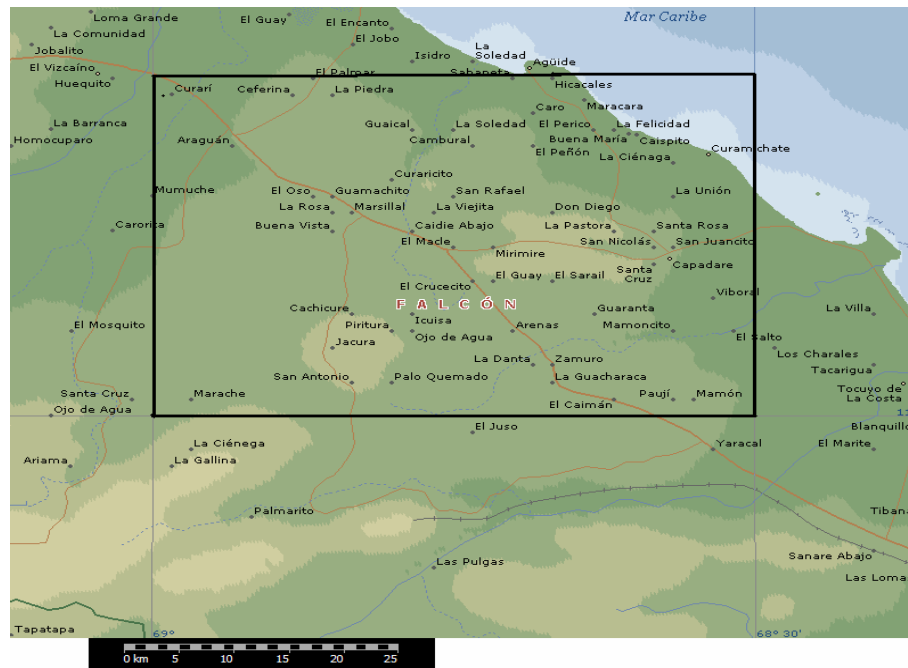


Figura 2. Mapa de ubicación del área de estudio

6449 – IV - NO	6449 – IV - NE	6449 – I - NO	6449 – I - NE
6449 – IV - SO	6449 – IV - SE	6449 – I - SO	6449 – I - SE
6449 – III - NO	6449 – III - NE	6449 – II - NO	6449 – II - NE
6449 – II - SO	6449 – III - SE	6449 – II - SO	6449 – II - SE

Figura 3. Esquema que muestra la disposición de las cartas topográficas a escala 1:25.000 de la hoja 6449 a escala 1:100.000. Estas son las hojas en las cuales se realizará la compilación topográfica – geológica.

1.4. VÍAS DE ACCESO

El acceso a la zona de estudio se puede realizar mediante vías pavimentadas, siendo la principal la que une las poblaciones de Mirimire – Capadare – San Juan de los Cayos, además se puede acceder por una serie de carreteras de tierra: Santa Cruz – El Guay; El Cantón – La Pastora; La Pastora – Capadare; El Cantón – Agüide; La Pastora – Agüide; Capadare – Curamichate, etc.

Así mismo hay una serie de caminos de tierra y picas que cruzan la zona, la mayoría se encuentran abandonados.

1.5. METODOLOGÍA

La realización del siguiente trabajo consta de tres etapas:

- ✓ Fase Pre-campo
- ✓ Fase de campo.
- ✓ Fase de oficina.

1.5.1. Etapa I: Etapa Pre-campo

Esta etapa se divide en tres partes:

- Recopilación y consulta bibliográfica:

Se basa en la recopilación y consulta de toda la información existente de la zona, trabajos previos, fotos aéreas, imágenes de radar, mapas geológicos - cartográficos, así como trabajos similares realizados en distintas zonas, con el fin de establecer similitudes o discrepancias entre los mismos.

- Compilación e integración de toda la información y referencias bibliográficas y cartográficas: Contempla la compilación e integración de material diverso como:

- Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, U.C.V.
- Publicaciones existentes en Congresos Geológicos Nacionales e Internacionales e informes inéditos.
- Mapas inéditos.
- Informes inéditos del Ministerio de Energía y Minas.
- Hojas topográficas a escala 1:25.000 de la zona de estudio, provenientes del Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía

Nacional, actual Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, (I.G.V.S.B.).

- Hojas geológico – estructurales a escala 1:50.000 (Hojas C-6-A) y 1:200.000 (Hojas 3 y 4) de la zona de estudio, provenientes de la Creole Petroleum Corporation Co.
 - Interpretación de fotos aéreas e imágenes de radar.
- Selección de lugares estratégicos y necesarios para el estudio en campo, basándose en la búsqueda de todos aquellos sectores donde la información geológica – estructural sea escasa o contradictoria entre los distintos autores previos.

1.5.2. Etapa II: Etapa de Campo.

- Verificación de la información recopilada en la fase inicial.
- Obtención de data geológica en las zonas a verificar en campo.

1.5.3. Etapa III: Etapa de Oficina.

- Digitalización de dieciséis (16) hojas topográficas a escala 1:25.000, utilizando como herramienta de trabajo el programa de Autocad. Hojas a digitalizar: 6449-I-SE (LA PASTORA), 6449-I-SO (YUCUMACARA), 6449-I-NE (CURAMICHATE), 6449-I-NO (LOS PILANCONES), 6449-II-NE (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-II-NO (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-II-SE (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-II-SO (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-III-SO (HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA), 6449-III-NO (HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA), 6449-III-SE (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO),

6449-III-NE (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-IV-NE (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-IV-SE (CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO), 6449-IV-SO (TOGOGO), 6449-IV-NO (ARAGUÁN).

- Digitalización y vectorización de columnas estratigráficas generalizadas, provenientes de los trabajos previos, utilizando como herramienta el programa Corel Draw.
- Digitalización y vectorización de las hojas geológicas – estructurales, provenientes de los trabajos previos, utilizando como herramienta el programa Autocad.
- Elaboración de paneles de correlación estratigráficos.
- Elaboración de secciones geológicas estructurales.
- Elaboración del posible modelo geológico de la zona.
- Realización del informe final incorporando la información compilada y analizada del área estudio.

Esto tiene como utilidad fundamental el crear una base de información actualizada de la geología de la zona estudiada, incluyendo el mapa actualizado de la misma.

1.6. ANTECEDENTES

La zona de Falcón debido a su gran complejidad tectónica, al fácil acceso a la misma, y a la amplia exposición de rasgos geológicos presentes en esta, ha sido muy estudiada y por ende existe una amplia gama de trabajos y diversidad de opiniones. En la zona de estudio que corresponde a este trabajo se recopiló la información de los siguientes trabajos previos:

AUTOR Y AÑO	TRABAJO
RENZ, W. H (1.948)	<p><i>“Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group, state of Falcón, Venezuela”</i>. Realizó un estudio de la estratigrafía y fauna del grupo Agua Salada, donde define las localidades tipo y así mismo describe cuatro nuevas especies de foraminíferos.</p>
WHEELER, C (1.959)	<p><i>“Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental”</i>. Describió la estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón Occidental y Nororiental aclarando las relaciones existentes en las diferentes áreas, con la finalidad de evitar malas correlaciones y duplicación de nombres en secciones equivalentes.</p>
GRAF, C (1.969)	<p><i>“Relaciones entre tectonismo y sedimentación en el holoceno del noreste de Venezuela”</i>. Analizó dos aspectos de la relación tectonismo – sedimentación, en los depósitos holocenos de Venezuela Noroccidental: Efectos de tectonismo activo sobre los procesos sedimentarios y Control tectónico sobre la distribución de ambientes sedimentarios.</p>
RODRÍGUEZ, S (1.977)	<p><i>“Dolomitización y fosfatización en el mioceno de Falcón Suroriental”</i>. Realizo el estudio de dos de las principales formaciones geológicas que afloran a lo largo de Falcón Oriental, Formación Casupal y Formación Capadare, la primera caracterizada eminentemente clástica y la segunda caracterizada por la presencia de calizas, dolomitas, margas y fosfatos.</p>

<p>LORENTE, M (1.978)</p>	<p><i>“La caliza de Capadare y sus relaciones con la cuenca de Agua Salada, Estado Falcón”</i>. Estableció en tiempo y espacio las relaciones que existen entre los cuerpos de caliza que afloran entre las poblaciones de Mirimire y Capadare, y realizo un estudio paleoambiental de las calizas mencionadas y las lutitas aflorantes en el área, mediante el contenido de fauna en estas.</p>
<p>VÁSQUEZ, R (1.980)</p>	<p><i>“Estudio de as areniscas del Togogo y las calizas de Jacura, Distritos Zamora y Acosta del Estado Falcón y definición del límite paleógeno - neógeno en esta misma zona”</i>. Aclaro las relaciones entre los sedimentos de la Formación Guacharaca y el Grupo Agua Salada, como están definidos en sus localidades tipo y las rocas clásticas y carbonáticas aflorantes entre las poblaciones de Mirimire – Jacura – Araguán y El Isidro.</p>
<p>DÍAZ DE GAMERO, M (1.985)</p>	<p><i>“Micropaleontología de la Formación Agua Salada, Falcón Nororiental”</i>. Analizó la microfauna de foraminíferos planctónicos que permitió reconocer todas las zonas del Oligoceno medio al Oligoceno tardío y permitió establecer un marco temporal al cual referir los diversos eventos tectónicos y sedimentarios.</p>
<p>DÍAZ DE GAMERO, M (1.985)</p>	<p><i>“Estratigrafía de Falcón Nororiental”</i>. Investigó la secuencia estratigráfica de la región nororiental de Falcón, interpretando la historia geológica con ayuda de criterios sedimentológicos modernos y utilizando la microfauna de foraminíferos para los esquemas cronoestratigráfico y paleoecológico.</p>

<p>RODRÍGUEZ, S. et al. (1.985)</p>	<p><i>“Cuenca Falcón Suroriental”</i>. Investigaron el terciario en Falcón Suroriental para conocer a fondo las características estratigráficas, litológicas y estructurales de las formaciones que afloran en esa zona.</p>
<p>WOZNIAK, J. et al. (1.987)</p>	<p><i>“Bioestratigrafía de la Región Nor-Central de la Serranía de Falcón, Venezuela Nor-Occidental”</i>. Delimitaron las variaciones de facies en el tiempo y en el espacio mediante secciones competas, realizadas a lo largo del área estudiada, en base a foraminíferos planctónicos, en una parte de la Sierra de Falcón.</p>
<p>DURAN, I (1.989)</p>	<p><i>“Calibración de la zona de nannoplancton calcáreo en la subcuenca de Agua Salada, Falcón Oriental”</i>. Determinó las zonas nannoplancton presentes en la secuencia que comprende la Formación Agua Salada y establece una calibración de zonas entre nannoplancton y foraminíferos planctónicos.</p>
<p>AUDEMARD, F. et al. (1.994)</p>	<p><i>“Definición de la traza activa del sistema de fallas Oca – Ancón, Noroccidente de Venezuela”</i>. Dividieron el sistema de fallas de Oca – Ancón en cinco grandes sectores, en función a su geometría, trazado y estilo tectónico. Así mismo realizaron una descripción de los mismos.</p>
<p>AUDEMARD, F (1.997)</p>	<p><i>“Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón. Venezuela Occidental”</i>. Describe la cuenca de Falcón, su tectónica y define cinco sistemas de fallas, además de determinar la tasa de desplazamiento de los accidentes producto de las mismas.</p>

<p>GHOSH, S. et al (1.997)</p>	<p><i>“Evolución tectonoestratigráfica y sistemas petrolíferos de la cuenca de Falcón. Venezuela Noroccidental”</i>. Relaciona las unidades litoestratigráficas en un marco cronoestratigráfico y secuencial, con lo que logra reconocer diez megasecuencias, y reconstruir la historia de la cuenca de Falcón.40</p>
<p>MARCANO, G. et al. (1.997)</p>	<p><i>“Diagénesis en las calizas de la Formación Capadare (Mioceno medio): su efecto sobre la porosidad”</i>. Determinaron que la mayoría de la porosidad existente en las calizas Miocenas de la Formación Capadare, del pozo 1S ubicado en las cercanías de Chichiriviche en el estado Falcón, se encuentra relacionada a la disolución de algas rojas.</p>
<p>OSUNA, S. et al. (1.997)</p>	<p><i>“Distribución del Oligoceno en el occidente de Venezuela”</i>. Demostró que durante el Oligoceno existió una conexión de ambientes marinos, desde Guárico hacia Falcón, la interpretación sísmica fue conclusiva en la determinación de los elementos estructurales y propuso un ambiente tectónico para el Oligoceno relacionado a una etapa de colapso tensional, posterior al emplazamiento de las napas a finales del Eoceno.</p>
<p>RODRÍGUEZ, M (2.003)</p>	<p><i>“Proyecto evaluación geológica y geotécnica de la zona Morón - Mirimire, estado Falcón”</i>. Describió las unidades litoestratigráficas, realizó una adquisición y procesamiento de datos correspondientes a las propiedades geotécnicas, químicas y microbiológicas relativas al proceso de corrosión, del material en el subsuelo de la zona entre Morón – Mirimire, Falcón Oriental.</p>

1.7. TRABAJOS PREVIOS

La realización de trabajos de compilación, integración y actualización de información geológica – topográfica, se ha visto incrementada con el pasar del tiempo, producto de la poca correlación entre los trabajos realizados en una misma zona.

Estos trabajos representan una metodología similar a la del presente trabajo, y mantienen un objetivo similar, aunque no fueron realizados en la misma zona.

AUTOR Y AÑO	TRABAJO
YÁNEZ DE CARRASCO, <i>et al.</i> (1.997)	“ <i>Geología de la hoja Mayagua (7439)</i> ”. Integraron y actualizaron la información geológica de la hoja a escala 1:100.000 Mayagua (7349), a través de mapas geológicos preexistentes, con base topográfica.
BARBOZA, L Y RODRÍGUEZ, S (2.001)	“ <i>Integración de la geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila al norte de Caracas</i> ”. Realizaron una integración de la cartografía geológica existente para el Estado Vargas y el flanco sur del Ávila, generando 23 mapas a escala 1:25.000.
OMAHÑA, L (2.002)	“ <i>Integración de la geología de la zona de Morón – Valencia – Ocumare de la Costa. estados Carabobo y Aragua</i> ”. Realizó una compilación de los estudios geológicos existentes en la región destral de la Cordillera de la Costa venezolana, generando 13 hojas geológicas a escala 1:25.000, compiladas y reinterpretadas.

<p>TARDÁGUILA, P (2.002)</p>	<p><i>“Integración de la geología de la zona de Choroni – Puerto Maya y Maracay. Estados Aragua y Carabobo”</i>. Realizó una compilación e integración geológica de 13 mapas geológicos a escala 1:25.000 a partir de ciertos trabajos.</p>
<p>DÍAZ, A (2.003)</p>	<p><i>“Integración geológica de la región Los Teques – La Victoria – San Casimiro. Distrito Capital, Estados Aragua y Miranda”</i>. Realizó una actualización de 19 mapas geológicos de la zona de estudio a partir de una compilación e integración hecha de los mapas e información geológica proveniente de Tesis de la Escuela de Geología, informes del M.E.M y publicaciones diversas.</p>
<p>ORTA, M (2.003)</p>	<p><i>“Integración de la geología de la región de Caracas – Charallave – Santa Teresa del Tuy. Distrito Federal y estado Miranda”</i>. Realizó una integración de la cartografía geológica de una región del Distrito Capital y el Estado Miranda, generando 18 hojas a escala 1:25.000.</p>
<p>GÓMEZ, D y PRIETO, J (2.004)</p>	<p><i>“Integración y actualización geológica del área del Surco de Urumaco y la Plataforma de Dabajuro, estado Falcón”</i>. Realizaron una búsqueda, compilación, unificación y posterior actualización de la cartografía geológica existente del área del surco de Urumaco y la plataforma de Dabajuro, estado Falcón.</p>

CAPÍTULO II

2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. Características fisiográficas y geomorfológicas de la cuenca

La región de Falcón ha sido muy estudiada por diversos autores, así mismo muchos de estos se han encargado de realizar algunas caracterizaciones respondiendo a ciertos rasgos, esto ha generando mapas con información en cuanto a relieve, fisiografía, pluviosidad, vegetación, etc, en este trabajo sólo se nombraran las divisiones más resaltantes:

- Provincias fisiográficas de la República Bolivariana de Venezuela según FREILE (1968), sólo se nombrara la provincia a la que pertenece la zona de estudio (Cuenca de Agua Salada ó subcuencas de Hueque y Araurima), (COPLANARH, 1.975):

PROVINCIAS	SUBPROVINCIAS	REGIONES FISIOGRAFICAS	UNIDADES FISIOGRAFICAS
<u>Provincia III:</u> Valles y serranías de Falcón, Lara y Yaracuy.	-----	Todas las regiones de esta provincia	Todas las unidades de esta región

- Regiones naturales según VILA, M. A (1951-1952), según este autor la zona de estudio pertenece a dos regiones distintas, enumeradas por el como, (figura 4), (COPLANARH, 1.975):

3. Formación Lara – Falcón

5. Valles Marítimos

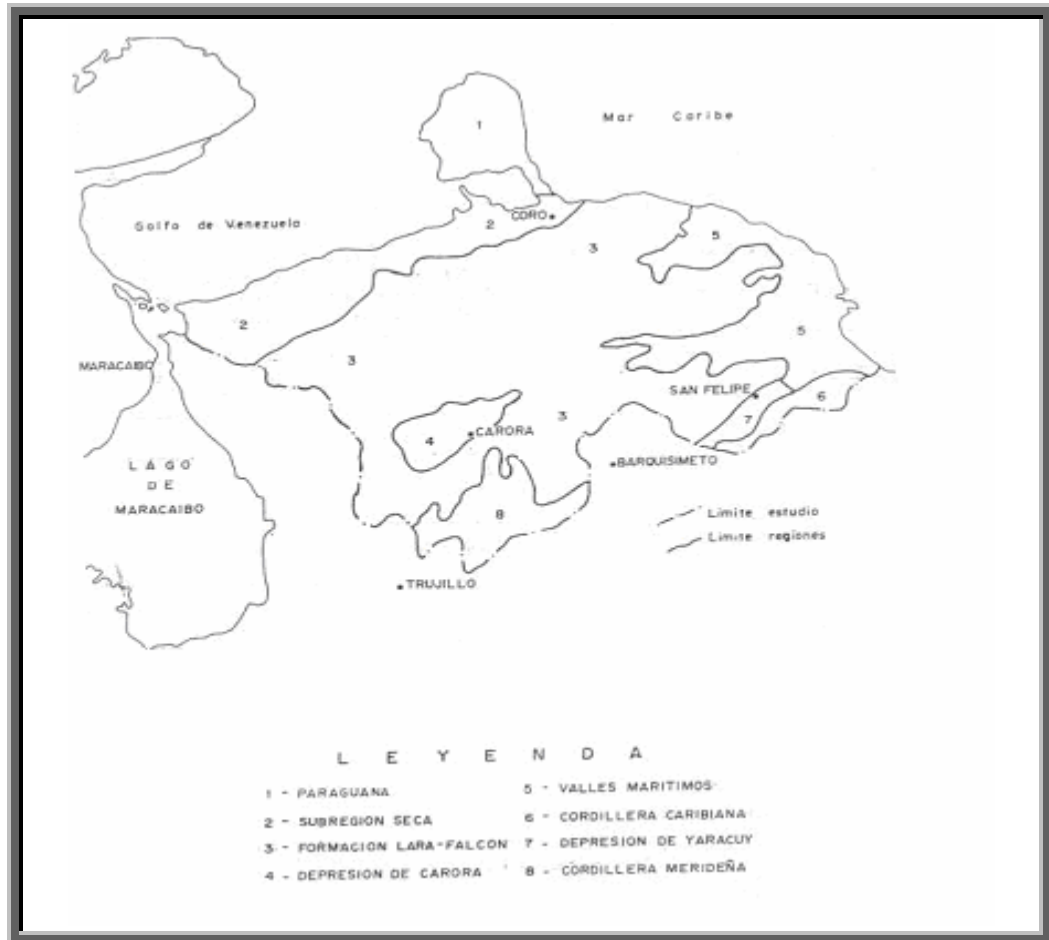


Figura 4. Mapa de las Regiones Naturales. Tomado de las Regiones naturales de Venezuela – Separata de los “Cuadernos de Información Económica”, CVF – Caracas, 1951 – 52.

- Entidades naturales procedentes del estudio geomorfológico realizado por COPLANARH (1974), según este informe la zona de estudio pertenece a las entidades, (figura 5), (COPLANARH, 1.975):

1. Sierras y colinas anticlinorio de Falcón.
6. Valles marítimos.

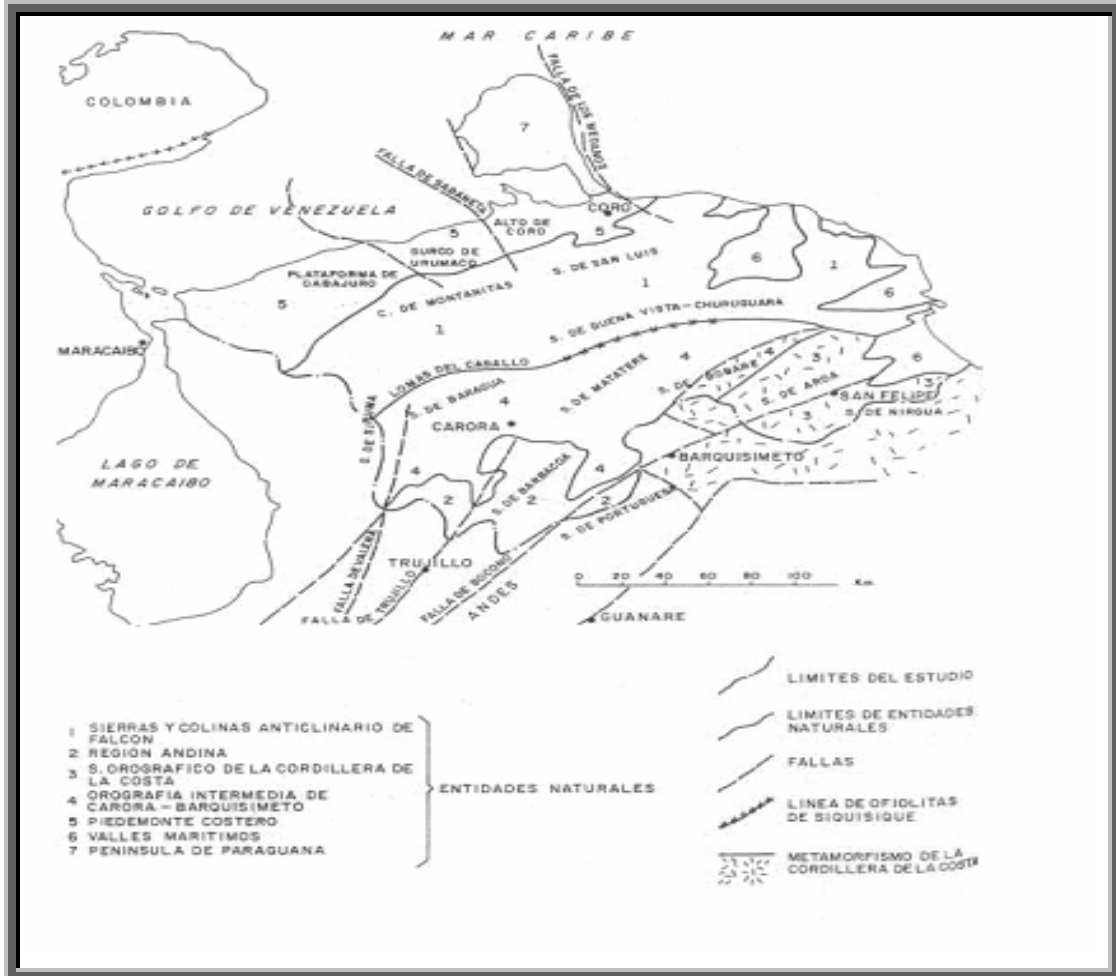


Figura 5. Mapa de Entidades naturales y sistema montañoso nor-occidental.

Tomado de Coplanarh (1975).

Las características geomorfológicas de la zona de estudio (Cuenca de Agua Salada) según el informe de COPLANARH (1975) son las siguientes:

Las sierras y colinas del anticlinorio de Falcón, (figuras 6 y 7), zonas A y B respectivamente, están constituidas por formaciones del Oligoceno y Mioplioceno. En la actualidad esta zona pertenece a un extenso y muy plegado geoanticlinal, con presencia de pliegues estrechos y alargados, pliegues fallados y corrimientos hacia el norte, gran cantidad de estructuras asimétricas (COPLANARH, 1975).

La zona de estudio se caracteriza por una interdigitación de formas paralelas entre sí, filas con rumbo SO-NE y colinas bajas en las depresiones de los sinclinales. Hacia el noreste se observa una interdigitación de colinas bajas con llanuras aluviales de los valles marítimos (COPLANARH, 1975).

La topografía de la zona es generalmente baja, mostrando un paisaje de colinas onduladas, aunque se observan cerros aislados, de poca altura, que rompen con este patrón. Entre estos cerros destacan:

- Cerro Jacura (620 ms.n.m) en la divisoria de aguas entre los ríos Tucurere y Remedios y cerros de Capadare (cerro Capadare 344 ms.n.m, cerro Mirimire 387 ms.n.m, y cerro Cantono 400 ms.n.m), que corresponden a sinclinales colgados (COPLANARH, 1975).

Las cumbres de estos cerros se encuentran sobre rocas calcáreas, generalmente calizas arrecifales, limitadas por cornisas subverticales, vertientes muy inclinadas y disectadas al pie de las cornisas, pendientes de 25 a 40%, y presencia de formas cársticas fósiles en las cumbres de calizas (COPLANARH, 1975).

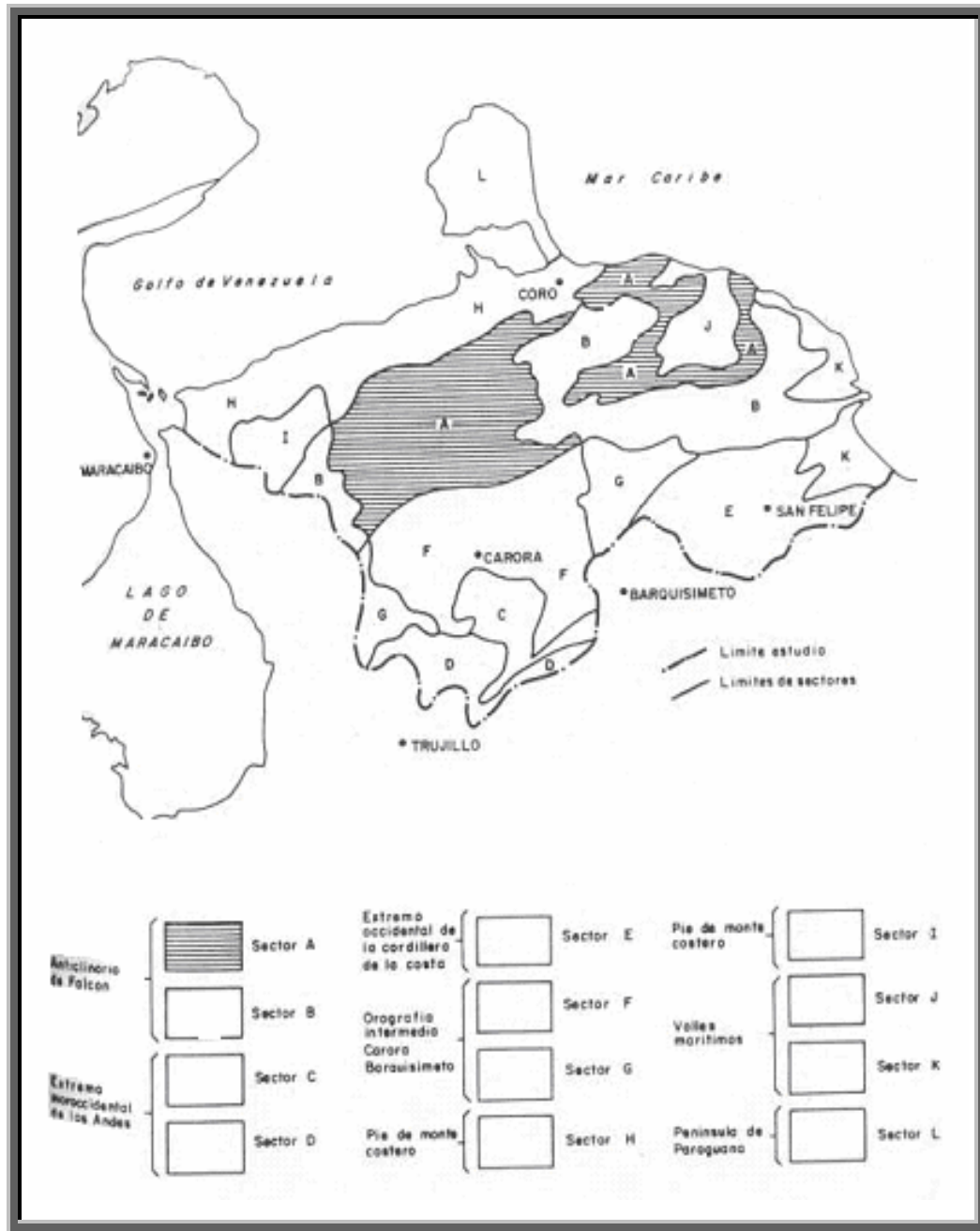


Figura 6. Mapa de ubicación de la zona A (Anticlinorio de Falcón). Tomado de Coplanarh (1975).

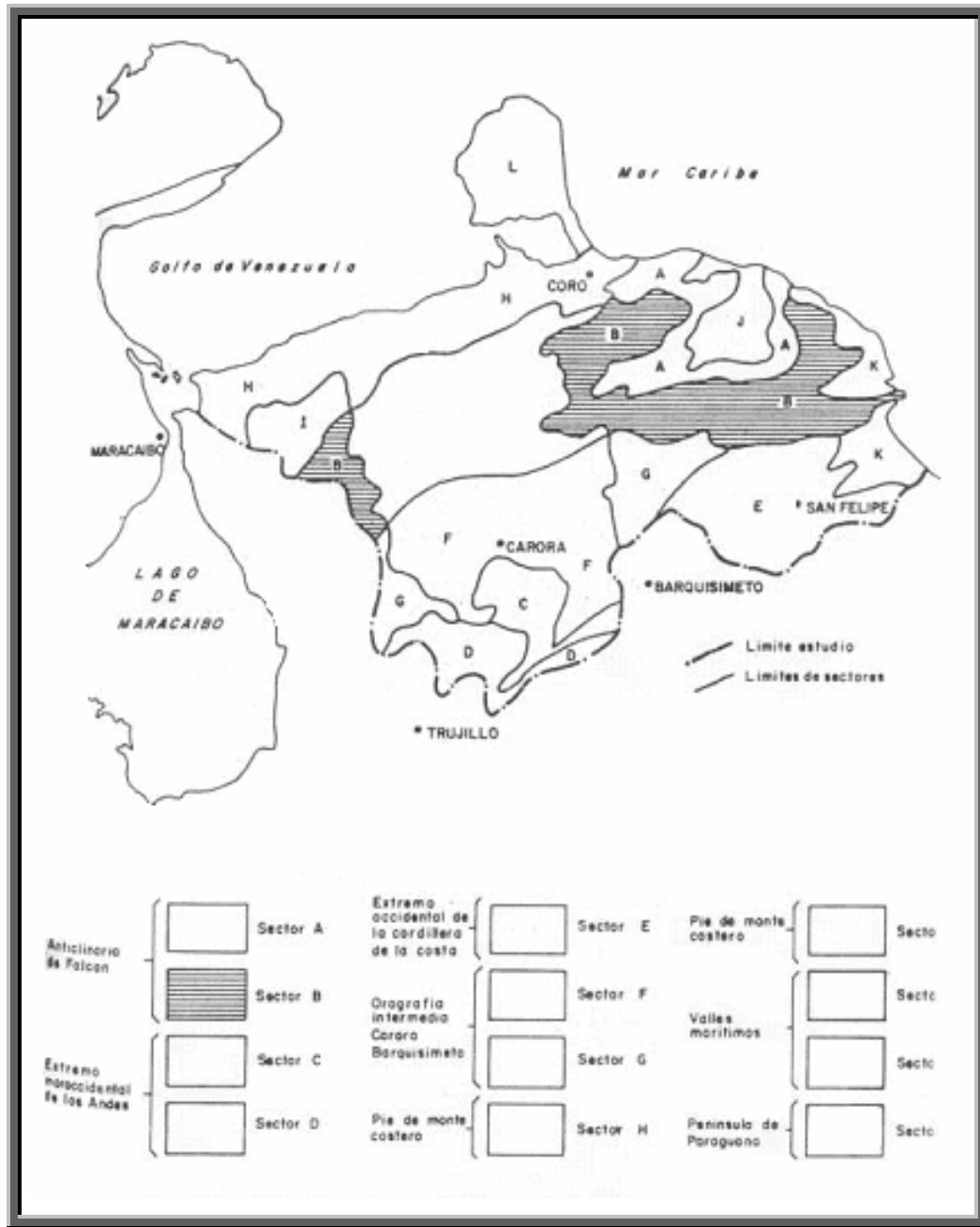


Figura 7. Mapa de ubicación de la zona B (Anticlinorio de Falcón). Tomado de Coplanarh (1975).

Las cuencas de los Ríos Hueque y Tucurere representan una superficie de aplanamiento suavemente plegada y luego desgastada por la erosión cuaternaria (COPLANARH , 1975).

Alrededor del cerro Capadare las colinas bajas son margosas y las lomas tienen formas redondeadas (COPLANARH , 1975).

Según VILA, M. A, (1951-1952), en su libro de Regiones Naturales de Venezuela, los valles marítimos están formados por los valles bajos y amplios de varios ríos de cauce paralelo: el Ricoa, el Hueque, el Tucurere, el Tocuyo, y el Aroa (COPLANARH , 1975), (figuras 8 y 9, zonas J y K respectivamente).

En esta zona los valles marítimos están representados por llanuras aluviales bajas y en parte inundables, con pendientes inferiores a 1%, el contacto por los relieves vecinos es a través de glacis o glacis terrazas (COPLANARH , 1975).

Durante el Cuaternario la zona ha sido afectada por subsidencias, que han permitido la fosilización de los antiguos depósitos por los recientes, así como transgresiones marinas producto de la invasión del mar (COPLANARH , 1975).

El drenaje en esta zona está caracterizado por ríos que desembocan hacia el mar Caribe. A continuación se esbozará una corta descripción de los más importantes drenajes de la zona:

- Río Ricoa: abarca 765 Km² de superficie, nace en el flanco oriental de la sierra de San Luis y desemboca en el mar Caribe al noreste de Tucupido, su afluente principal es el río Acurigua.
- Río Húeque: tiene una longitud de 115 Km, nace en el flanco sur de la serranía de San Luis a unos 800 ms.n.m Drena una cuenca de 4080 Km Sus

principales afluentes son el Remedios y el Marisicare. El Remedios tiene una longitud de 124 Km y su afluente más importante es el Guarabal. Antes de desembocar al mar el río Hueque forma una amplia planicie aluvial, la cual está en una depresión de origen tectónico.

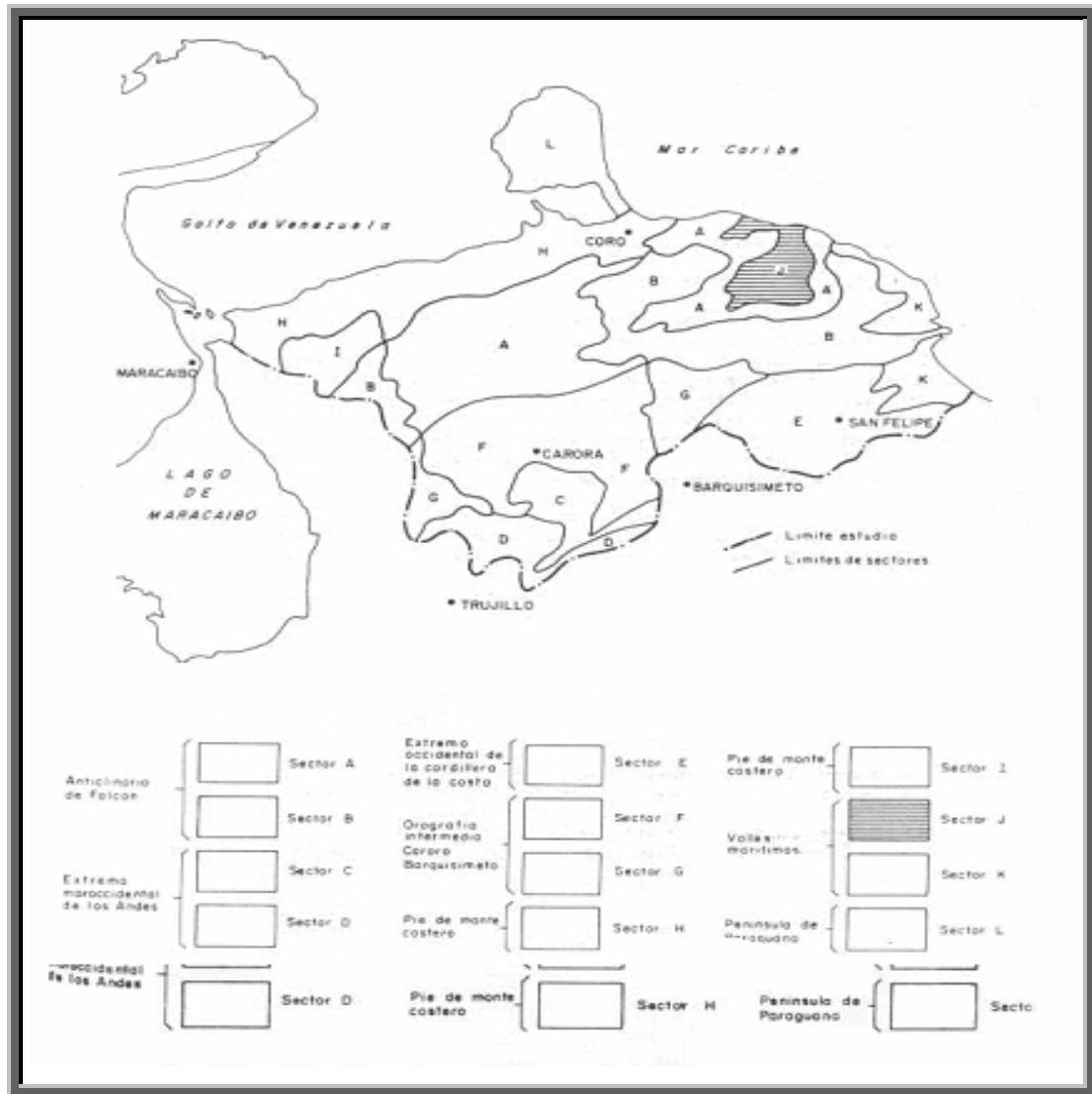


Figura 8. Mapa de ubicación de la zona J (Valles marítimos). Tomado de Coplanarh (1975).

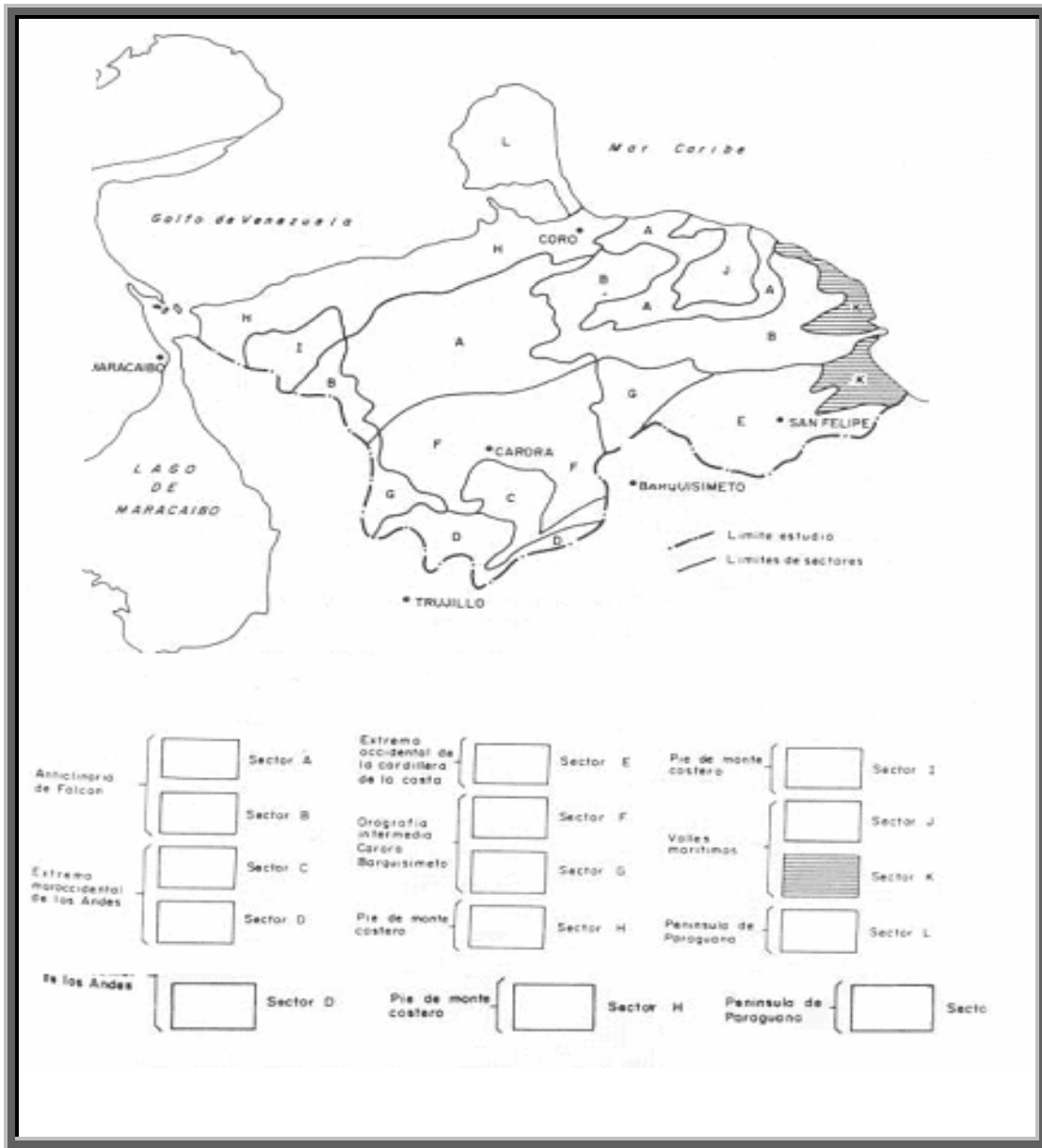


Figura 9. Mapa de ubicación de la zona K (Valles marítimos). Tomado de Coplanarh (1975).

La cuenca de Agua Salada y la de Aaurima – El Tocuyo, están constituidas por intercalaciones de areniscas y lutitas, con presencia de arrecifes de calizas. Las areniscas predominan en las zonas montañosas, las lutitas en las zonas bajas y las

calizas en los sinclinales colgados o anticlinales asociados a los cerros de Mirimire, Jacura y Capadare, en Falcón nororiental.

Las calizas son generalmente cavernosas y muy porosas, debido a la gran cantidad de diaclasas originadas por las fallas y plegamientos, las cumbres de los cerros Capadare, Jacura y Mirimire, etc, están constituidas por gruesas capas de calizas entre 150 m y 100 m de espesor, con algas (lithothamnium) de la Formación Caujarao (miembros Capadare y Pueblo Cumarebo). En las vertientes forman cornisas abruptas, en el cerro Capadare de unos 20 m (COPLANARH , 1975).

Las cumbres de los cerros Capadare y Jacura están disectadas por numerosos lapiasos o micro cañones alargados, generalmente más de 2 m de profundidad (COPLANARH , 1975).

Las areniscas en el canal falconiano presentan facies flysch – molasa del terciario, estas tienen poca influencia en el material parental de los suelos depositacionales, en su mayoría están interestratificadas con lutitas, arcillas o margas. En el Miembro Policarpio de la Formación Pozón se trata de arenas glauconíferas asociadas con margas arenosas (COPLANARH , 1975).

Las lutitas afloran en las regiones de topografías bajas, están asociadas a capas de areniscas, conglomerados y calizas, generalmente son arenosas o limolíticas y de color oscuro, finamente laminadas. Son yesíferas mayormente en las facies miocenas de Falcón, a veces micáceas. Son friables y muy susceptibles a la erosión. Estas por su alto contenido de arcilla son casi impermeables y no permiten la infiltración del agua de lluvia, lo que genera escorrentía; y su alto contenido de yeso contribuye a la salinización de los suelos: suelos aluviales de los ríos Mitare y Hueque (COPLANARH, 1975).

La interestratificación lutitas – areniscas son el reflejo de secuencias rítmicas de facies flysch, se observan en la mayoría de las formaciones que afloran en la zona, como: del Mioceno Medio a Superior Formación Solito, la cual aflora en el flanco septentrional del anticlinorio de Falcón, las formaciones Agua Linda y Casupal, que afloran en los cerros de Misión, montañas de Agua Linda y en el flanco meridional de la serranía de Churuguara. Las areniscas son de grano medio a grueso, generalmente calcáreas. Estas intercalaciones generan paisajes escalonados, con vertientes de perfil irregular (COPLANARH , 1975).

Las margas y arcillas calcáreas afloran en las colinas bajas de la zona más nororiental de Falcón, generalmente asociadas a lutitas y arcillas arenosas. En la cuenca de Agua Salada se encuentran bien desarrolladas en los sedimentos miocenos, como formaciones San Lorenzo y Pozón, miembros Menecito y Husito respectivamente. En la Formación Guacharaca están caracterizadas por colinas bajas, con formas redondeadas por la esorrentía difusa y algunos movimientos de masa (COPLANARH , 1975).

En general la zona de estudio es una zona de topografía baja, mostrando un relieve ondulado, con cerros aislados dispersos en la zona, sin ningún patrón aparente. La litología predominante es la interestratificación de lutitas – areniscas, sin embargo en las cumbres de los cerros afloran calizas arrecifales.

2.2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL

La región Falconiana, se subdivide fisiográficamente en cuatro fajas longitudinales aproximadamente paralelas a la costa norte, y que son de norte a sur: la llanura costera, la serranía de San Luis y sierras asociadas al oeste, la llanura central o

depresión de Pecaya y la cordillera de Churuguara, esto exceptuando a la península de Paraguaná (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

En la parte norcentral del occidente de Venezuela, se encuentra la cuenca de Falcón, la cual se encuentra al noreste de la cuenca de Maracaibo, abarca actualmente unos 36.000 Km² y un volumen de sedimentos de 161.000 Km².

Su mayor longitud se encuentra entre las poblaciones de La Victoria y Boca Tocuyo, lo que abarca aproximadamente 320 Km. La sección más ancha se ubica entre la ensenada de La Vela de Coro y Churuguara, alcanzando 100 Km (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

La cuenca limita al occidente con la cuenca del Lago de Maracaibo, al norte y este por la línea de costa del Golfo de Venezuela, su prolongación, el Golfete de Coro, por el Istmo de Los Medanos y por la costa del Atlántico hasta el Golfo Triste y al sur por una serie de elevaciones denominadas Sierra de Churuguara. La cuenca se prolonga hacia el norte y noreste dentro de las aguas territoriales de Venezuela, en el mar Caribe (figura 10) (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

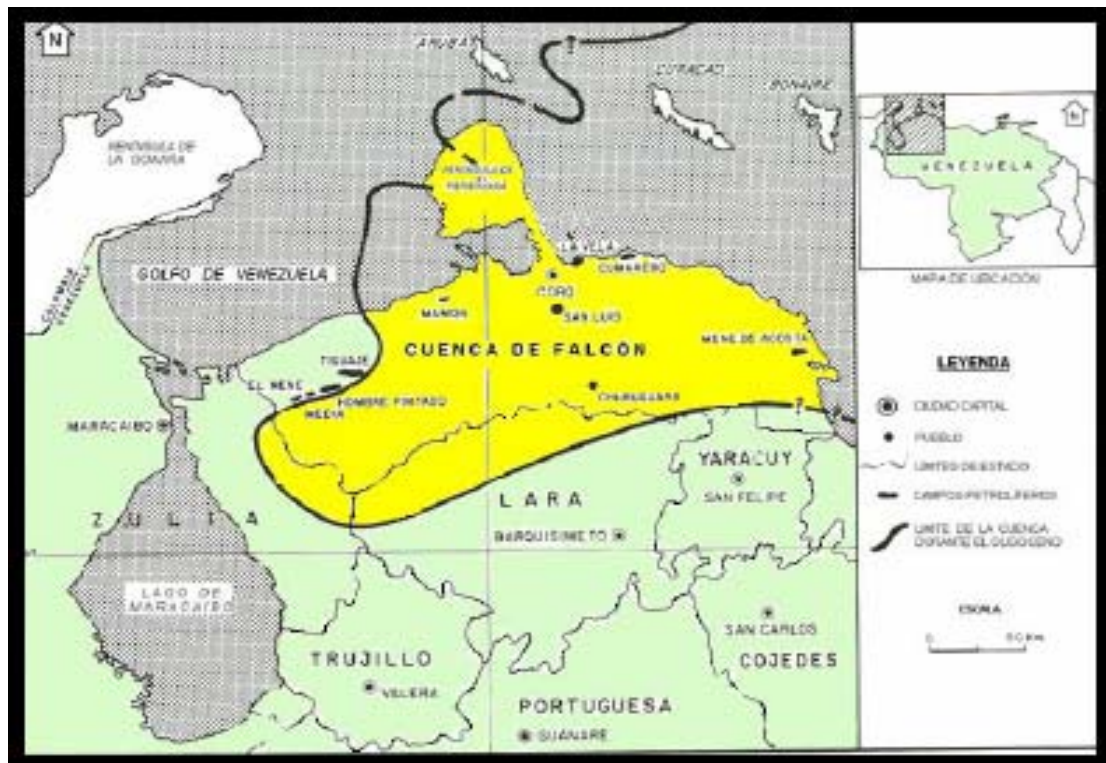


Figura 10. Ubicación de la Cuenca de Falcón y sus límites. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

2.2.1. Estratigrafía y sedimentación de la Cuenca

De acuerdo con las teorías sobre la evolución tectónica de la Cordillera del Caribe, el relleno de la Cuenca de Falcón durante el Ciclo Terciario Superior representa la sedimentación para-autóctona desarrollada de modo preferente durante el Oligoceno y Mioceno sobre un alóctono emplazado en el borde septentrional de la plataforma epicontinental cercana al extremo noreste de los Andes venezolanos (GONZÁLEZ DE JUANA, 1980).

En la región occidental y en la región de Falcón el Eoceno Tardío representa un período de erosión por lo cual no afloran litologías más antiguas que el Oligoceno. Se logró ubicar un intervalo de lutitas marinas en el extremo oriental de la cuenca, cuyo

contenido de foraminíferos planctónicos parece indicar la presencia del Eoceno superior, específicamente la secuencia inicial del para-autóctono conocido como Formación Cerro Misión (HUNTER, 1974 y GONZÁLEZ DE JUANA, 1980).

WHEELER (1960), explica que la cuenca de Falcón se originó a fines del Eoceno o en el Oligoceno. Durante el Oligoceno y el Mioceno inferior la cuenca era una depresión estructural y sedimentaria relativamente pequeña, estrecha y orientada en una dirección este-oeste que cubría la mayor parte del estado Falcón y partes adyacentes de los estados Zulia, Lara y Yaracuy.

La depositación durante el Eoceno tuvo lugar en cuencas más extensas y mas tarde, desde el Mioceno Medio, la depositación estuvo esencialmente restringida a las áreas costaneras de Falcón.

WHEELER (1960), establece que la cuenca de Falcón se encuentra dividida en cuatro subcuencas contentivas cada una de ellas de una sección sedimentaria relativamente gruesa y separadas entre si por regiones altas donde la sección era mas delgada. Estas subcuencas se conocen con los nombres de subcuenca de Falcón occidental, subcuenca de Húeque en el noreste de Falcón, subcuenca de Araurima o del Bajo Tocuyo en el este de Falcón y la subcuenca de Casupal hacia el sureste de Falcón. RENZ (1948) une las subcuenca de Araurima y Húeque para llamarla Cuenca de Agua Salada.

EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS	ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMPE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA	EPOCA	
P L I O C E N O	TARDIO		SAN GREGORIO <small>RIO SECO COCUZA VERGEL</small>					TUCUÍPIDO				TARDIO	P L I O C E N O
	TEMPRANO		CODORE <small>ALGODONES CHIGUAJE</small>	LA VELA <small>CORO</small>	PARAGUANA <small>AMUAY EL HATO</small>	LA VELA <small>CORO</small>		EL VERAL	PUNTA GAVILAN			TEMPRANO	
M I O C E N O	TARDIO	BARIRO	URUMACO	CAUJARAO <small>TARATARA MATARUCA EL MUACO</small>		CAUJARAO <small>TARATARA MATARUCA EL MUACO</small>		CUMAREBO		OJO DE AGUA		TARDIO	
	MEDIO	QUISIRO	SOCORRO	SOCORRO		SOCORRO		AGUA SALADA	AGUA SALADA <small>CAPADARE</small>	POZON <small>HUSO HUSTO POLICARPIO</small>	AGUA LINDA <small>CAPADARE</small>	MEDIO	
	TEMPRANO	CERRO PELADO <small>SANTIAGO CAUDERALITO</small>	QUERALES CERRO PELADO	QUERALES GUARABAL	CANTAURE	QUERALES GUARABAL	AGUA CLARA	AGUA CLARA	EL SALTO	GRUPO AGUA SALADA SAN LORENZO <small>MENEQUITO EL SALTO</small>	CASUPAL	TEMPRANO	
O L I G O C E N O	TARDIO	CASTILLO	PEDREGOSO PECAYA <small>S. J. VEGA</small>	SAN LUIS <small>PATIECITOS</small>		SAN LUIS <small>PATIECITOS</small>	PECAYA CHURUGUARA			GUACHARACA		TARDIO	
	MEDIO											MEDIO	
	TEMPRANO		EL PARAISO			EL PARAISO						TEMPRANO	
E O C E N O	TARDIO	JARILLAL <small>LA VICTORIA</small>					JARILLAL			CERRO MISION		TARDIO	
	MEDIO	SANTA RITA				SANTA RITA						MEDIO	

© Intevp, S. A.

M. L. GAMERO, 1997

Figura 11. Tabla de correlaciones de unidades en la cuenca de Falcón. Tomado de Léxico estratigráfico (1999).

2.2.1.1. EOCENO TARDÍO

Según WHEELER (1960), en las partes más profundas de la cuenca de Falcón las capas oligocenas se encuentran descansando concordante sobre lutitas del Eoceno Superior. En el centro de Falcón las lutitas reciben el nombre de Formación Jarillal, del grupo Agua Negra. En el oriente de Falcón, las lutitas reciben el nombre de Formación Cerro Misión. Estas dos formaciones son probablemente equivalentes. Hacia los flancos de la cuenca de Falcón las Formaciones Cerro Misión y Jarillal están ausentes y como resultado de la depositación transgresiva, capas del Oligo-Mioceno descansan sobre estratos más viejos del Eoceno con pronunciada discordancia angular.

La primera persona en usar el nombre de Formación Agua Negra (Eoceno Medio-Tardío) fue SENN (1935), nombre ahora en desuso. Utilizado para describir la sección de areniscas, conglomerados, lutitas y calizas expuestas en la parte superior de la quebrada Mamoncito, distrito Urdaneta, estado Lara. SENN dividió la formación en tres miembros, Santa Rita, Jarillal y Churuguara. Más adelante Agua Negra fue elevada con el rango de grupo y los tres miembros al de formaciones.

WHEELER (1960) hace hincapié que la Formación Churuguara por ser genéticamente diferente a las otras dos no debe ser incluida en el mismo grupo, además de inferir una discordancia entre la Formación Jarillal y la Formación Churuguara, por lo que no pueden pertenecer al mismo grupo y normalmente un grupo no debe incluir una discordancia.

La unidad inferior, Formación Santa Rita, consiste de arcilitas arenosas, areniscas, conglomerados con guijarros de ftanita negra muy característicos y ocasionales calizas arrecifales con una fauna de orbitoideos del Eoceno Superior. La unidad tiene unos 40 metros de espesor en los afloramientos más septentrionales del sur de Falcón, cerca de Taparoy y al sur de El Oro al norte del estado Lara. La Formación

Santa Rita descansa con discordancia angular sobre la Formación Paují, en algunas localidades la diferencia de buzamiento alcanza los 60 grados.

La Formación Jarillal descansa concordante sobre la Formación Santa Rita, esta formación consiste en unos 300 a 400 metros de lutitas gris oscuro a marrón verdoso por meteorización, con capas de calizas limolíticas interestratificadas en la parte inferior. Toda la sección contiene una fauna de edad Eocena Tardío. Los siguientes foraminíferos fueron identificados por A. N. Dusenburry., de muestras de la parte superior de Jarillal tomadas cerca de la localidad tipo:

Bulimina jacksonensis Cushman; *Globigerina eocaenica* Terquem; *Globigerina paravenezuela* Hofker; *Nonion havanensis* Cushman y Bermudez; *Robulus alatolimbatus* (Gümbel); *Robulus inusitatus* Cushman; *Robulus kemperae* (Hanna); *Saracenaria danvillensis* Howe y Wallace; *Textularia gertrudeana* Davis; *Textularia pseudoelongata* Bandy; *Uvigerina dumblei* Cushman y Applin; *Uvigerina gardnerae* Cushman; *Uvigerina yazooensis* chusman (WHEELER, 1960).

GUEVARA (1978) plantea que la Formación Santa Rita está caracterizada por la presencia de calizas y un conglomerado basal discontinuo, formado principalmente por fragmentos de calizas; la matriz del conglomerado es una arenisca muy fina, calcárea, con fragmentos bioclásticos. El contacto inferior de esta unidad no se encuentra bien expuesto, pero generalmente se observa en contacto de falla con estratos más antiguos de edad Eoceno (GUEVARA, 1978; citado por MACELLARI, 1995).

La Formación Jarillal representa el alcance máximo de la transgresión que comenzó localmente con la Formación Santa Rita (GUEVARA, 1967), siendo un ambiente litoral a nerítico interior, alcanzando condiciones marinas abiertas relativamente profundas. PITELLI Y MOLINA (1989) la describen como una formación depositada en un ambiente marino a una paleopropundidad entre 100 y 200 metros, representando un

máximo transgresivo y el inicio de un ciclo regresivo (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

La parte superior del Grupo Agua Negra está representado por la Formación La Victoria, que se compone por unos 2400 metros de lutitas negras con areniscas interbandeadas y carbón (SUTTON, 1946 y GUEVARA, 1967). Esta unidad fue predominantemente depositada en un ambiente lacustrino con incursión de agua salobre (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

La Formación Cerro Misión (Eoceno Superior) fue nombrada por SENN (1935) para describir una sucesión de lutitas fosilíferas, grises a negras, que afloran en el Cerro Misión. De acuerdo con RENZ (1948) la Formación Cerro Misión pasa gradualmente hacia arriba a la Formación Guacharaca del Oligoceno (WHEELER, 1960).

En Falcón oriental, se produce la sedimentación de la Formación Cerro Misión y de “posibles capas rojas” en la Vela de Coro. La Formación Cerro Misión descansa discordantemente sobre las secuencias estratigráficas depositadas en el Eoceno Medio. La misma está representada por lutitas calcáreas, oscuras y una microfauna béntica indicativa de profundidades batiales, que permite inferir un ambiente transgresivo para esta unidad, correlacionándola a su vez con la Formación Jarillal del Grupo Agua Negra de Falcón surcentral (HUNTER, 1972, 1974; DÍAZ DE GAMERO, 1985; citado por GÓMEZ Y PRIETO 2004).

Diversos autores coinciden que la Formación Cerro Misión es de edad Eoceno Tardío, zona *Globigerinatheka* y *Semiinvoluta* (RENZ 1948, HUNTER 1972)

2.2.1.2. OLIGOCENO – MIOCENO TEMPRANO

La sedimentación Oligocena – Mioceno Temprano, al contrario de la sedimentación Eocena, aflora extensamente en la parte central de la cuenca, (figura 12 y 13). Se ubica mayormente en una faja ancha de dirección aproximada N70E, entre las sierras de San Luis y Churuguara (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

WHEELER (1960) explica que las rocas Oligocenas y del Oligo-Mioceno de la cuenca de Falcón constituyen un complejo de facies depositadas durante un período de transgresión marina. Esta sección está limitada por debajo por rocas del Eoceno y por encima por las lutitas de Agua Clara, o por equivalentes laterales de la misma que reciben diferentes nombres.

Los depósitos que componen a la unidad del Oligoceno y Mioceno Inferior se encuentran representados por facies de agua relativamente profunda que constituyen las formaciones Pecaya y Pedregoso en Falcón oeste-central. En el sureste de Falcón la secuencia litológica es similar, aunque el nombre de Formación Guacharaca es usado para describir el equivalente lateral de las formaciones El Paraíso y Pecaya y la arenisca El Salto representa el equivalente lateral de la Formación Pedregoso. La sucesión litológica del centro de la cuenca, independiente de los nombres usados, no cambia mayormente y representa el común denominador del complejo de facies del Oligoceno-Mioceno. Hacia los márgenes de la cuenca, la sección pasa gradualmente a facies de aguas someras. Las facies marginales incluyen a las formaciones San Luis y Patiecitos, en la parte central del flanco norte, La Formación Castillo al extremo oeste de la cuenca, la Formación Churuguara en el flanco sur y la Formación Casupal en el borde sureste de la cuenca.

La sedimentación comienza por una intercalación de lutitas y areniscas, de gran extensión en la cuenca que va desde el río el Mojino en el oeste hasta el río Húeque en el este, denominada Formación El Paraíso. Por encima se encuentra concordante

la Formación Pecaya, compuesta por un espeso cuerpo de lutitas oscuras y de mayor distribución que la Formación El Paraíso, ya que va más allá del río Mojino al oeste.

La Formación Pecaya va desde el Oligoceno Medio al Mioceno Inferior y ocupa el centro de la cuenca, formando extensos valles entre la topografía más abrupta de las facies marginales de la cuenca, y las cadenas de colinas soportadas por El Paraíso.

La lutita de Pecaya tiene como equivalentes laterales parciales formaciones de litología variada que representan el borde de la cuenca. Estas son Formación Churuguara al sur, La Formación Castillo al oeste y las diversas formaciones que integran el complejo arrecifal de San Luis, al norte (DÍAZ DE GAMERO 1977).

WHEELER (1963), basado en su propio mapa de isópacos para las formaciones de esta edad, indica la presencia de dos subcuencas, la de Falcón occidental y la del Húeque. Estas subcuencas se encuentran separadas por un estrechamiento del canal central a causa de dos desarrollos arrecifales ocurridos durante este período, al norte la sierra de San Luis y al sur la región de Churuguara. La razón de este estrechamiento y de los crecimientos arrecifales fue atribuida por el mismo autor a la presencia de un alto con dirección sur-sureste o nor-noroeste denominado Alto de Paraguaná (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

DÍAZ DE GAMERO (1977) discrepa en esta separación de dos subcuencas atribuyendo que no existe evidencia alguna del Arco de Paraguaná postulado por WHEELER (1960, 1963) entre San Luis y Churuguara, con espesores reducidos y limitada subsidencia, que supuestamente separaba dos subcuencas en Falcón durante el Oligoceno. Atribuye este error a una incorrecta correlación de las areniscas de la Formación El Paraíso con las del Miembro San Juan de la Vega de la Formación Pecaya.

La sedimentación en la depresión de Falcón durante el Oligoceno Temprano se encuentra definida por un conjunto de rocas que formaron una *suite* de facies bastante

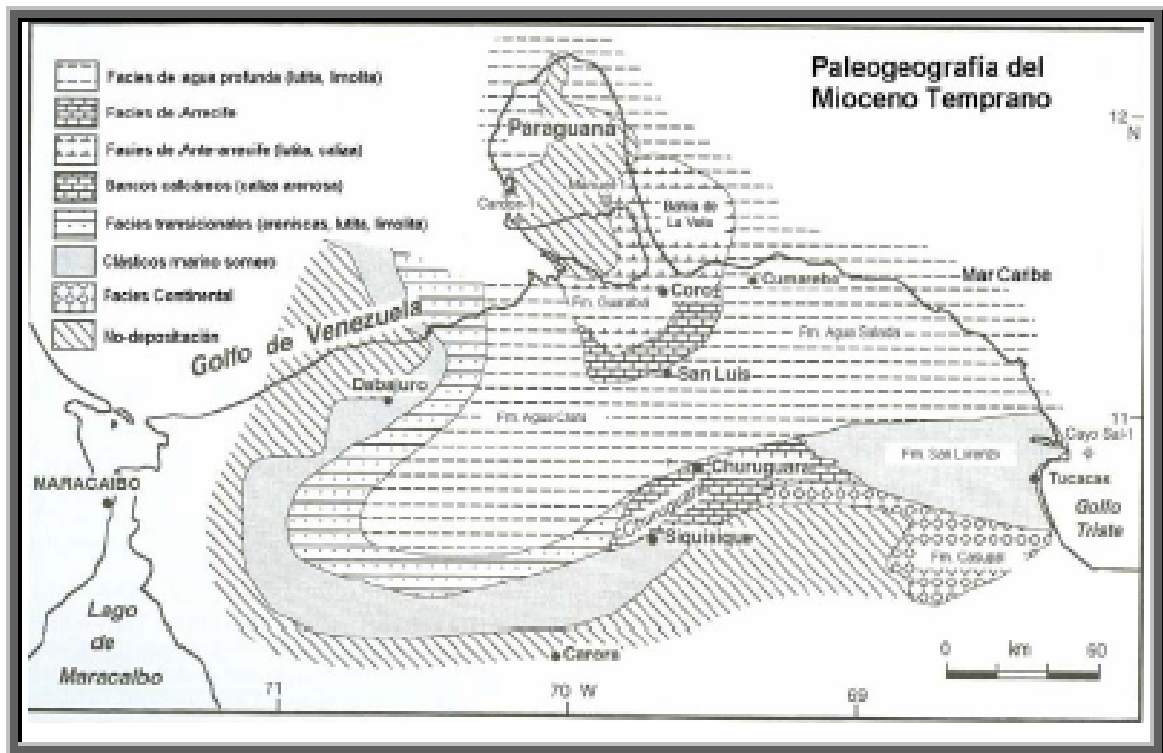


Figura 13. Paleogeografía del Mioceno Temprano. Tomado y modificado de Macellari (1995).

La Formación El Paraíso puede ser dividida en dos miembros: un miembro inferior, caracterizado por areniscas “sal y pimienta”, calcáreas, moderadamente endurecidas, las cuales contienen granos de ftanita negra; y un miembro superior, caracterizado por areniscas cuarzosas, bien endurecidas, comúnmente silicificadas. Las areniscas del miembro inferior meteorizan a gris marrón con una matriz calcárea, blanca y blanda. Contienen capas delgadas de ferrolita y nódulos del mismo material que meteorizan con un color marrón rojizo y también areniscas ferruginosas calcáreas y bien cementadas. También son comunes los lentes de conglomerados con guijarros de ftanita negra. Las areniscas son normalmente delgadas a gruesas y son comunes los paquetes continuos de hasta 50 metros de espesor. Las lutitas de este miembro son parecidas a las del miembro superior pero rara vez afloran. La Formación El Paraíso tiene un espesor aproximado de 535 metros en la quebrada Maica, al sur de Purreche, distrito Democracia, estado Falcón. De este espesor 205 metros

corresponden al miembro inferior y 330 metros al miembro superior (WHEELER, 1960).

Delimitar el contacto ha sido según las bibliografías un poco difícil, pero se generaliza que el contacto es concordante y transicional sobre unas lutitas grises ubicadas al sur de Taparoy, posible Formación Jarillal.

Los extensos afloramientos de la formación que se encuentran en las colinas que componen a las llanuras de Falcón central pertenecen al miembro superior de WHEELER, (1960), cuya litología característica es la intercalación de lutitas no calcáreas gris violáceas oscuras, con areniscas cuarzosas muy endurecidas, de colores diversos. Dado a lo extenso del área de afloramiento, pueden observarse variaciones geográficas dentro de la litología fundamental que se puede resumir como sigue (modificado de JAECKLY, 1952; DÍAZ DE GAMERO 1977):

1.- Al este de la localidad tipo: lutitas fisiles, con areniscas de grano fino, generalmente en capas delgadas. Ocasionalmente se encuentran delgadas capas de carbón pero este no aflora más al este de la carretera Coro-Churuguara. Las lutitas dominan sobre las areniscas, y estas van haciéndose cada vez menos importantes al este hasta desaparecer debajo de los aluviones del río Húeque y sus afluentes. La litología en esta zona es muy monótona, consistiendo de lutitas fisiles gris, a veces violáceas, con nódulos y capas de arcilla ferrolítica, intercaladas con capas delgadas de areniscas cuarzosas, extremadamente duras. Generalmente muestran laminación paralela, ocasionalmente estratificación cruzada a pequeña escala y rizaduras en los topes de las capas. Los estratos de las areniscas forman paquetes de hasta 5 metros de espesor en su parte superior.

2.- Entre los ríos Paraíso y Pedregal (sección tipo): las lutitas son fisiles, intercaladas con numerosas areniscas cuarzosas, aparentemente de grano medio, con rizaduras en el tope de las capas. Las capas delgadas de carbón y las lutitas carbonosas son muy

frecuentes. El espesor máximo en esta región es de unos 1000 metros, expuestos en el río Paraíso y sus afluentes. La sección expuesta en la fila anticlinal más meridional es más lutítica que la que aflora más al norte, donde está representada en la sección tipo, y cuya deformación estructural es aquí máxima.

3.- Entre los ríos Pedregal y Mojino: la litología es similar a la del área tipo, pero las areniscas de grano medio a grueso, constituyen más del 50% de la formación, y los paquetes llegan a alcanzar hasta los 20 metros de espesor, aunque las capas individuales rara vez sobrepasan los 2 metros de espesor. Petrográficamente, las areniscas del miembro superior son arenitas de cuarzo (ortocuarzitas), con los granos de cuarzo cementados por sílice en continuidad óptica, mostrando una textura de mosaico, en la que se hace difícil discriminar los granos originales. Esta característica se mantiene en toda su extensión lateral. La intensa diagénesis observada en las areniscas, solo parece posible como resultado de un profundo enterramiento regional, no inferior a los 5000 metros.

DÍAZ DE GAMERO (1977) determina en forma muy aproximada las tasas de sedimentación y de subsidencia para esta formación en la región central de la cuenca de 500 m/M.a. y 500 m/M.a. respectivamente (citada por LEAL Y RIVERO 2004).

Un espesor de la secuencia de lutitas limosas oscuras en el centro de la cuenca de Falcón es compuesto por la Formación Pecaya, (Oligoceno Tardío), (DÍAZ DE GAMERO, 1977). La localidad tipo originalmente designada por SENN (1935) se encuentra a unos 10 Km al oeste de la población de Pecaya, en el río Mitare, distrito Bolívar, estado Falcón. Esta sección solo expone a la parte superior de la formación (MACELLARI, 1995).

La Formación Pecaya consiste en lutitas gris oscuro, en algunos casos fisiles y limolíticas, a veces calcáreas y en algunos casos con interestratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas en delgadas capas. Hacia el norte, cerca de la sierra

de San Luis también se observan grandes concreciones irregulares de material calcáreo de diámetros superiores a los dos metros. Las concreciones antes descritas se destacan claramente por su color de meteorización ocre amarillento y se encuentran sin disposición alguna dentro de las lutitas (DÍAZ DE GAMERO, 1977)

La Formación Pecaya tiene un miembro arenoso, el cual se define como el Miembro San Juan de la Vega, este miembro se ubica cerca del río Mitare y aflora al norte de la cuenca.

WHEELER (1960) señala que la Formación Pecaya fue originalmente descrita por SENN (1935), quien escogió como lugar tipo, los afloramientos cerca del pueblo de Pecaya. Al igual que DÍAZ DE GAMERO (1977), WHEELER (1960) describe la formación como lutitas limolíticas de color gris oscuro, las cuales meteorizan en colores gris a marrón rojizo. Puntualiza que las lutitas son generalmente calcáreas y muy fosilíferas. Contiene nódulos gris oscuro de arcilla ferrolítica de menos de 10 centímetros de diámetro, generalmente alineados paralelamente a las capas y que meteorizan en colores marrón y marrón rojizo, también contienen nódulos que varían en tamaño desde los 15 cm hasta 2,5 metros.

La formación se caracteriza por afloramientos muy cortados por pequeñas cañadas llenas de fragmentos de calcita derivada del mineral depositado en fracturas de la lutita (WHEELER, 1960).

La formación tiene un espesor aproximado de unos 600 metros cerca de Pedregal, distrito Democracia, estado Falcón. El espesor aumenta hacia el oeste y cálculos de campo le dan a la formación un espesor de 1300 metros en el distrito Buchivacoa del estado Falcón. Hacia el este la Formación Pecaya tiene un espesor de 840 metros en el pozo Las Pailas No 1 , incluyendo la sección arenosa basal, en tanto que el pozo Curamichate-1 en la costa oriental del estado Falcón, atravesó 1000 metros de la formación sin llegar a penetrarla completamente (WHEELER, 1960).

Los contactos en el centro de Falcón son concordantes con la Formación El Paraíso infrayacente y la Formación Pedregoso suprayacente. En el occidente la Formación Pecaya yace concordante por debajo de la Formación Castillo, la cual es en su mayor parte un equivalente lateral de la Pedregoso (WHEELER, 1960).

La Formación Pecaya ocupa todo el centro de la cuenca, entre las serranías de San Luis al norte y Churuguara al sur. Hacia el oeste llega a la cuenca del río Tupure y al este hasta la llanura aluvial de los ríos Remedios y Húeque (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Según estas dimensiones, (WHEELER, 1963) menciona un espesor de 600 metros cerca de Pedregal, en la sección tipo, lo cual es la parte superior de la formación, por encima del Miembro San Juan de la Vega. Este mismo autor indica un espesor de 1300 metros al oeste del distrito Buchivacoa (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

La base de la Formación Pecaya ha sido datada Oligoceno Medio Tardío, zona de *Globorotalia opima opima*, y el tope Mioceno Temprano, zonas de *Globigerinoides primordius* y *Catapsydrax dissimilis* (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

El Miembro San Juan de la Vega aflora solamente en una serie de anticlinales fallados, que se encuentran aproximadamente alineados en dirección E-O, desde unos pocos kilómetros al sureste de Pecaya, hasta ligeramente al este de Pedregal. El río Mitare atraviesa esta zona de afloramientos cerca del cacerío de San Juan de la Vega, localidad tipo de la unidad (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

El Miembro San Juan de la Vega, consiste en lutitas intercaladas con areniscas y limolitas y, ocasionalmente, calizas delgadas bioclásticas. Las lutitas son fisiles, de color gris oscuro con manchas rojizas, ocasionalmente limolíticas, localmente con delgadas capas de concreciones ferruginosas nunca calcáreas. Las areniscas son

medianamente consolidadas, de colores claros, entre grises y marrones, de grano predominantemente fino y muy fino, aunque puede llegar a medio, ocasionalmente calcáreas a fosilíferas (Turritelas, Pecten y Briozoarios). Las capas de areniscas muestran con frecuencia típica secuencia de progradación, de la cual hay varios ciclos. Las limolitas de este miembro son generalmente de color gris y están dispuestas en capas delgadas, muchas veces de aspecto nodular. Las ocasionales calizas son también delgadas y están formadas por fragmentos de conchas de moluscos muy fracturadas y desgastadas, junto con material diverso, incluyendo fragmentos de areniscas semejantes, si no idénticas a las de la propia unidad. En dirección este, el miembro desaparece por acuñamiento y llega a espesor cero entre las poblaciones de Pecaya y la Cruz de Taratara. Mediciones hechas por estudiantes de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, estiman unos 460 metros al sur de Pecaya (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Dentro del ciclo transgresivo del Canal Falconiano, hacia el occidente de la cuenca de Falcón, se deposita la Formación Pedregoso la cual se acuña dentro de la Formación Pecaya al sur y al este; al oeste pasa a la Formación Castillo y al norte y noreste es equivalente a la Formación San Luis.

La Formación Pedregoso, (Oligoceno Tardío), consiste en lutitas, areniscas y caliza interestratificadas. Las lutitas son de color gris oscuro, meteorizando a gris claro y corrientemente tienen fractura de bloque; son calcáreas y altamente fosilíferas. Las areniscas varían entre 0,15 a 0,60 metros de espesor; son de color gris claro, calcáreas, de grano fino a grueso y meteorizan a marrón gris. Las calizas se presentan en capas delgadas a medias, son de color gris a gris oscuro, meteorizando a marrón; frecuentemente son arenosas y algunas capas contienen corales y foraminíferos grandes de hasta 2 centímetros de diámetro. En la sección tipo, en río Mitare afloran 124 metros de la Formación Pedregoso pero la sección esta incompleta. Hacia el oeste, la formación engrosa rápidamente y se hace transicional con la Formación Castillo. Alcanza 938 metros de espesor cerca de Pedregal, en el río Pedregal, 18,5

kilómetros al suroeste de la sección de río Mitare. En Falcón oriental la sección equivale a 213 metros en el pozo las Pailas-1 y 192 metros en el pozo Curamichate-1 (WHEELER, 1960).

La Formación Pedregoso descansa concordante sobre la Formación Pecaya y a su vez la Formación Agua Clara descansa también concordante sobre la Formación Pedregoso.

Esta formación aflora al oeste y al suroeste del arrecife de San Luis. La edad de esta formación se ubica en el Oligoceno Superior, según foraminíferos encontrados por WHEELER (1960).

MACELLARI (1995), reconoce cinco diferentes áreas de depositación en la cuenca de Falcón, el Área Central, Oeste de Falcón, Alto Coro, Falcón Sur-Central y Este de Falcón.

2.2.1.2.1. Centro de la cuenca

Como la mayor parte de Venezuela, Falcón también fue sometida a un régimen de erosión durante el Eoceno Tardío, y solo se inicia la sedimentación con un nuevo ciclo transgresivo. La sedimentación en esta zona comenzó cuando la invasión marina alcanzó la subcuenca de Falcón occidental, comenzando la depositación oligocénica con la Formación El Paraíso, discordante sobre rocas del Eoceno Medio y arenosa de facies costero deltaicas (MACELLARI, 1995).

El área central representa el principal depocentro de la cuenca de Falcón. La sedimentación se inició con la Formación Paraíso, cuya parte inferior se caracteriza por areniscas ricas en chert intercaladas con lutitas, seguido por un conglomerado con guijarros de chert y cuarzo. La sección superior de la Formación Paraíso consiste de

lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas cuarzosas, que se hacen más abundantes hacia el sur. La mayor parte de la Formación Paraíso es de tipo regresivo, la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste. La fauna fósil es casi inexistente, sólo se encuentran microfósiles de tipo litorales (foraminíferos arenáceos). La sección superior de esta formación posee una fauna diagnóstica de la zona de *Globorotalia opima opima* (Oligoceno Medio Tardío). El intervalo más superior puede ser incluido en la zona *Globigerina ampliapertura* (Oligoceno Tardío Temprano) de acuerdo con DÍAZ DE GAMERO, (1977).

2.2.1.2.2. Oeste Falcón

Dentro del ciclo transgresivo del Canal Falconiano, hacia el occidente de la cuenca de Falcón, se deposita la Formación Pedregoso la cual se acuña dentro de la Formación Pecaya al sur y al este; al oeste pasa a la Formación Castillo y al norte y noreste es equivalente a la Formación San Luis (DÍAZ DE GAMERO, 1977b; WHEELER, 1963; GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

La Formación El Castillo es dominada por areniscas y conglomerados, con pequeñas medidas de lutitas y corales de costura (WHEELER, 1963). La unidad fue depositada bajo condiciones marinas hacia el centro de la cuenca, con contenido salobre y siempre con facies continentales influenciadas hacia el oeste del margen de la cuenca (MACELLARI, 1995). El principal depocentro de la Formación Castillo (sobre los 1480 metros), forma un pliegue paralelo a la vieja línea de costa hacia el oeste. Se estima que esta unidad se depositó luego del Oligoceno-Mioceno Temprano en base a las relaciones estratigráficas (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

2.2.1.2.3. Alto de Coro

El complejo arrecifal de la Sierra de San Luis se desarrolló a lo largo del margen sur del Alto de Coro durante el Oligoceno-Mioceno. Aunque el núcleo del arrecife se incluye en la Formación San Luis, las facies de antearrecife y de mar abierto de la Formación Pedregoso fueron depositadas al sur. En contraste, las facies periarrecifales se encuentran interdigitadas con lutitas deltaicas y costeras y facies de areniscas de la Formación Patiecitos, y con facies de areniscas y conglomerados de la Formación Guarabal a lo largo del margen norte (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

La Formación San Luis consiste en calizas arrecifales masivas, que contienen largos foraminíferos, algas, y localmente largas presencia de corales y bivalvos, (WHEELER, 1963). El máximo desarrollo del arrecife es restringido a la parte este de la Serranía de San Luis, donde las calizas arrecifales son de más de 100 metros de espesor (DÍAZ DE GAMERO, 1977). Los máximos espesores de la Formación San Luis se estiman en 800 metros (WHEELER, 1960), y se infiere una edad post Oligoceno (*Globorotalia opima opima*) a Mioceno Temprano (*Catapsydrax stainforthi*) (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

Se desconoce el espesor total de la formación. SENN (1935) estima 800-1000 m en la serranía de San Luis. WHEELER (1960, 1963) reporta una sección incompleta de 482 m y estima por lo menos 650 m y posiblemente más de 1000 m, donde la formación esté bien desarrollada. Estos estimados se basan en el espesor de la Formaciones Patiecitos, que grada lateralmente a la Formación San Luis. El contacto inferior no se ha observado salvo en los lugares donde la formación interdigita con la Formación Patiecitos (WHEELER, 1960, 1963). GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1980) estiman que la Formación San Luis descansa sobre rocas ígneo- metamórficas del Alto de Coro. El contacto superior es concordante, transicional e interdigitado con la Formación Agua Clara en el área del río Mitare, (SENN, 1935) y aparentemente concordante y abrupto con los conglomerados de la Formación Guarabal en la zona norcentral de Falcón

(DÍAZ DE GAMERO, 1977). Hacia el este, las arcillas de la Formación Agua Salada cubren en aparente concordancia la terminación oriental de la formación.

La edad del desarrollo arrecifal de San Luis no ha sido determinada con toda precisión ya que carece de foraminíferos planctónicos (DÍAZ DE GAMERO, 1989). Basado en macroforaminíferos, SENN (1935) siguiendo autores previos (LIDDLE, 1928 y HODSON, 1926), le asignó una edad Oligoceno Medio. WHEELER (1963) extiende la edad del Oligoceno Medio al Mioceno Temprano, y DÍAZ DE GAMERO (1977) la restringe al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, en base a la edad definida por foraminíferos planctónicos de la Formación Pedregoso (equivalente lateral de parte de la Formación San Luis) y la parte inferior de la Formación Agua Clara.

GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1980) consideran que la Formación San Luis pudo comenzar en el Oligoceno Medio, en base a la presencia de especies del género *Rotalia*. La Formación San Luis se correlaciona con la Formación Patiecitos, que son las facies atrás del arrecife en la vertiente norte de la serranía de San Luis, y con la Formación Pedregoso como equivalente lateral de aguas más profundas, hacia el centro de la cuenca de Falcón (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

La Formación Patiecitos se compone de una secuencia de arcillitas interestratificadas con areniscas y algunas calizas; las arcillitas predominan en la parte inferior de la formación, pero la proporción de arenas incrementa gradualmente hacia la parte superior. Las calizas son más frecuentes hacia el tope. Las arcillitas son de color gris oscuro y tienen fractura en bloques. Las areniscas son frecuentemente de tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso y de colores gris, gris blanquecino y marrón. En la parte superior de la formación contienen lentes conglomeráticos. Las calizas generalmente son de color gris, fosilíferas, arenosas y se encuentran en capas delgadas. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luis (WHEELER, 1960, 1963).

Según WHEELER (1960, 1963) la formación consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y lutitas. Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas lutitas. Las areniscas son del tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso, de color gris y escogimiento pobre. Los conglomerados contienen guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra, promediando de 1 a 2 cm de diámetro, con un diámetro máximo de 5 cm, embebidos en una matriz de arenisca del tipo mencionado anteriormente. Secciones individuales de areniscas y conglomerados tienen espesores de hasta 15 m y contienen capas de hasta 2 m de espesor. Los conglomerados se reducen a grava suelta por efecto de la meteorización. Las limolitas son de color gris claro, moteado con púrpura, rosado y beige. Las lutitas son arenosas y limosas, de color gris oscuro (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

La Formación Guarabal, suprayacente a la Formación Patiecitos consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y arcillitas. Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas arcillitas. Las areniscas son del tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso, de color gris y escogimiento pobre.

Los conglomerados contienen guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra, promediando de 1-2 cm de diámetro y máximo de 5 cm, embebidos en una matriz de arenisca del tipo anteriormente mencionado. Secciones individuales de areniscas y conglomerados tienen espesores de hasta 15 m y contienen capas de hasta 2 m de espesor. Los conglomerados se reducen a grava suelta por efecto de la meteorización. Las limolitas son de color gris claro, moteado con púrpura, rosado y beige. Las arcillitas son arenosas y limosas, de color gris oscuro (WHEELER, 1960, 1963). ESTEVES Y VILLALTA, (1989) describen la unidad al oeste de la sección tipo, como las areniscas tipo "sal y pimienta", frecuentemente con niveles conglomeráticos y

arcillitas gris oscuro. Las areniscas son de color gris claro, de contactos concordantes abruptos, a veces erosivos, de grano fino a grueso, con frecuentes bandas conglomeráticas que marcan la estratificación cruzada festoneada. Los clastos son de cuarzo, ftanita negra, fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas, de bordes subangulares y tamaños que varían entre 0,5 y 6 cm. En los festones se observa gradación normal. Las areniscas varían en espesor de 0,5 a 4 m, ocasionalmente formando gruesos paquetes. Presenta un espesor de 312 m en la localidad tipo (WHEELER, 1960, 1963). ESTEVES Y VILLALTA (1989) midieron un espesor de 610 m en la quebrada Saltadero, al oeste de la localidad tipo.

La Formación Guarabal suprayace a la Formación Patiecitos con un contacto abrupto, que puede ser localmente discordante. El contacto superior con la Formación Querales (Formación Agua Clara de la literatura anterior a DÍAZ DE GAMERO, 1989) es concordante.

WHEELER (1960, 1963) y DÍAZ DE GAMERO (1989) le asignan una edad de Mioceno Temprano.

La Formación Guarabal se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luis y la costa de Paraguaná (WHEELER, 1960, 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1989). ESTEVES Y VILLALTA (1989) interpretan el ambiente sedimentario de la Formación Guarabal como de río entrelazado progradando hacia una laguna o de un delta entrelazado.

2.2.1.2.4. Falcón sur-central

La cuenca de Falcón sur-central se desarrolló sobre facies carbonáticas a lo largo de la extensión sur del Alto de Coro. La secuencia completa del Oligoceno- Mioceno Inferior consiste de una serie de lomas formadas por calizas, areniscas y lutitas de 125

metros de espesor, las cuales juntas forman a la Formación Churuguara (WHEELER, 1963, citado por MACELLARI, 1995).

El contacto inferior de la Formación Churuguara es concordante con la Formación Jarillal y el contacto superior también es concordante con la Formación Agua Clara.

La Formación Churuguara aflora extensamente en el margen sur de la cuenca y se reconoce desde la quebrada Mamoncito en el oeste, hasta más allá de Santa Cruz de Bucaral, al este. La localidad y sección tipo fueron designadas por SENN (1935) en los flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del camino real Piedra Grande - Baragua.

La litología más común en la formación es la de calizas arenosas y areniscas calcáreas, fosilíferas y muy endurecidas. Hacia el oeste, y aumentando en importancia en esa misma dirección, predominan las areniscas limpias de grano medio a grueso, de color gris claro a canela. Las areniscas glauconíticas, si bien no son muy frecuentes, son el elemento litológico más distintivo de la formación y se encuentran en capas gruesas muy irregulares. En las cercanías de María Díaz y al sur de Agua Larga, se observan una serie de areniscas de grano fino y limolitas, con estructuras sedimentarias que parecen indicar depositación en aguas tranquilas, además de areniscas conglomeráticas de granos angulares y pobre escogimiento embebidos en una matriz arcilloso-ferruginosa en lo que pudiera considerarse la zona de transición o interdigitación entre las formaciones Churuguara y Pecaya (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Según ESCALONA (1985), la sedimentación de las facies carbonáticas de la Formación Churuguara se desarrolló en un ambiente de aguas tranquilas, claras, bien oxigenadas, de salinidad normal, en un clima tropical. La profundidad promedio sería de 30 a 40 m, con zonas muy llanas, casi subaéreas en la parte superior de los parches, con

crecimiento coralino, de 5 a 10 m aproximadamente. La influencia de costas cercanas se refleja en la presencia de clásticos, en su mayoría cuarzo, y óxido de hierro.

2.2.1.2.5. Este de Falcón

MACELLARI (1995), explica que en esta zona de la cuenca, la depositación durante este ciclo se compone de una gran variedad de facies. Al norte del Alto de la Esperanza y Churuguara se encuentran lutitas de aguas profundas (Grupo Agua Salada), acumulada en lo que es llamado la subcuenca de Agua Salada (DÍAZ DE GAMERO, 1985) o el depocentro Húeque (WHEELER, 1963). Al sur de este alto, los estratos son considerablemente de granos gruesos y son incluidos en las formaciones Guacharaca y Casupal (RENTZ, 1948; BLOW, 1959; DÍAZ DE GAMERO, 1985).

2.2.1.3. MIOCENO MEDIO-TARDIO

Al final del Mioceno Temprano, el modelo de sedimentación en la cuenca de Falcón cambió significativamente como resultado de la pendiente relativa del nivel del mar o levantamiento rápido asociados con las tempranas etapas de deformación. Después de este evento, se renovó la subsidencia iniciando un nuevo ciclo de sedimentación, el cual es el primero que cubrió por entero a la cuenca, incluyendo relieves topográficos como la Plataforma de Dabajuro y la Península de Paraguaná (MACELLARI, 1995; citado por LEAL Y RIVERO 2004)

Nuevamente las áreas levantadas proveen considerable material sedimentario. Este ciclo sedimentario ocurre en un ambiente somero o restringido, excepto en el noreste de la cuenca Agua Salada y al norte de la Península de Paraguaná donde las facies de aguas profundas persistieron (HUNTER, 1986, comunicación personal con AUDEMARD, 1997; citado por LEAL Y RIVERO 2004).

2.2.1.3.1. Centro de la Cuenca

El espesor de la Formación Agua Clara es considerable. WHEELER (1963) menciona 1.320 m en una sección incompleta en la localidad tipo y 1.600 m en cerro Pelado. A corta distancia al oeste están expuestos más de 1750 m en sección también incompleta, así mismo varía de 520 m en Guarabal hasta 1.185 m en el pozo Las Pailas. En el flanco sur varía de espesor de cero a 1.500 m., (WHEELER, 1963) .

DÍAZ DE GAMERO (1977) indicó que la base de la Formación Agua Clara en la localidad tipo corresponde a parte de la zona de *Catapsydrax dissimilis* del Mioceno Temprano, pudiendo ser más joven hacia el oeste donde suprayace a la Formación Castillo. WHEELER (1963) indicó que la parte superior de Agua Clara varía dentro del Mioceno Inferior Tardío. DÍAZ DE GAMERO (1977b) ubica el tope de Agua Clara en el límite Mioceno Temprano-Mioceno Medio: Zona de *Praeorbulina glomerosa* - Zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda* (ROMERO Y SALAS 2004).

La depositación de la Formación Cerro Pelado, tiene su equivalente lateral en las lutitas de Guarabal.

La misma esta conformada principalmente por lutitas arenosas e interdigitaciones de areniscas de grano fino, (LIDDLE, 1946). Las areniscas usualmente presentan estratificación cruzada y laminación cruzada ondulada y capas delgadas de lignito sobre 1 metro de espesor (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La Formación Cerro Pelado fue depositada discordantemente en el tope de las lutitas de Agua Clara, y estas están sobre los 1000 metros de espesor y son reemplazadas por las lutitas del Grupo Agua Salada. DÍAZ DE GAMERO (1977) asignó a Cerro Pelado a la zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Mioceno Temprano a Medio) (MACELLARI, 1995).

A finales del Mioceno Medio se denota a lo largo del margen septentrional de Venezuela una reactivación en la interacción entre las placas Caribe y Suramericana con evidentes desplazamientos destrales, de varios kilómetros a lo largo de una zona de debilidad orientada en dirección este-oeste (Fallas de Oca, Ancón, El Tocuyo, San Sebastián y El Pilar).

Bajo este régimen tectónico y a finales del Mioceno Temprano se inicia la sedimentación de la Formación Querales. DÍAZ DE GAMERO, MITACCHIONE Y RUÍZ (1986), determinaron que la Formación Querales es predominantemente lutítica con un buen desarrollo de gruesos paquetes de areniscas, típicos de barras de desembocadura. Las formaciones infra y suprayacentes muestran un conjunto de características que las identifican como sedimentadas en ambientes marinos deltaicos.

Dentro de este marco general, la Formación Querales es de carácter transgresivo consecuencia de una invasión marina discreta que afectó el surco de Urumaco en su totalidad. La sedimentación de la unidad se ubica en la parte más distal de un complejo deltáico que aportaba sedimentos del sur y oeste. Bajo este mismo marco estratigráfico (transgresivo), se deposita en la Península de Paraguaná las rocas sedimentarias más antiguas que se conocen en el sector como Formación Cantaure (REY, 1996).

La Formación Cantaure se caracteriza por la alternancia de areniscas friables masivas y arcillitas grises (REY, 1996). Bajo el mismo marco estratigráfico se deposita la Formación Socorro, la cual aparece expuesta en las colinas de Falcón occidental y en la zona de Cumarebo. En la sección tipo, cerca del poblado de Socorro, la unidad se caracteriza por una lutita basal (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980) y en su parte superior un intervalo de areniscas de grano fino, las cuales representan importantes yacimientos de petróleo en el Campo Cumarebo. La microfauna de la parte inferior de la sucesión, corresponde con la zona *Globorotalia foshi foshi* (Mioceno Medio-Temprano) (DÍAZ DE GAMERO, 1977b).

La Formación Socorro fue depositada en un ambiente costero hacia el oeste, mientras que hacia el este gradualmente tiende hacerse más marina (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980). La variación lateral es de una disminución progresiva de areniscas tanto en frecuencia como en espesor, desde el surco de Urumaco hacia el este, mientras que las lutitas aumentan en esta dirección. El ambiente de la unidad en la sección tipo y en la sección de El Saladillo fue de aguas marinas cálidas y poco profundas, no lejos de la costa, mientras que la sección al sur de La Soledad muestra aguas marinas profundas (GALEA, 1976), lo cual revela la profundización del fondo marino de oeste a este durante el Mioceno Medio sin necesidad de postular la presencia de diferentes cuencas sedimentarias (PAYNE, 1951).

Las capas de la Formación Socorro se aprecian afuera en las colinas del oeste de Falcón y en la zona de Cumarebo. En la sección tipo, cerca de la población del Socorro, la Formación Socorro es una lutita basal con un intervalo de areniscas en el tope. La parte superior son areniscas de grano fino, reservorios de hidrocarburos en el campo de Cumarebo (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

La Formación Socorro tiene un espesor de 1570 pero adelgaza a 660 metros al sur de Coro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La microfauna de la parte baja de la sucesión es asignada a la zona de *Globorotalia foshi foshi* (Mioceno Temprano a Medio) (DÍAZ DE GAMERO, 1977). La Formación Socorro fue depositada en un ambiente costero al oeste, el cual se hizo más marino gradualmente al este (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La Formación Socorro posee una sucesión gradual ascendente hacia la Formación Urumaco en el área del Surco de Urumaco y adelante al este, hacia el Formación Caujarao (MACELLARI, 1995; LEAL Y RIVERO 2004).

La Formación Caujarao incluye 1220 metros de lutitas interbandeada con margas, calizas y areniscas de grano fino que guardan hidrocarburos en el campo de Cumarebo (PAYNE, 1951). Cambios rápidos de facies son reflejados en una diversa

nomenclatura estratigráfica. La Formación Caujarao fue depositada en una plataforma marina de ambiente cálido, marino tropical (PETZALL, 1959). La fauna es rica en indicadores de rango de edad que va desde la *Globorotalia menardii* (Después de Mioceno Medio) a la *Globorotalia acostaensis* (después del Mioceno) (DÍAZ DE GAMERO, (1977); citado por MACELLARI (1995)).

Hacia el oeste, en el área del Surco de Urumaco, la Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco. Estas son facies más proximales que la Formación Caujarao e incluyen lutitas marinas y no marinas, areniscas y carbones marcadores. El espesor de la Formación Urumaco esta sobre los 1675 metros (MACELLARI, 1995).

La Formación La Vela es concordante con la Formación Caujarao en el área de Coro. Esta incluye 590 metros de areniscas calcáreas interbandeadas con lutitas, reflejando ambientes depositacionales de playa y estuarinos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La edad de la Formación La Vela varia entre las zonas de *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia margaritae* (después del Mioceno a Plioceno Temprano) (DÍAZ DE GAMERO, 1968). La Formación La Vela tuvo al este facies de mar abierto en la Formación El Veral y al oeste facies más continentales en la Formación Codore (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La edad de la Formación La Vela es post Mioceno a Plioceno Temprano. (DÍAZ DE GAMERO, 1968). La Formación La Vela pasa al este a facies de mar abierto pertenecientes a la Formación El Veral y al oeste a facies más continentales en la Formación Codore.

Esta formación se subdivide en los miembros El Jebe, Chiguaje y Algodones, en orden ascendente; el miembro inferior consiste de arcillas arenosas de color gris claro a moteadas, con areniscas de color amarillento a pardo rojizo; el miembro intermedio consiste de lutitas de color gris oscuro y marrón, intercaladas con arcillas moteadas, areniscas amarillas de grano fino poco consolidadas y calizas gris claro, bien

área de piedemonte a costera, con una proveniencia localizada al sur (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). En la Plataforma de Dabajuro, los estratos del Grupo La Puerta descansan directamente en rocas del Eoceno. Los máximos espesores de esta unidad son de 2140 metros, y fueron encontrados en el pozo QMC-1X (MACELLARI, 1995).

La Formación Quisiro del Grupo La Puerta representa una secuencia regresiva desde planos deltaicos bajos, con desarrollos de zonas pantanosas y marismas, hasta un ambiente francamente fluvial con secuencias de canales de meandros, canales entrelazados y llanuras fluviales para la formaciones Bariro y Tiguaje; que integran el resto del grupo al norte de la cuenca oriental falconiana, se depositaron sedimentos que están incluidos en la parte superior del Grupo Agua Salada, mientras que al sur se depositó la Formación Pozón, de acuerdo con RENZ (1948).

2.2.1.3.3. Noreste de Falcón

El grupo Agua Salada según RENZ (1948) designó la sección tipo en la quebrada Agua Salada, cerca de Pozón, distrito Acosta, estado Falcón. Con la redefinición de la unidad por DÍAZ DE GAMERO (1985b), incluye el flanco sur del Alto de Guacharaca para la parte inferior. La litología más característica es la de arcillas calcáreas, o margas, pero incluye también cantidades menores de arcillas limosas, limos y arenisca.

RENZ (1948) mencionó un espesor de unos 250 m para la Formación Guacharaca, más unos 1500 m para el resto del grupo, para un total de unos 1.750 m en su localidad tipo. Este espesor aumenta considerablemente hacia el noreste, donde DÍAZ DE GAMERO (1985b) estima entre 4.000 y 5.000 m de espesor

La base se considera como discordante sobre la Formación Cerro Misión, en base a evidencia micropaleontológica, ya que las evidencias de campo no parecen ser claras en este respecto (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Al norte, el contacto superior es discordante con la Formación Punta Gavilán, (DÍAZ DE GAMERO, 1985b) y concordante y transicional con la Caliza de Cumarebo (GIFFUNI, *et al.*, 1992). Al sur, es concordante y transicional con la Formación Ojo de Agua en la localidad tipo (RENZ, 1948). Localmente, está por debajo de cuerpos calcáreos de la Formación Capadare, en contacto que DÍAZ DE GAMERO (1985b) establece como concordante.

Este grupo representa una unidad sedimentada en aguas marinas relativamente profundas, con locales influjos de clásticos (RENZ, 1948; BLOW, 1959), que DÍAZ DE GAMERO (1996) relaciona con las arenas de agua profunda derivadas del delta del río proto-Orinoco, en el oeste de Falcón. DÍAZ DE GAMERO (1985a y b) documenta la evolución paleoambiental de la región nororiental, en base a consideraciones sedimentológicas y la distribución de los litotipos y de los foraminíferos béticos.

Según DÍAZ DE GAMERO (1985), esta unidad está formada por cuatro facies, la primera está compuesta por bloques olistostromos de 1 a 5 metros de diámetro, areniscas, limolitas y carbón, embebidos en arcillitas; la segunda, por areniscas de grano fino en capa de 20 a 50 centímetros de espesor; la tercera, compuesta por limolitas masivas con restos de plantas en la base pasando a arenáceas hacia el tope; y la cuarta facies está formada por pequeños espesores de capa de areniscas. En El Salto se estima un espesor de 800 a 900 metros. Conforme con DÍAZ DE GAMERO (1985), la Formación El Salto es un depósito deltaico relacionado al aumento de fallas y procesos de corrientes de turbidez. Estos sedimentos deltaicos confinados en la secuencia de agua profunda de Agua Salada son atribuidos a un nivel del mar que marco un “lowstand”.

La edad de esta formación se atribuye al rango de edad que marco la *Praeorbulina glomerosa* a la *Globorotalia foshi peripheroronda*, ubicadas en la parte superior del Mioceno Temprano e inicios del Mioceno Medio, (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

Al sur del depocentro de Agua Salada, la parte superior de la secuencia consta de 150 a 300 metros de carbonatos de aguas someras de la Formación Capadare, la sedimentación de Capadare comenzó en el Mioceno Medio en su parte inicial (*Globorotalia foshi foshi*) y continua después del Mioceno Medio (DÍAZ DE GAMERO, 1985; citado por MACELLARI, 1995).

2.2.1.3.4. Flanco Sur-Central

Las rocas de este ciclo en esta parte de la cuenca son representadas por la Formación Pozón, que se divide en los miembros Policarpio, Husito y Huso, en orden ascendente respectivamente (GONZÁLES DE JUANA, *et al* 1980). Esta es un sucesión de lutitas con areniscas glauconíticas y margas en la base (RENZ, 1948). La Formación Pozón tiene un espesor aproximado de 1040 metros. Micropaleontológicamente estas rocas son asignadas al comienzo del Mioceno Medio hasta el Mioceno Tardío (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

De acuerdo con RENZ (1948), la formación consiste principalmente de arcillas margosas y arcillas, con un desarrollo glauconítico de poco espesor en la base. Este constituye el Miembro de Arenas Glauconíferas de Policarpio, compuesto de arcillas fosilíferas mal estratificadas; arcillas margosas y arenas glauconíferas, con concreciones ferruginosas y de marga blanca (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

El Miembro de Arcillas Margosas de Husito, está compuesto por arcillas margosas de color gris pardo a marrón chocolate, intercaladas con abundantes margas de

foraminíferos, más frecuentes hacia arriba, y un horizonte de concreciones de margas consolidada blanca y amarilla. Toda la sección contiene granos diseminados de glauconita. El Miembro de Arcillas de Huso, es el superior, se compone de arcillas con intercalaciones de margas y arcillas margosas amarillas, con lentejones delgados de arena calcárea de grano fino hacia el tope (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

La formación tiene 1.042 m de espesor en la sección tipo, que pasa a una sección incompleta de 1.120 m en el Mene de Acosta, donde falta el tope. RENZ (1948), mencionó que la unidad se adelgaza hacia el oeste y engruesa hacia el este y norte (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

2.2.1.3.5. Sur este de Casupal

En el sureste del depocentro de Casupal, se depositaron las areniscas y conglomerados de la Formación Casupal con un espesor aproximado 1300 metros, y las lutitas, arcillas, y las calizas de la Formación Agua Linda (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1970).

La Formación Agua Linda es concordante con la Formación Casupal, y se encuentra discordante con las calizas de Capadare (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980). Esta formación es el equivalente lateral de la Formación Pozón en ambientes de menor profundidad y más cercanos a la costa; al mismo tiempo es más marino que los clastos carbonosos de la Formación Casupal infrayacente. Ello indica una transgresión marina ocurrida en el Mioceno Medio, desde los ambientes marinos profundos de Agua Salada al sur, sobre la sedimentación marginal de Casupal.

2.2.1.4. PLIOCENO

Una mayor fase de la inversión de la cuenca tuvo lugar durante el Plioceno. Facies clásticas granulares fueron depositados al norte del anticlinorio de Falcón elevado (formaciones Coro y San Gregorio). En el área del noreste de la costa, las rocas sedimentarias están compuestas de arcillas calcáreas, margas fosilíferas, y calizas argiláceas (Formación Punta Gavilán) (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

2.2.1.4.1. Costa septentrional de Falcón

El más occidental de los afloramientos de esta edad se presenta al norte de Urumaco, y es conocido como la Formación San Gregorio, descrita por STAINFORTH (1962), y este fue subdividido en tres miembros. En los dos miembros inferiores predomina una litología de limolitas, y solamente el superior, Río Seco, abundan los conglomerados. El intervalo central es fosilífero, siendo este el Miembro Coquiza. Se determinó que es de edad Plioceno por correlación con la Formación Tucupido, en la región de Cumarebo.

REY (1990) establece que la subdivisión en estos tres miembros es solo posible desde el oeste del río Urumaco o Codore, al oeste, hasta la quebrada El Paují, al este. En esta región, el Miembro Vergel consiste de limolitas masivas de color gris y conglomerados polimícticos de guijarros (hasta 3 cm de diámetro), de color rojizo, con estratificación cruzada festoneada, puede tener lentes arenosos. El Miembro Cocuiza se caracteriza por la presencia de intercalaciones de coquinas y limolitas masivas calcáreas, con ocasionales niveles de moluscos y horadaciones, con escasas areniscas calcáreas grises, con laminación paralela o bioturbadas. El Miembro Río Seco se caracteriza por las intercalaciones de limolitas masivas con conglomerados polimícticos de guijarros (hasta 5 cm de diámetro), masivos o con estratificación planar y festoneada y niveles arenosos.

Algunos autores han correlacionado los conglomerados del Miembro Río Seco con la Formación Coro (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980). GRAF (1969), indica que la parte superior de la Formación Coro, es conglomerática con nódulos ferruginosos y ausencia de material calcáreo, representa un cambio hacia climas más húmedos, y coloca el contacto entre Plioceno-Pleistoceno en la Formación Coro (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

Otros autores definen a La Formación Coro como lentes de conglomerados de grano fino a grueso, y naturaleza variable, predominantemente cuarzosos, mal escogidos, con estratificación cruzada; en superficies recién expuestas, presenta aspecto moteado, por la presencia de guijarros de cuarzo blanco y negro, en una matriz arenosa marrón. Los conglomerados se intercalan con areniscas mal escogidas con estratificación cruzada y arcillas arenosas; el color predominante de erosión es amarillo rojizo.

Según VALLENILLA (1961), en la parte basal de la unidad, los granos de conglomerados tienen 20 a 25 mm de diámetro y son predominantemente calcáreos; a medida que se asciende en la sección, aumenta el tamaño de los granos hasta los 70-80 mm de diámetro, y la influencia calcárea disminuye hasta casi desaparecer, predominando los cantos silíceos (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

GRAF (1969) subdivide el Conglomerado de Coro, en su localidad tipo, en dos miembros informales. El miembro inferior se caracteriza por el contenido de carbonato de calcio. Consiste de arenas de grano medio a muy grueso, con conchas de moluscos fragmentadas, pulidas y subredondeadas; arcillas limosas y arenosas amarillentas y pardas y conglomerados de grano fino, también con fragmentos de conchas calcáreas, muy pulimentadas. Solamente en la parte superior de este miembro existen algunas capas lenticulares de conglomerados gruesos, rojizos.

El miembro superior se caracteriza por la presencia de cemento silíceo y ferruginoso y la ausencia de carbonato de calcio. Consiste de capas lenticulares de arena gruesa y conglomerados, de colores pardos y rojizos, localmente con estratificación cruzada, y arenas finas, limosas y arcillas limosas con abundantes nódulos de hierro.

REY (1990) definió los siguientes litotipos en la sección de la carretera Coro-San Luis: Litotipo de conglomerados polimícticos: se observa a lo largo de toda la sección, como cuerpos tabulares o lenticulares, entre 0,5 y 11 m de espesor; presentan lentes arenosos o de guijarros, pueden ser masivos o presentar gradación inversa o normal, estratificación cruzada festoneada; el diámetro de los clastos varía entre 10 y 20 cm, pudiendo alcanzar 60 cm (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

En la Península de Paraguaná, HUNTER Y BARTOK (1974) han descrito la Formación Paraguaná, cuyo miembro inferior, denominado Miembro Hato, se considera Plioceno Temprano. El ambiente de este miembro se considera que es marino somero. Los autores piensan que la Formación Paraguaná es directamente correlacionable con la Formación Punta Gavilán y Formación Tucupido de la región de Cumarebo, y están en desacuerdo con la correlación hecha con la Formación La Vela, ya que la microfauna indica una edad Mioceno Tardío (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980)

En la región de Cumarebo, la Formación Tucupido suprayace en discordancia angular a la Formación El Veral, que DÍAZ DE GAMERO (1968) considera extendida hasta el Mioceno Tardío. El ambiente de las capas expuestas es marino somero, y la Formación Tucupido se hace menos marina en sentido ascendente (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

La Formación Punta Gavilán aflora desde Tucupido por el oeste, hasta Punta de Zamuro hacia el este, siempre en zonas adyacentes a la costa. En esta región la Formación Punta Gavilán descansa discordante sobre depósitos de ambientes marinos

profundos de la Formación Pozón, del Grupo Agua Salada. La litología de calizas y margas limolíticas son indicativas de aguas profundas (RUTSCH, 1934), pero los planctónicos estudiados por DÍAZ DE GAMERO (1970), indican ambientes sublitorales de profundidades cercanas a los 50 y 60 metros, dentro de la plataforma. RUTSCH (1934), considera a la Formación Punta de Gavilán del Plioceno Inferior, pero en 1942 el mismo autor la considera Mioceno Tardío. Según DÍAZ DE GAMERO (1970), Punta Gavilán está totalmente comprendida en la parte inferior del Plioceno (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

Los ambientes marinos muestran una considerable reducción de profundidad, desde 1000 metros de la Formación Pozón a 50 o 60 metros de la Formación Punta Gavilán. En general se puede decir que esta zona en el Plioceno representa una regresión con respecto al Mioceno, marcada por las diferencias paleoecológicas de las formaciones el Veral y Tucupido en Cumarebo, y por las formaciones Pozón y Punta Gavilán en Punta de Zamuro (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

Por otra parte, los sedimentos se hacen más marinos de oeste a este, desde unidades continentales a pobremente marinas de la Formación San Gregorio, a lutitas con foraminíferos planctónicos de las formaciones Paraguaná y Punta Gavilán. De igual manera los ambientes se hacen menos profundos al ascender la columna estratigráfica, como lo muestran las formaciones Punta Gavilán y Paraguaná (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980)

2.3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL REGIONAL

Según GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1980), la geología estructural regional de la cuenca de Falcón se refleja en grandes pliegues que constituyen el anticlinorio de Falcón, y en varias fallas verticales o de buzamiento bajo que son el resultado de un característico sistema de esfuerzos.

Se hace hincapié que las fallas más importantes que afectan a la cuenca son la falla de Oca-Chirinos, El Mayal, Ancón de Iturre y Pozo Negro. Las fallas de Oca-Chirinos y Pozo Negro separan dos áreas estructurales distintas como lo son: una al norte, donde diferentes fallas se extienden hasta la costa, y otra al sur que se extienden hasta el frente de montaña (ITUARTE Y QUIJADA, 1985).

HAWKINS (1983), reconoce tres tendencias estructurales bien definidas, un patrón principal de orientación OSO/ENE, correspondiente al rumbo de las estructuras plegadas, tales como los anticlinales de La Vela, Zambrano-Las Pailas y Cumarebo, entre otras. Una segunda tendencia estructural de dirección noroeste-sureste coincidente con las fallas Lagarto, Sabaneta, Los Medanos y la flexión de Adícora, y por ultimo un patrón de rumbo este-oeste que coincide con la orientación de las fallas Guadalupe y La Vega (AUDEMARD, 1985).

PASSALACQUA *et al.*, (1984), asocian la transcurrencia dextral E-O que afecta el área norte de Venezuela a las deformaciones observadas en la cuenca de Falcón y más concretamente en el área este de Coro, así a partir de la orientación de los ejes de compresión los cuales siguen la misma dirección de los movimientos de las placas Caribe y Suramericana, deducen la orientación de las estructuras plegadas y falladas. De esta manera reconoce las siguientes tendencias estructurales:

La principal N 70° E, perpendicular a la componente de compresión, coincide con la orientación de los ejes de los pliegues (anticlinales de Las Pailas, La Vela, Cumarebo y Sinclinal de Píritu) y de las fallas inversas tales como Taima-Taima y Guadalupe.

Otra perpendicularmente al eje de compresión donde se origina la componente de tensión que es responsable de la presencia de fallas normales con dirección N 20° O como por ejemplo la falla de Los Médanos y la occidental de Urumaco.

Reconocen también un sistema conjugado de fallas transcurrentes de menor magnitud en dirección 30° - 35° con respecto a la componente de compresión, tales como la falla de Sabaneta, Soledad, Santa Rita, Tocopero y Sabanas Altas además de la falla de Agua Clara.

Segun MUESSIG (1984), establece un modelo para las de formaciones estructurales existentes en la región de Falcón y considera que en tiempos del Paleoceno-Eoceno se registró la culminación de la orogénesis compresional en el borde sureste de la cuenca, formándose ésta bajo condiciones de tectónica extensional durante el Oligoceno-Mioceno, a partir de la transurrencia dextral mayor, de rumbo este-oeste (Oca y Cuiza); donde estas fallas transcurrentes y las fallas normales de rumbo noroeste que se unen a estas, fueron activa durante el origen de la evolución de las cuencas, y estas fallas son las generadoras de las cuencas de tracción o *pull-apart*.

Esta fase extensiva con orientación noreste, es la causante de la subsidencia de la cuenca durante el Oligoceno, donde la máxima extensión ocurrió durante el Mioceno Temprano, acompañada por el adelgazamiento de la corteza y por la inyección de magmas basálticos (MUESSIG, 1978). Otra cosa que se puede ver y que llama la atención, además de las zonas de tracción o *pull-apart* de divergencia, son los sistemas de fallas transcurrentes irregulares que desarrollan zonas de convergencia, asociadas a deformaciones de tipo compresional (MUESSIG, 1984).

El mismo autor considera seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de Falcón:

- 1.- Fallas transcurrentes dextrales de rumbo este-oeste, las cuales son: la falla de Oca, la cual es la mejor conocida de este grupo de fallas dextrales transcurrentes, y que se estima con un rango de desplazamiento entre 15 a 20 Km post-Eoceno (FEO-CODECIDO, 1972), 195 Km post-Cretáceo a pre-Pleistoceno (VÁSQUEZ Y DICKEY, 1972), 65 Km post-Mesozoico (TSCHANZ, *et al.*, 1974); otra falla de este conjunto es

la falla Cuiza en la Península de la Guajira, la cual es una estructura similar a la anteriormente descrita, y que se estima con un desplazamiento entre 15 a 25 Km según ÁLVAREZ (1967); la última de este conjunto de fallas es la de San Sebastián, que se localiza costas afuera de Venezuela central, y que es citada como la continuación de las fallas de Oca y El Pilar. VIERBUCHEN (1978), estimó un desplazamiento transcurrente dextral de 140 Km post-Mioceno.

2.- Fallas normales de dirección este-oeste, como lo son: la falla de Ancón, la cual se encuentra localizada al sur, y en forma paralela al la falla de Oca; y la otra falla de este tipo es la falla paralela a la costa sur en la Península de Paraguaná.

3.- Fallas normales noroeste-norte, donde la Península de Paraguaná se encuentra limitada por este tipo de fallas normales, la cuales son de edad Oligoceno-Mioceno en la cuenca de Falcón y en las áreas costa afuera.

4.- Estructuras plegadas y fallas inversas de rumbo este-noreste, donde los pliegues presentan un rumbo N80E en la parte central y cambian a una dirección N50E hacia el este.

5.- Pequeñas fallas transcurrentes dextrales de dirección oeste-noroeste, las cuales son abundantes en el área de Puerto Cumarebo y áreas cercanas al Surco de Urumaco. En el centro de la cuenca fallas transcurrentes de orientación noroeste-oeste a noroeste, son contrarrestados y terminan como pliegues, fallas inversas y crestas topográficas formadas por resistentes areniscas.

6.- Fallas transcurrentes sinestrales de menor magnitud y conjugadas por el sistema anterior, estas fallas presentan un rumbo este-noreste y son abundantes al sur de Coro y al sureste de la cuenca de Falcón.

Estos seis tipos de tendencias estructurales de deformación son generados según WILCOX *et al.* (1973), para un área con movimientos transcurrentes (*wrenching*) dextrales de gran magnitud en lo que a profundidad se refiere. Ahora bien, según MUESSIG (1984), esta recapitulación de estructuras sintetizada y combinada es lo que demarca la evolución tectónica de la cuenca de Falcón, y de tal manera repercute en su historia geológica (MACELLARI, 1995, citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN, 2002).

Según BOESSI Y GODDARD (1991), definen tres sistemas que se desarrollan simultáneamente en la cuenca, cada uno con una máxima intensidad en diferentes tiempos.

El primer sistema estructural consiste de un conjunto de fallas normales de rumbo NE localizadas en la parte norte de la cuenca; este grupo de fallas forman una serie de estructuras *horst* y *graben*, entre las que destacan la Depresión de Urumaco, El Alto de Coro-Paraguaná, la bahía de La Vela (esta estructura es una depresión con un horst local hacia el sur), el Alto de Aruba, y un conjunto de *horst* y *graben* similares hacia el este, (figura 15).

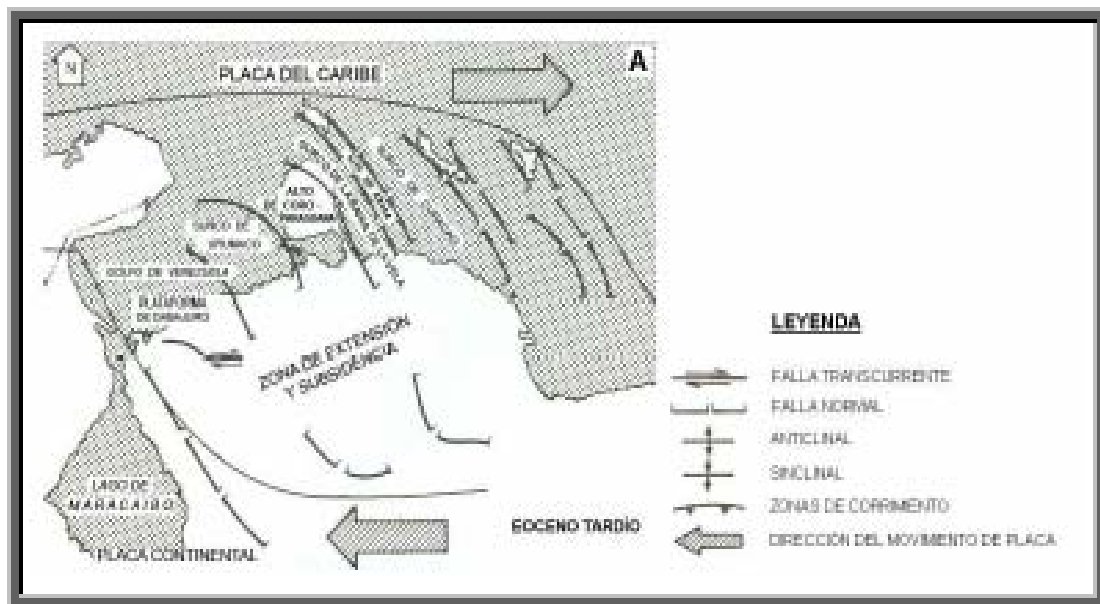


Figura 15. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

El segundo sistema estructural consiste de varios fallamientos este-noreste, pliegues paralelos de gran magnitud situados en el centro de la cuenca, conocidos como el anticlinorio de Falcón; estos son el resultado de un componente compresivo noroeste. En áreas de máxima extensión, generando el desarrollo de pliegues paralelos, (figura 16).

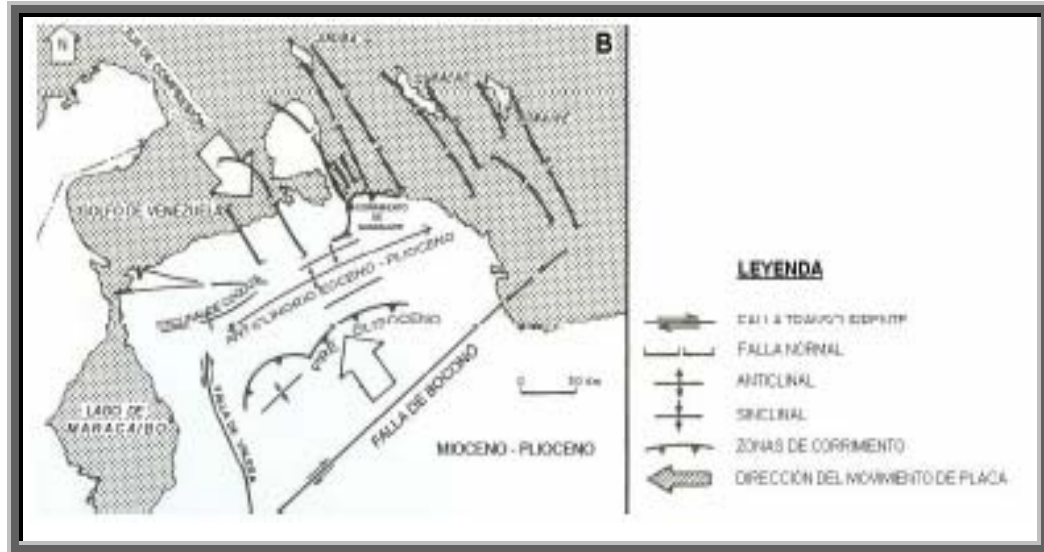


Figura 16. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

El tercer sistema estructural de fallamiento es destral lateral, fallas transcurrentes, que comenzó a desarrollarse entre la cuenca en el Eoceno Tardío y continuó hasta finales del Terciario Tardío hasta el Reciente. Estas fallas resultan del levantamiento y cizallamiento regional de todo el bloque en la cuenca, (figura 17).

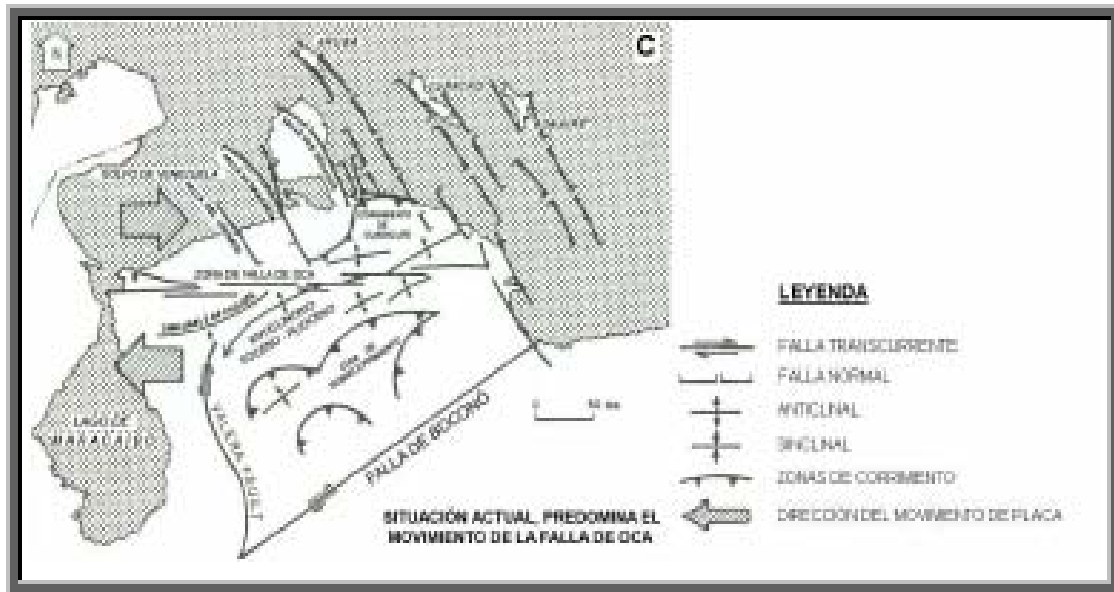


Figura 17. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

Estos mismos estudios, comentados por estos mismos autores indican que en la parte oeste de Falcón a lo largo del sistema de falla de Oca, se han detectado tres sistemas de fallas transcurrentes, formando estructuras en flor que pueden ser observadas a lo largo de la zona de falla y están separadas por sinclinales. Los nombres de estas fallas son Oca, El Mayal y Ancón Iturre (BOESSI Y GODDARD, 1991, citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN, 2002).

AUDEMARD (1997), señala que la cuenca de Falcón constituye probablemente una de las mejores zonas a nivel regional de todo el país para estudiar y evaluar la actividad tectónica durante los últimos 30 millones de años, debido a la existencia de una sedimentación casi continua y bastante bien datada paleontológicamente. Este mismo autor, indica que actualmente la región de Falcón se encuentra sometida a un estado de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNO-SSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-OSO. Dicho tensor de esfuerzos es calculado a partir de datos microtectónicos, medidos exclusivamente en las unidades Plio-Cuaternarias de Falcón septentrional, es responsable de la cinemática y actividad actual de cinco sistemas de fallas:

- 1.- Fallas destrales este-oeste (Oca-Ancon, Adicora)
- 2.- Fallas destrales NO-SE (Urumaco, Río Seco, Lagarto, La Soledad)
- 3.- Fallas normales NNO-SSE (Costa Oeste de Paraguaná, Cabo San Román, Puerto Escondido, Los Medanos)
- 4.- Fallas sinestrales norte-sur a NNE-SSO (Carrizal, El Hatillo)
- 5.- Fallas inversas ENE-OSO, las cuales son paralelas al plegamiento regional (Guadalupe, Araurima, Matapalo, Chuchure)

La tasa de desplazamiento de estas fallas es baja (generalmente inferior a 0,4 mm/año), a excepción del sistema Oca-Ancón, que se desplaza a razón de 2mm/año, siendo este el accidente tectónico activo más importante de la región noroccidental de Venezuela por su longitud, la cual es de aproximadamente unos 650 Km de largo (AUDEMARD, 1997).

AUDEMARD (2000), en base a las evidencias nombradas a continuación ratifica la cinemática propuesta por él en el año 1997, además de tomar en cuenta el modelo propuesto por WILCOX *et al.* (1973). Las mismas son:

- La forma vertical de los depósitos marinos poco profundos del Plioceno (Formación La Vela) a lo largo del limbo norte del anticlinal de La Vela.
- La parte norte inclinada de los conglomerados de la Formación Coro, de edad Plioceno-Pleistoceno.
- La existencia de dos discordancias límites del Mioceno-Plioceno, y que se ven a veces en el Pleistoceno Inferior.

MACELLARI (1995), indica que la cuenca de Falcón es una depresión con dirección este – oeste, y que se desarrolló al noroeste de Venezuela. En los alrededores del área que compone a la cuenca de Falcón se pueden apreciar tres estilos estructurales según este mismo autor, los cuales son:

1.- Este se encuentra en las partes altas de la Plataforma de Dabajuro y de la Península de Paraguaná, donde estas solo presentan una menor deformación de un espesor delgado del Cenozoico cubriendo basamento metamórfico Mesozoico.

2.- El segundo estilo estructural es representado por un desarrollo notable de fallas noroeste-sureste, que se encuentran entre los altos principales (Golfo de Venezuela, Surco de Urumaco, costas afuera de Aruba, y el este de la Bahía de La Vela) (PAYNE,1951; AUDEMARD Y DEMENA, 1985; BOESI Y GODDARD, 1991). Cambios en los espesores estratigráficos a lo largo de estas fallas indican que ellas estuvieron activas durante la sedimentación Oligoceno-Mioceno.

3.- El tercer estilo ocurre a lo largo del anticlinorio de Falcón, el cual toma formas de la parte invertida de la cuenca. El anticlinorio es formado por un conjunto de pliegues elongados este-oeste y de estratos acostados del plano de la costa que es marcado por una zona de vergencia norte que se metió y es asimétrico, y esta representado por pliegues volcados, los cuales se encuentran bien definidos al sur de la población de Coro.

2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE FALCÓN

El origen de la cuenca de Falcón dentro de un contexto tectónico regional, ha sido objeto de diversos estudios relacionados con la reconstrucción de las placas mayores y su actual morfología, dichos estudios se mencionan en este capítulo.

La cuenca de Falcón-Bonaire sobrepasa una longitud total de 600 Km, ya que puede ser seguida hasta el Oeste de la Isla de Margarita, aunque sólo la cuenca de Falcón aflora actualmente por una longitud de al menos 150 Km, entre la plataforma de Dabajuro y la costa oriental falconiana (ERLICH & BARRET 1990).

2.4.1. Teoría del Pull-Apart

MUESSIG (1978) indica que la cuenca de Falcón se originó durante el Eoceno Tardío a Oligoceno en una zona “pull-apart” causada por movimientos trascurrentes entre la placa Caribe y la Suramericana. Define este límite de placas como una falla transformante y la expresa como una serie de fallamientos destrales a lo largo de una línea que permite conectar la Falla de Oca con la Falla de San Sebastián.

Estos movimientos trascurrentes a lo largo de las fallas generaron la extensión en dirección noreste, produciéndose así fallamientos normales y provocando el adelgazamiento de la corteza y la generación de magmas basálticos alcalinos. Lo cual le permite al autor mencionar en su teoría que las islas de Los Monjes y La Orchila, la península de Paraguaná y la cuenca de Falcón fueron casi yuxtapuestas antes de la extensión Oligocena. El autor presenta dos modelos, en los cuales se expresan las opciones que dieron origen a la cuenca, (figura 18).

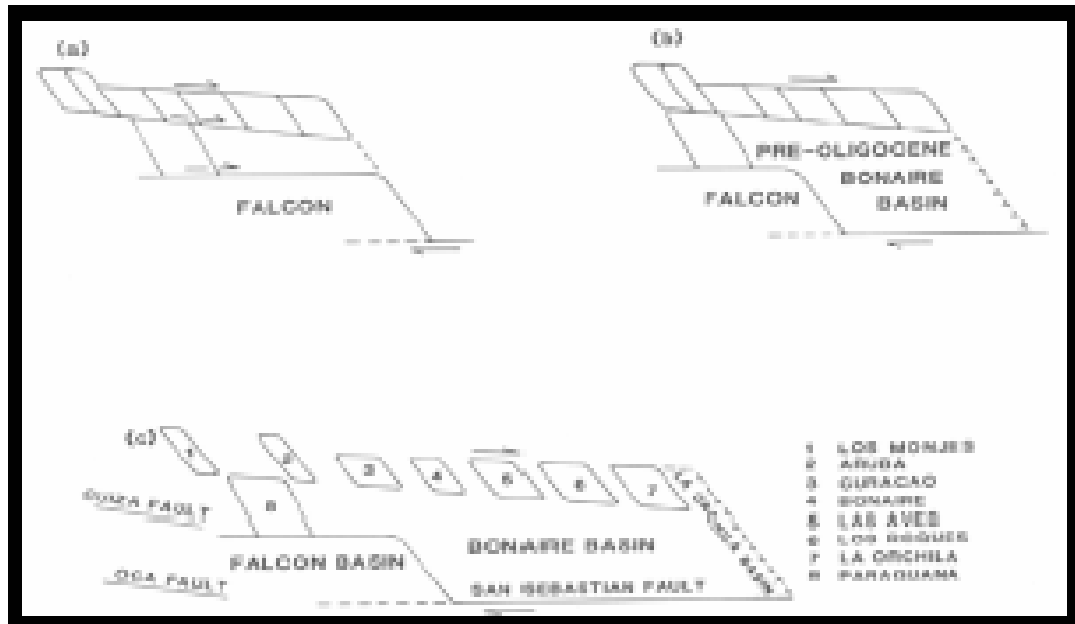


Figura 18. Representa la evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire. *a* y *b* representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente *c* la opción *a* requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la opción *b* la cuenca Bonaire pre-Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción *c*. MUESSIG (1978).

El autor adopta la opción *b* y representa a través de tres esquemas ilustrados el desarrollo de la cuenca de Falcón y el bloque de Bonaire. El esquema representa un corte esquemático norte-sur ilustrando el desarrollo de la cuenca de Falcón y el bloque Bonaire desde el Eoceno al Presente. La extensión de la cuenca ocurre en dirección este-oeste. Tomado de MUESSIG (1984):

- En el Eoceno Temprano las Antillas menores formaron una unidad contigua conectadas a la península de Paraguaná y el área de Falcón, (figura 19).

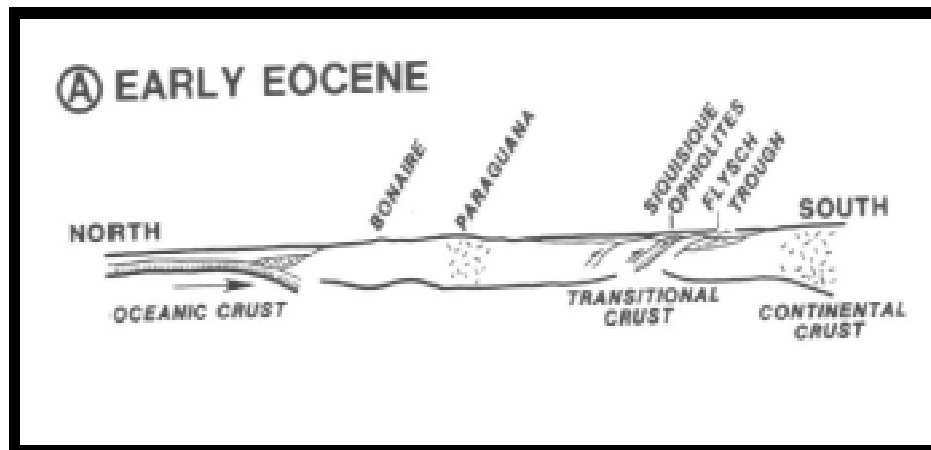


Figura 19. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Eoceno Temprano. MUESSIG (1978).

- Eoceno Tardío a Oligoceno por extensión se generó la cuenca, evidenciado por el fallamiento y la inyección de magma, (figura 20).

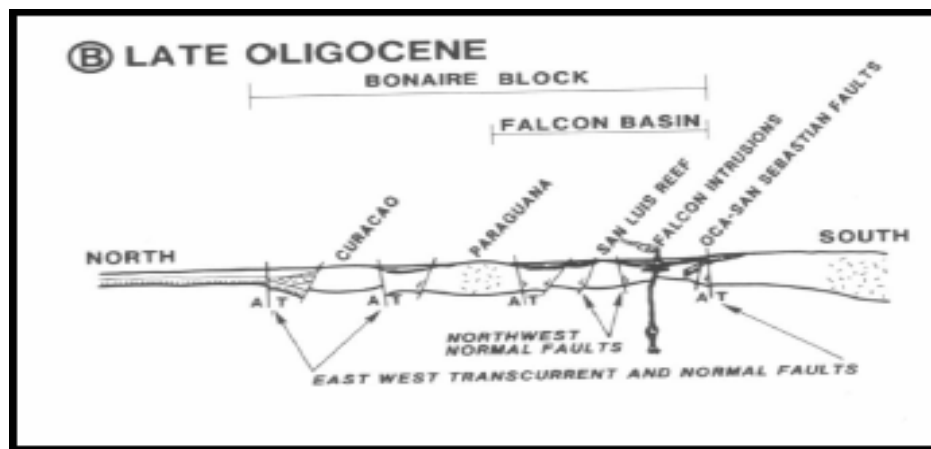


Figura 20. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Oligoceno Tardío, donde se aprecia la separación de las dos cuencas. MUESSIG (1978).

- Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos durante este período, generaron un cambio en la evolución tectónica, la cuenca presenta evidencias de inversión, (figura 21).

CABRERA (1985) menciona en su trabajo la historia tectónica sedimentaria del área, resumiendo los principales aspectos de la siguiente forma:

Fase extensional (Eoceno Tardío - Oligoceno Tardío): formación de graben tipo Ensenada La Vela, fallas de crecimiento noreste-suroeste favorecen la sedimentación de grandes espesores de Pecaya y equivalente.

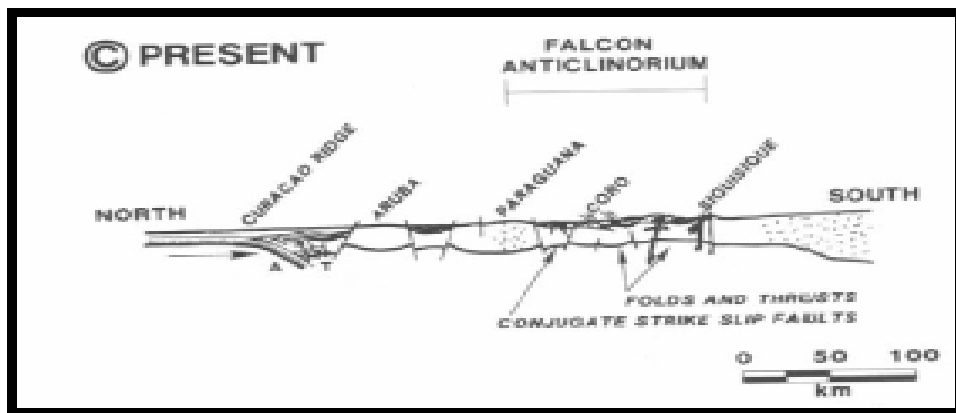


Figura 21. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración actual de la cuenca (MUESSIG (1978)).

Mioceno Temprano transgresión de Agua Clara, máxima actividad de fallas de crecimiento, cobertura parcial de paleo altos.

Final del Mioceno Temprano, erosión parcial de estructuras preexistentes, cese de la fase extensional.

Eoceno Medio a Mioceno Tardío, período de relativa estabilidad, relleno de graben (sedimentación de las rocas de las formaciones Socorro, Caujarao y equivalentes).

Fase compresional Mioceno Tardío-Plioceno-Reciente, inversión de la cuenca de Falcón, formación del Anticlinorio, de dirección este-oeste y declive al este; la

deformación pliocena tiene como límite actual el corrimiento de Guadalupe en la costa falconiana.

PINDELL *et al.* (1998) mencionan un modelo de evolución entre el Golfo de México y la Placa Caribe e indican que desde el Eoceno la Placa del Caribe ha migrado hacia el este 1100 Km con una velocidad aproximada de 2 cm/año.

BRUEREN (1949) menciona que el área de Falcón que está relacionada con las intrusiones ígneas corresponde a un eje de un geosinclinal Terciario.

MACELLARI (1995), coincide con MUESSIG (1978), en el proceso de generación de la cuenca, ya que este modelo permite explicar los flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana. El autor analiza la estratigrafía depositada durante el Eoceno hasta el Reciente en una serie de cuencas *pull-apart* episuturales. Durante el Oligoceno-Mioceno, el eje de subsidencia máxima de esta serie de cuencas estuvo ubicado más hacia el este, en el surco de Urumaco, y al este en la ensenada de La Vela. Al mismo tiempo comenzó a desarrollarse un depocentro con ubicación este noroeste- oeste suroeste en la cuenca de Falcón, como respuesta flexural a la carga producida por un frente de cabalgamiento que avanzaba desde el sur (MACELLARI, 1995, citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN, 2002).

MACELLARI (1995), a través de los siguientes gráficos muestra el modelo de evolución tectónica para la cuenca tipo *pull-apart* de Falcón, en el suroeste del Caribe. En la figura 22, se muestra en el Eoceno Tardío, un desplazamiento entre las dos placas, resultando la formación de una extensa zona *pull-apart* en el margen norte de Sudamérica, entre el *ridge* de Curazao y el sistema de fallas San Sebastián-Oca (citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN, 2002).

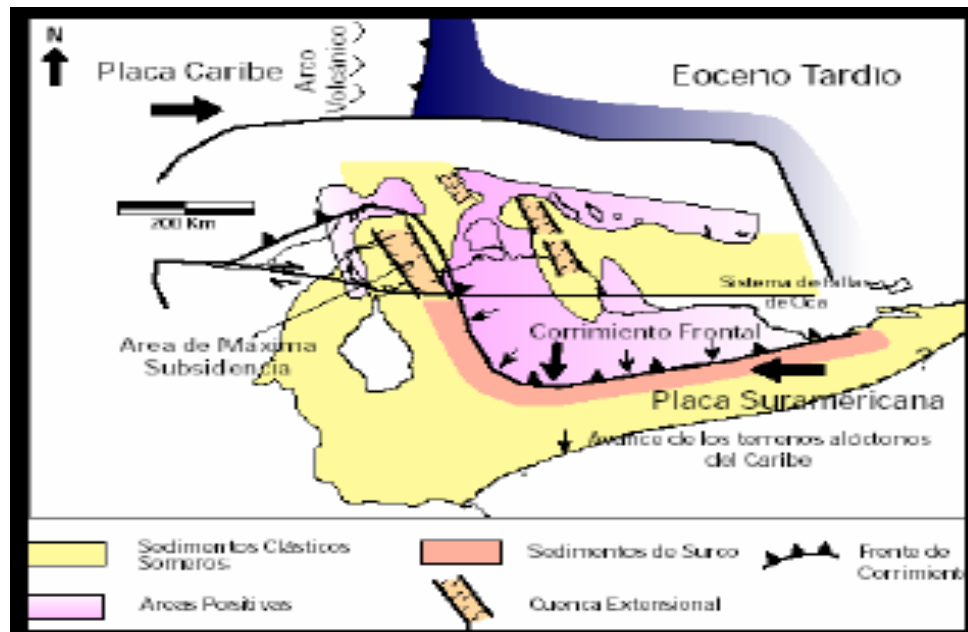


Figura 22. Modelo de generación de cuencas “pull-apart” episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado de Macellari (1995) en la WEC (1997).

En la figura 23, se observa que durante el Oligoceno y Mioceno comenzó un estrechamiento de la cuenca *pull-apart* debido al empuje de material alóctono, por lo que los ejes de máxima subsidencia migraron hacia el oeste entre Urumaco y la Bahía de la Vela. El desplazamiento continuó a través de la falla de Oca y se formó un frente de empuje que avanzó progresivamente al norte formándose una cuenca *foreland* con orientación ENE-OSO.



Figura 23. Evolución del modelo de generación de Cuencas “pull-apart” episuturales en su máximo desarrollo (SO Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana para el Oligoceno Mioceno Tardío. Tomado de Macellari (1995) en la WEC (1997).

MACELLARI (1995) indica a través de la figura 24 que durante el Plioceno comenzó la subducción de la Placa del Caribe por el “ridge” de Curazao, debido a esto el empuje frontal del anticlinorio migró al norte y cesó la acción de las fallas con orientación NO-SE, activando el desplazamiento transcurrente dextral lo largo de la falla de Boconó (SCHUBERT & SIFONTES, 1970).

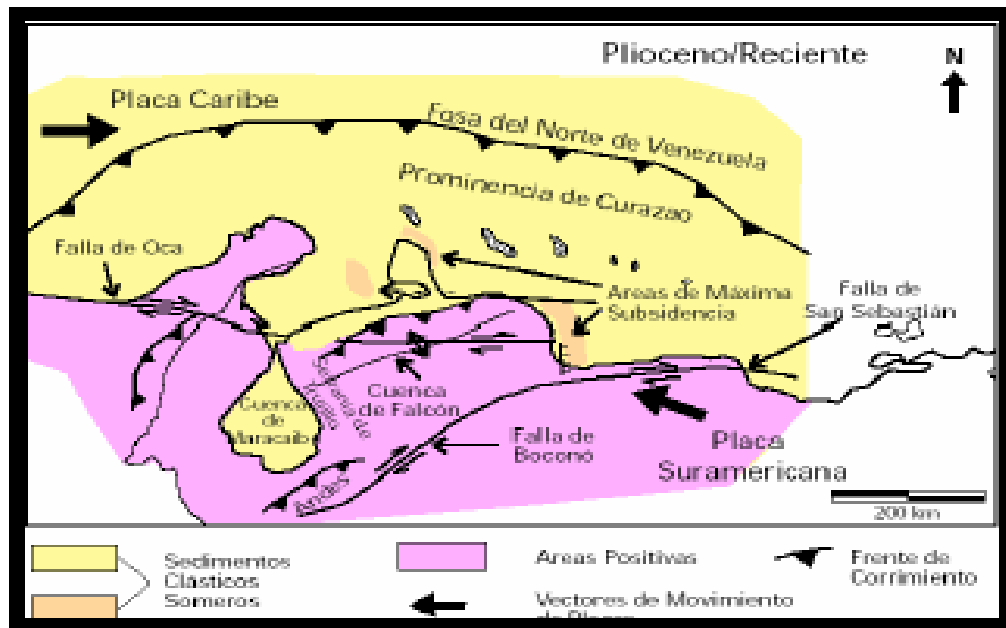


Figura 24. Configuración actual de la Cuenca de Falcón según Macellari (1995) en la WEC (1997).

ERLICH & BARRETT (1990) establecen que para la reconstrucción el bloque de Margarita el cual está delimitado por una línea imaginaria alrededor de Tobago-Margarita-Araya/Paria y parte norte de Trinidad (aproximadamente 100-125 Km) se necesita mover cerca de 50 Km la falla de Oca y aproximadamente 50 Km la falla de Boconó generando una clausura parcial de la cuenca de Falcón, por lo que apoyan la tesis de MUESSIG (1978) para el modelo de génesis del bloque de Margarita (figura 25).

El movimiento diferencial producido por el arrastre a lo largo del margen sur del límite de la placa Caribe-Suramericana causó extensión y transtensión en las cuencas de Falcón y Bonaire.

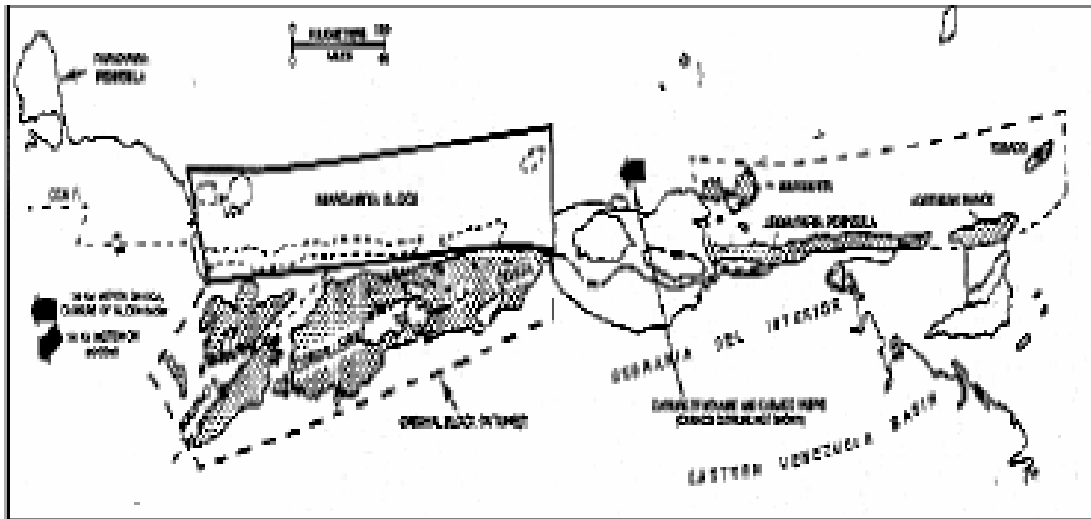


Figura 25. Reconstrucción del Bloque de Margarita posición en el Eoceno Medio-Tardío.
Tomado de Erlych & Barret (1990)

OSTOS (1990) indica que durante el Oligoceno Falcón, Bonaire y la baja Goajira se desarrollaron como resultado de un fallamiento transcurrente dextral al norte de Sudamérica. Las ofiolitas de Siquisique ubicadas al sur de Falcón fueron empujadas hacia la misma dirección antes del desarrollo de la cuenca “pull-apart”. La Falla de Oca (transcurrente dextral) pudo haber causado la compensación de la Península de la Goajira, aunque esta estuvo inactiva en el Oligoceno. El bloque Maracaibo–Sta. Marta empezó a moverse al norte por la megacizalla de Boconó (Oligoceno Tardío–Mioceno Temprano), relacionado al límite de subducción tipo andino en el oeste de Suramérica resultando en el desarrollo del cinturón deformado del Sur–Caribe (CASE *et al.* 1984). En el Mioceno Tardío al Presente las cuencas de Falcón y Maracaibo fueron invadidas por los mares. Sin embargo, las cuencas del golfo de La Vela y golfo triste fueron levantadas en el Mioceno Tardío, lo cual está relacionado a la reactivación de las fallas (transcurrentes) E–O o fallas con tendencia N–S o NE–SO (transcurrentes) conjugadas a la mega falla de Bocono.

2.4.2. Teoría Orógeno en flotación

PORRAS (2000) menciona que el origen de la Cuenca de Falcón – Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco (“back arc”), en un orógeno de flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la Placa Suramericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano, (figura 26).

Este modelo está basado en el esquema de orógeno en flotación de OLDOW, *et al.* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura). Estos autores indican la existencia de estos sistemas en cuencas de ante – arco (“fore arc”) y de retro – arco (“back arc”) que se desarrolla en los márgenes convergentes. El autor identifica tres periodos principales:

- *Un período de extensión:* que va desde el Eoceno Tardío hasta la parte media del Mioceno Temprano. En este tiempo se comienza a generar la cuenca Falcón – Bonaire, como un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y Sur América, a partir de este proceso se comienzan a generar estructuras extensionales tipo “graben”.
- *La fase compresiva:* que comenzó hacia el final del Mioceno Temprano inicios del Mioceno Medio. No es sino hasta el Mioceno Medio que esta fase comienza a afectar la cuenca, por efectos de la orogénesis andina, causando la inversión tectónica de la porción centro – occidental de la cuenca (Anticlinorio de Falcón). Los efectos de la compresión andina generaron el desarrollo de fallas inversas o corrimientos con vergencia norte – noreste, los cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste – sureste.

- *Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas:* Plioceno Tardío – Reciente, durante este período el margen entre las placas presenta una componente mayormente transcurrente en dirección este – oeste. Estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observan efectos transpresivos y transtensivos contemporáneos.

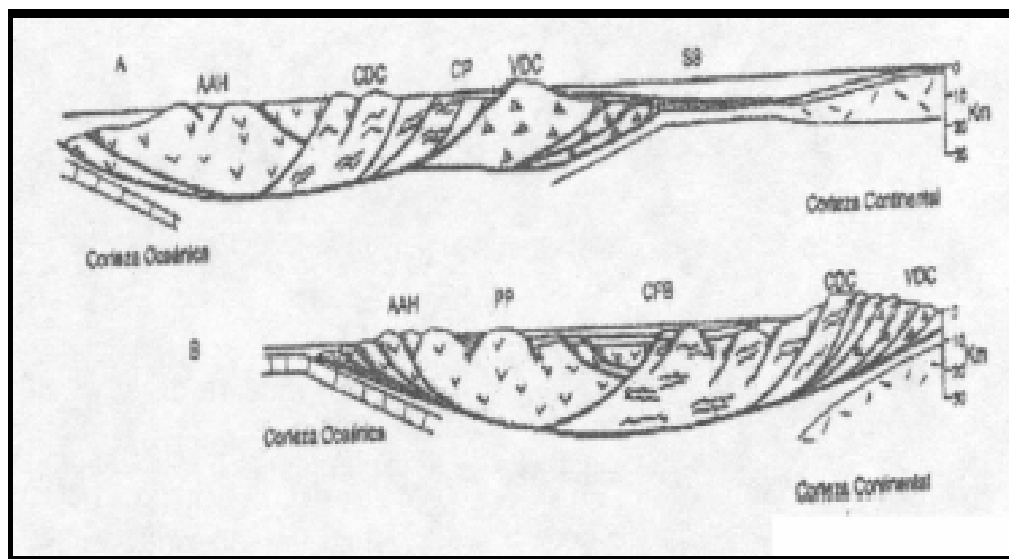


Figura 26. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón-Bonaire. A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. B) Configuración tectónica para el Eoceno Tardío. SB, Surco de Barquisimeto; CP, Cuenca de retroarco de Paracotos; VDC, Arco de Islas de Villa de Cura; CDC, Terrenos de la Cordillera de la Costa; AAH, Alto de las Antillas Holandesas; PP, Alto de Paraguaná; CFB, sedimentación Marina en el centro de la cuenca y continental a somera en los márgenes. PORRAS (2000).

GODDARD Y BOESSI (1991), proponen un nuevo modelo conceptual de la cuenca de Falcón, para conocer el hábitat de hidrocarburo en la cuenca. El mismo está basado en la forma de bote de la cuenca con un eje este-oeste y una sección central angosta localizada entre los pueblos de Churuguara y San Luis; esta forma es la que determina la distribución sedimentaria de la cuenca durante el Oligoceno-Mioceno (figura 27). Este modelo incluye la tendencia noreste de los *horst* y canales

mencionados, que son responsables por la extensión norte del desarrollo de la cuenca sedimentaria central (citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN, 2002).

El modelo estratigráfico y de sedimentación que proponen los autores para el relleno de la cuenca es el siguiente:

a) Eoceno Tardío: en el Eoceno la sedimentación continuó sin interrupción en otras regiones de Venezuela, y comenzó la formación de la cuenca de Falcón. También ocurrieron movimientos orogénicos en el sur Caribe, los cuales fueron responsables de la generación de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao, que aun están presentes como remanentes hoy en la presente actualidad.

b) Oligoceno: con el incremento de la subsidencia, la cuenca tomo la forma de un elongado bote con un costado inclinado. Se desarrollaron surcos sinsedimentarios con orientación noroeste en el sector norte, con un sector angosto en el área central, estos pueden ser atribuidos a fuerzas desde el sur que empujaron la región entera otra vez y levantaron la región en la parte norte, al cual corresponde el Alto de Paraguaná, (figura 28).

Las intrusiones ígneas y submarinas de flujos basálticos están en la parte más profunda de la cuenca, en surcos subsidiendo, y son comunes en el sector norte.

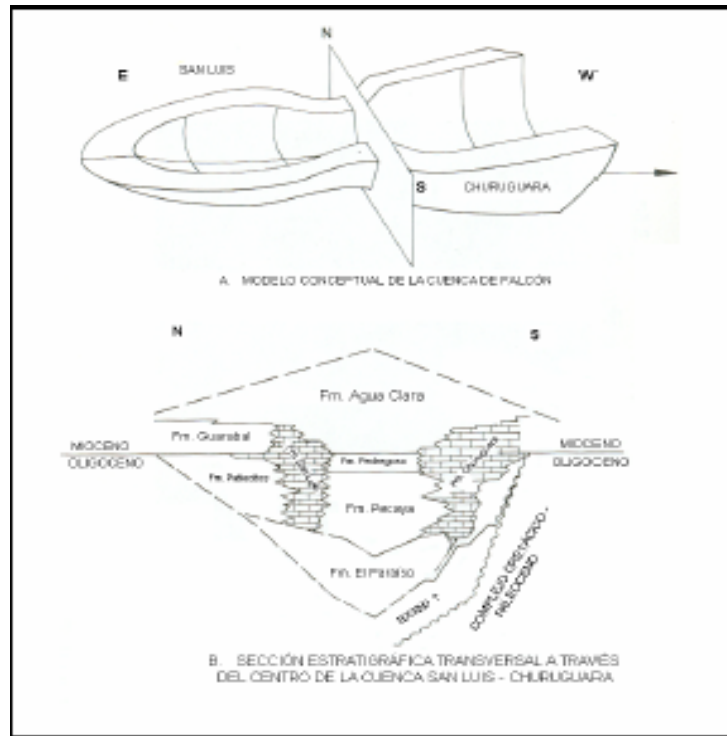


Figura 27. A) Modelo original conceptual para la cuenca (después de González de Juana, 1980) y B) una compilación estratigráfica (después de Wheeler, 1963) basado sobre sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

c) Mioceno: los esfuerzos complejos comenzaron a incrementarse durante el Mioceno, causando sucesivas modificaciones paleogeográficas que transformaron la distribución de las facies que se encuentran hoy. Durante el Mioceno Temprano la trasgresión marina noreste llega a su fin. En el flanco norte y en la región Caribe, los surcos sinsedimentarios continuaron llenándose, así como continuó la subsidencia, estos factores están relacionados a la extensión tectónica. En la sedimentación del Mioceno Medio la actividad tectónica estuvo parcialmente controlada.

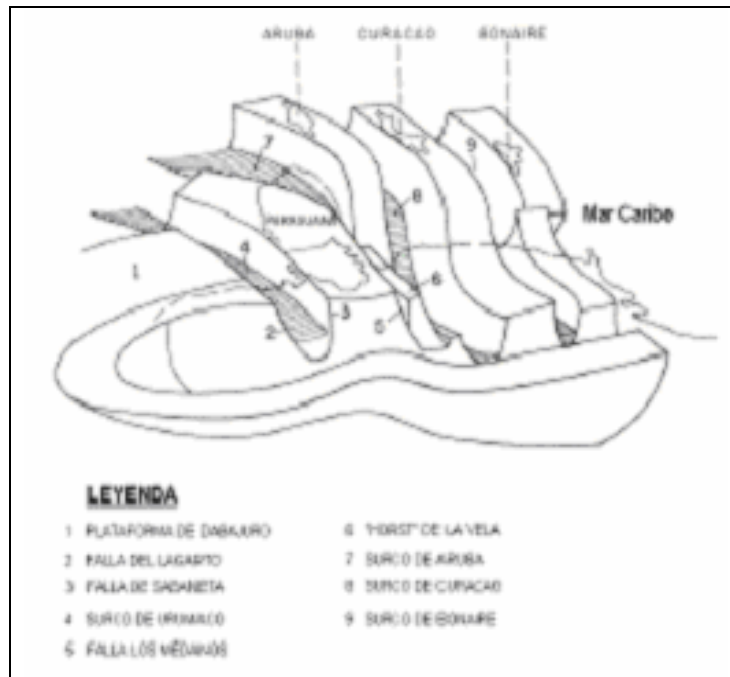


Figura 28. Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

La inversión de la cuenca que comenzó en este tiempo fue responsable por el levantamiento y erosión de los sedimentos que fueron depositados en el canal. La posición ocupada por el eje de la cuenca en el Oligoceno-Mioceno Temprano ahora se convierte en el eje de la fila conocida como anticlinorio de Falcón. Esta fue la iniciación de las subcuencas y la separación del área en dos zonas distintas, hacia el sur facies marinas poco profundas, lagunal y sedimentos fluviales predominantemente, y hacia el norte se desarrollaron facies marino profundo a costera de transición.

Al final del Mioceno, movimientos tectónicos relacionados a movimientos laterales a lo largo del límite de placas Caribe-Sudamérica fueron evidentes. El área de depositación fue hacia el mar caribe y la sedimentación fue derivada principalmente del sur como de depósitos de reciclaje.

d) Plioceno: una tardía actividad tectónica tomo lugar en el Plioceno, afectando principalmente el área de Falcón, y fue responsable por el levantamiento del sistema montañoso. Los procesos sedimentarios responsables de las terrazas aluviales, costas y dunas a lo largo de la zona de piedemonte, posiblemente han sido afectados por la actividad tectónica. Un período orogénico también ocurrió durante el Pleistoceno, procesos similares fueron repetidos. Esta repetición resultó en un número de terrazas de diferentes edades, pero con el mismo desarrollo de depositación. Estas pueden ser observadas hoy a lo largo del entero llano costero. Los autores muestran en la figura 29, muestra tres cortes esquemáticos para la interpretación de la cuenca.

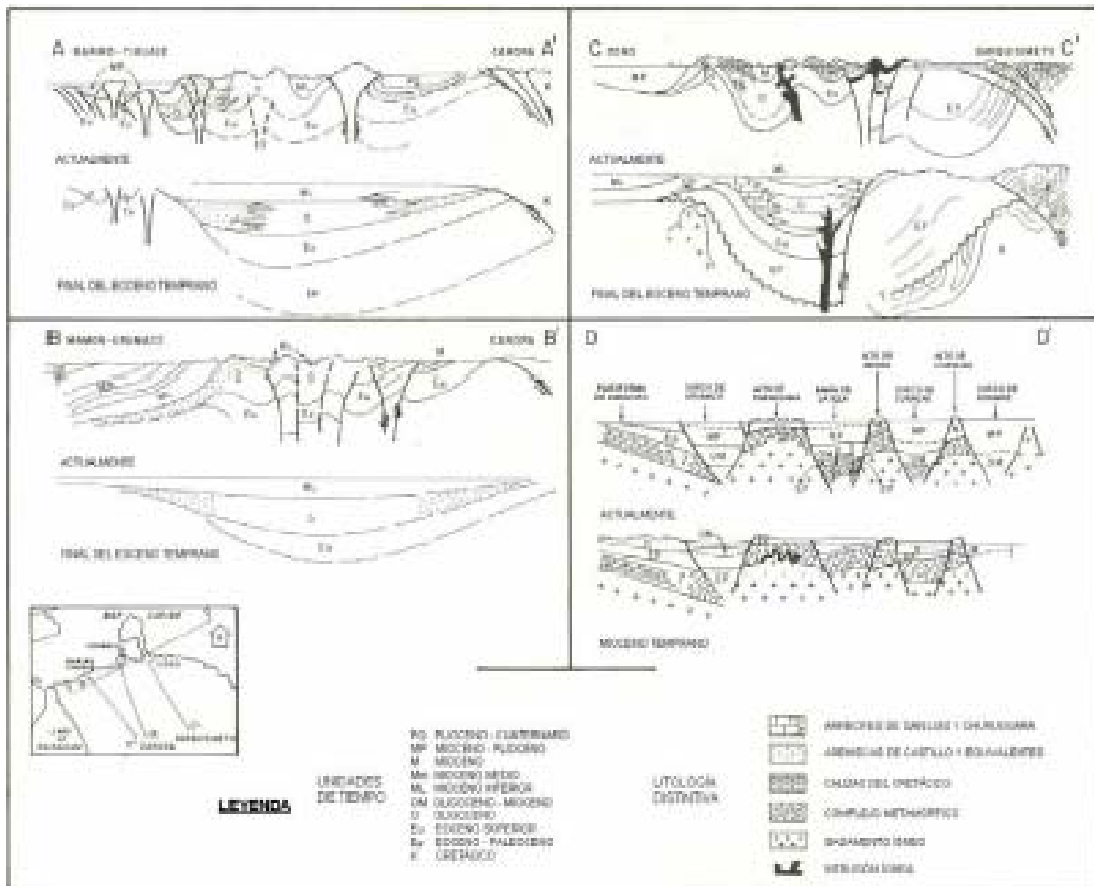


Figura 29. Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones trasversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (D-D') mostrando continuidad de la extensión. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

2.4.3. Rifting e Inversión

AUDEMARD (1995) resume la evolución tectónica de la cuenca de Falcón en las siguientes fases:

El rifting Oligoceno – Mioceno Temprano:

La cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo está orientado N 150°. La subsidencia tectónica de la cuenca culmina en el límite Oligoceno-Mioceno con las intrusiones y coladas basálticas y la colmatación sedimentaria, durante la subsidencia térmica, está representada por los depósitos lutíticos neríticos de la Formación Agua Clara de edad Mioceno Temprano.

El cierre de la cuenca de Falcón:

El cierre de la cuenca de Falcón se inició en el límite entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Medio. Se distinguen tres etapas diferentes a “grosso modo”: Mioceno Medio a Tardío, Plioceno y Cuaternario.

(A) La inversión tectónica de edad Mioceno Medio-Tardío

Durante el Mioceno Medio y Tardío, la cuenca de Falcón sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regional caracterizado por esfuerzos mínimo y máximo sub-horizontales, con el primero orientado N 155°. Este régimen tectónico estructura la cuenca de Falcón en un gran anticlinorio. Más aún, es igualmente responsable del plegamiento general de la cuenca de Falcón, cuyos pliegues parecen cilíndricos y están orientados en dirección OSO-ENE. Esta inversión induce el desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco

norte del anticlinorio, con la depositación de secuencias de llanura costera y de plataforma marina.

(B) La compresión Mioceno-Plioceno

Esta fase es en particular responsable de la discordancia que separa las formaciones La Puerta, Codore y El Veral de las formaciones Urumaco y Caujarao. Esta discordancia no es de importancia regional pero puede ser observada en diversos sitios de la cuenca de Falcón, a excepción de la plataforma de Coro. Se produjo una fase tectónica en la plataforma de Coro, lo cual indica que la zona fue sometida a una continua fase de compresión desde el límite Mioceno-Plioceno.

(C) La compresión Plioceno-Pleistoceno:

Es la fase responsable de la configuración actual de la cuenca y continua hoy día, ella constituye la última de una trilogía de fases compresivas caracterizadas por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NO.

CAPÍTULO III

3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1. Estratigrafía local

En el área de estudio ubicada al noreste del estado Falcón, aflora la secuencia estratigráfica del Eoceno – Plioceno, integrada en orden ascendente por una secuencia flysch (Eoceno sin diferenciar), seguida por las formaciones Guacharaca, Casupal, San Lorenzo, Querales, Solito, Pozón, Capadare, y Ojo de Agua, las cuales se describen a continuación:

TABLA DE CORRELACION DE UNIDADES

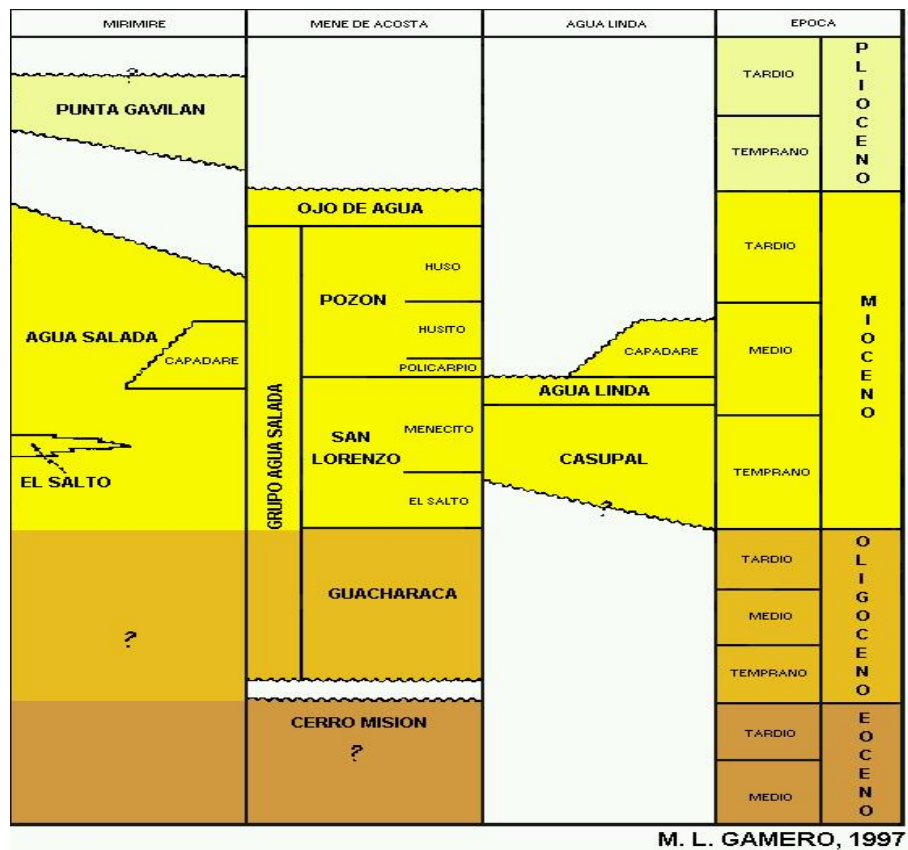


Figura 30. Tabla de correlacion de las formaciones para la cuenca de Agua Salada, Tomado y modificado de Lexico estratigrafico (1999).

3.1.1. EOCENO SIN DIFERENCIAR

3.1.1.1. Generalidades: KUGLER (1948) en informes privados, denominó Formación Esperanza a la secuencia flysch Eocena, pero este nombre nunca se publicó y fue usado posteriormente para definir una unidad del Cretácico de Barinas.

Estos depósitos corresponden a las rocas más antiguas de la zona, la edad es Eoceno Medio – Tardío. La secuencia se sedimentó a profundidades batiales y se encuentra en contacto discordante con la secuencia superior, es decir Formación Guacharaca, por lo que se considera que el área fue afectada por un levantamiento regional a finales del Eoceno (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Ghosh *et al.*, (1997), definen que la unidad se depositó en una depresión localizada posterior al emplazamiento de la napa de Lara, estos sedimentos son de origen turbidíticos en áreas restringidas, probablemente relacionados con el inicio de la actividad transcurrente de la Falla de Oca.

3.1.1.2. Extensión geográfica: esta unidad ocupa un 2% de la región de estudio, se encuentra aflorando en una zona al norte del poblado La Danta y al sur del río Tucurere, presentando una geometría casi circular y en una zona al norte del cerro Grande, al este del cerro Mamoncito y al sur del cerro la Yuca, en este caso la geometría es similar a una franja alargada en dirección NE – SO, (figura 31).

En campo se observó (ver mapa geológico, afloramiento 043), una secuencia de lutitas grises, que meteorizan a pardo rojizo, la abundante vegetación en la zona no permitió establecer otro tipo de litología.

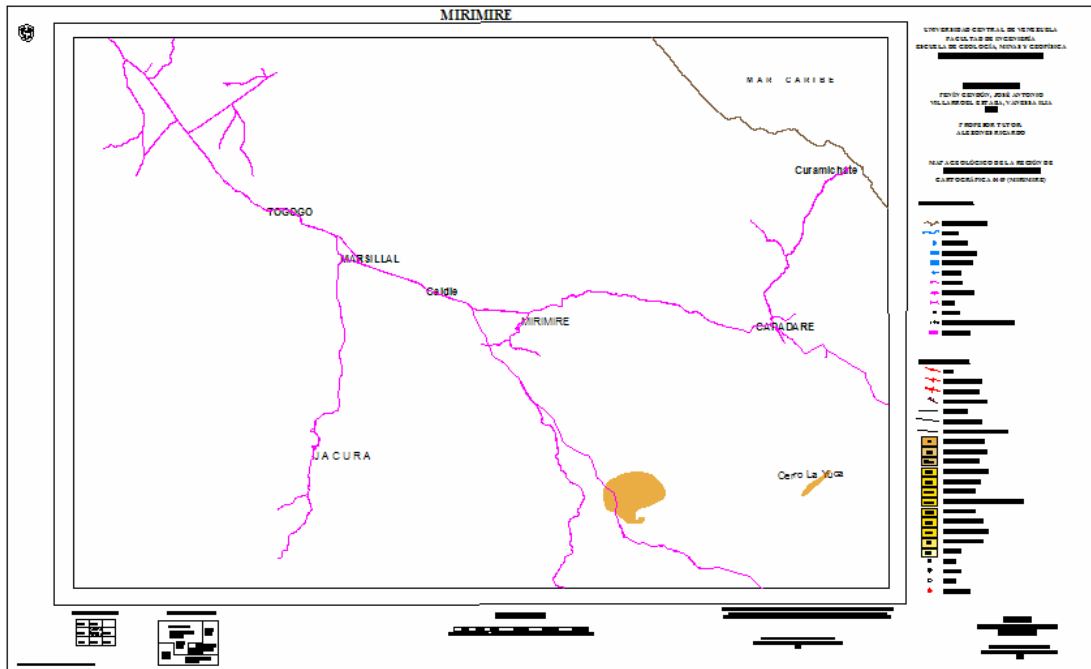


Figura 31. Mapa de distribución de la secuencia flysch del Eoceno en la zona de estudio.

3.1.2. FORMACIÓN GUACHARACA

3.1.2.1. Generalidades: SUTTER (1947) fue el primero en nombrar esta formación, dándole el nombre a una unidad en el subsuelo del Campo de Mene de Acosta. RENZ (1948) describe los afloramientos de la formación parcialmente en el flanco sur del alto de Guacharaca y en el subsuelo de Mene de Acosta. WHEELER (1960) menciona una subdivisión de la unidad entre miembros, realizada por los geólogos de la North Venezuelan Petroleum (N.V.P).

3.1.2.2. Extensión Geográfica: en la figura 32 se observa la distribución de la formación en la zona de estudio, esta secuencia ocupa un 22% de la zona de estudio, se encuentra aflorando en tres sectores: en la parte central, al suroeste y al sureste de la zona. En la parte central se ubica entre El Tacal y Marsillal, al oeste del río Caidié;

al este del mismo río y al norte de la quebrada El Chuco se observa nuevamente. Al norte del poblado El Caujaro y al este y oeste del río El Cristo se encuentra la unidad dispuesta en una franja con rumbo E – W. En el borde suroeste de la zona de estudio se encuentra la unidad desde el margen hasta el oeste del poblado El Cardonelito, hacia el borde sureste de la zona se encuentra ubicada desde el poblado de Guaparo hasta el margen derecho de la zona, (figura 33). Y por último al sur del cerro Grande se encuentra envolviendo la Formación San Lorenzo.

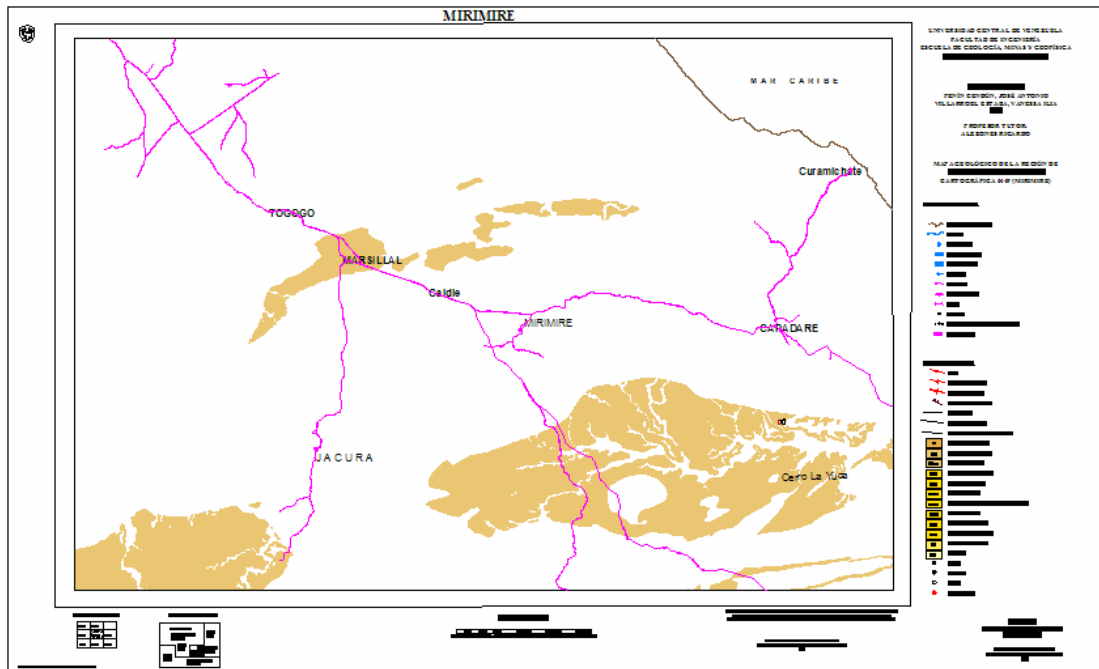


Figura 32. Mapa de distribución de la Formación Guacharaca en la zona de estudio.



Figura 33. Afloramiento 070, a 3 km de la población Ojo de Agua, en dirección sureste.

3.1.2.3. Localidad Tipo: Según RENZ (1948), aunque no aflora en su totalidad, en el flanco sur del alto estructural Guacharaca, a unos 10 kilómetros al norte – noroeste de la estación trigonométrica de Pozón, distrito Acosta, estado Falcón.

3.1.2.4. Descripción Litológica: Según SUTTER (1947) la unidad contiene areniscas, impuras, glauconíticas en su parte superior, dispuestas en capas delgadas (1.5 a 6.5 m), que se denomina Arenas de Guayabal – La Danta. RENZ (1948) menciona que en el subsuelo de Mene de Acosta, en los pozos número 7 (2734' – 3463') y 47 (1140' – 1960'), muestra un espesor de 235 a 250 m., compuesta de una secuencia de lutitas calcáreas y no calcáreas, limolitas, con algunas capas ocasionales de arenisca hacia el tope.

WHEELER (1.960), establece que en el alto de Guacharaca la formación consta, de base a tope, de tres miembros:

Miembro inferior, denominado La Danta, lutitas con frecuentes intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas hacia la parte superior del miembro. Este miembro se correlaciona con la Formación El Paraíso, (figura 34).



Figura 34. Afloramiento 044. Capa de caliza arenosa, con rumbo N25E 28N, intercalada con lutitas. Color fresco gris oscuro y color meteorizado pardo claro.

Miembro medio, marga de Tucurere. Se encuentra expuesto desde la carretera El Pozón – Mirimire, cruza el río Tucurere. Este miembro se correlaciona con la Formación Pecaya de Falcón occidental.

Miembro superior, arcilla de Cotiza, meteoriza a colores rojizos, con capas delgadas de areniscas de grano fino y limolitas. Este miembro se expone en la carretera El Pozón – Mirimie, cruza la quebrada Cotiza, al igual que el miembro anterior se correlaciona con la Formación Pecaya de Falcón occidental.

En el flanco sur del alto de Guacharaca, los geólogos de la N.V.P reportan sólo la presencia del miembro La Danta, sin explicar la ausencia de los dos miembros

superiores. WHEELER (1960) establece dos opciones para explicar la ausencia de estos dos miembros:

- La primera teoría propone que los dos miembros superiores hayan sufrido el traslado transgresivo de la marga glauconítica de Cotiza. Esta teoría se apoya en un reporte de los geólogos de la N.V.P donde consideran el contacto Culata – Guacharaca discordante. Así mismo, la Formación Guacharaca se adelgaza de 1200 m. al sur de Mirimire a 250 m en el flanco sur del alto de Guacharaca. Esto explicaría que los miembros superiores están ausentes por un proceso erosivo hacia el sur.
- La segunda teoría propone que equivalentes de estos miembros estén presentes en el flanco sur del alto de Guacharaca, entonces las areniscas de la parte superior de la formación serían un nuevo desarrollo de facies hacia el sur y el adelgazamiento podría ser sedimentario.

En campo (afloramiento 044, ver mapa geológico), se describió una capa de arenisca, con rumbo N25E 28N, color fresco gris oscuro y color meteorizado pardo claro, (figura 28).

3.1.2.5. Contactos: SUTTER (1947) define el contacto inferior discordante y el superior concordante transicional. RENZ (1948) considera que sus relaciones estratigráficas son de concordancia, tanto en su base como en su tope. WHEELER (1960, 1963) establece que tanto el contacto inferior con la Formación Cerro Misión como el contacto superior con el Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo suprayacente, parecen ser transicionales, y concluye que hace falta más información. En campo se observó el posible contacto sobre la secuencia flysch Eocena sin diferenciar, pero no se pudo determinar su concordancia (figura 35).

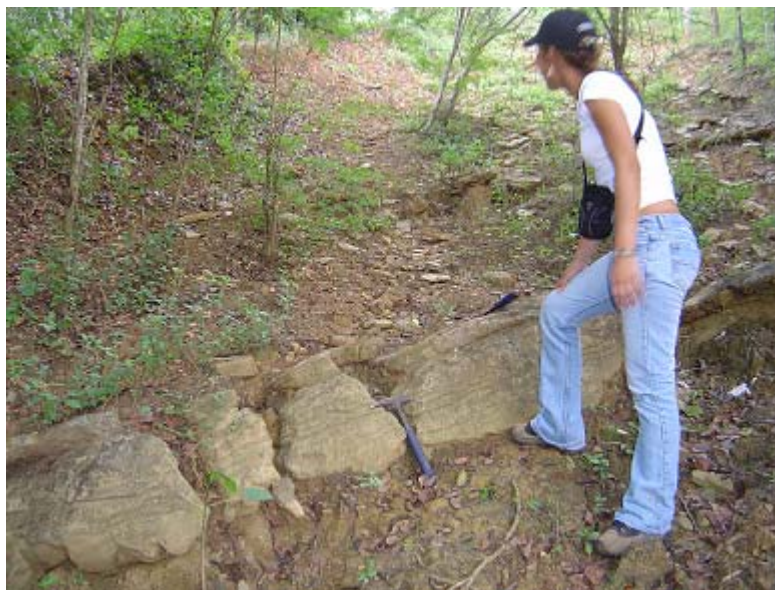


Figura 35. Afloramiento 044. Posible contacto con el Eoceno sin diferenciar.

3.1.2.6. Espesor: RENZ (1948) menciona que en el subsuelo de Mene de Acosta tiene un espesor de 235 m a 250 m, WHEELER (1960) reporta que la unidad mide 1200 m al sur de Mirimire y 250 m en el flanco sur del alto de Guacharaca.

3.1.2.7. Paleoambientes: Según el L.E.V. II (1970), el ambiente de depositación de la unidad es marino relativamente profundo.

3.1.2.8. Edad: RENZ (1948) considera que la formación no es más joven que el Oligoceno Medio, siendo predominantemente Oligoceno Temprano. Según BLOW (1959) la unidad se encuentra en la zona de *Globorotalia kugleri*, desde el Oligoceno hasta el Mioceno Temprano. WHEELER (1963) establece que es únicamente Oligocena. HUNTER (1972) define que es Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano.

La fauna hacia el tope de la Unidad es similar a la de la Formación Pecaya, y por eso se definió la parte superior en el Oligoceno Tardío (WHEELER, 1960).

3.1.2.9. Correlación: WHEELER (1960) y DÍAZ DE GAMERO (1985b), la correlacionan con las formaciones El Paraíso y Pecaya de Falcón central. El L.E.V II (1970), la correlaciona con la Formación Churuguara del borde sur de la cuenca.

3.1.3. FORMACIÓN CASUPAL

3.1.3.1. Generalidades: el nombre de esta formación fue propuesto por primera vez por geólogos de la N.V.P y fue LIDDLE (1946), quien lo publicó por primera vez para designar una secuencia de conglomerados, areniscas, lutitas carbonáceas y arcillas que afloran al norte y oeste del rancho Casupal, distrito Silva, estado Falcón. SENN (1935 y 1940) había descrito esta secuencia con el nombre Arenas de Bachacal y Formación Bachacal. RENZ (1956, L.E.V. I) consideró el término Capas de Casupal como sinónimo de la Formación Bachacal.

3.1.3.2. Extensión Geográfica: ocupa un 2% de la zona, aflora en la hoja 6449 – III – SO, en el borde izquierdo del mapa. La distribución de la formación se observa en la figura 36.

3.1.3.3. Localidad Tipo: MÉNDEZ (1967), definió como sección de referencia la quebrada La Pluma, entre los cerros Riecito y Misión. LIDDLE (1946), estableció la sección tipo al norte del rancho Casupal, al sur del cerro Misión, distrito Silva, estado Falcón. Informes no publicados subdividen esta unidad en dos miembros, definen como localidad tipo para el miembro superior la quebrada de las Dos Bocas, un tributario del río Mostrenco y para el miembro inferior las cabeceras septentrionales del río Casupal (WHEELER, 1960).

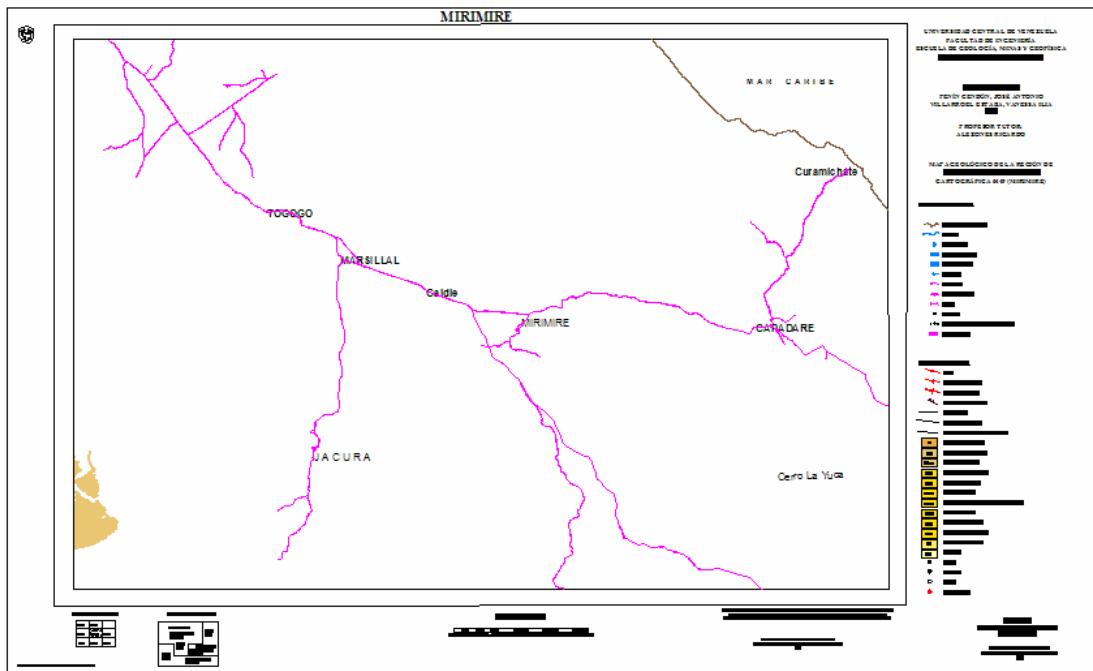


Figura 36. Mapa de distribución de la Formación Casupal en la zona de estudio.

3.1.3.4. Descripción Litológica: WHEELER (1960, 1963) la divide en dos miembros:

Miembro inferior, caracterizado por interestratificación de areniscas carbonáceas de grano fino a medio, grises, ocasionalmente ferruginosas, bien a pobremente endurecidas y generalmente en capas delgadas a medias, y lutitas grises a negras, jarosíticas, masivas y carbonáceas con intervalos ocasionales muy carbonáceos que pasan gradualmente a lignitos impuros. Intercaladas raramente en las lutitas se encuentran calizas densas, grises. Presencia de material carbonoso, y estratificación en capas delgadas a medias.

Miembro superior, hacia la base las areniscas son limpias e impuras, haciéndose menos carbonáceas hacia el tope. La parte media del miembro se caracteriza por la presencia de unas areniscas bien cementadas por material calcáreo, con abundantes granos y guijarros de cuarzo y ftanita negra. Hacia el tope aparece una intercalación de conglomerados poco consolidados, conformados por guijarros de cuarzo muy bien

redondeados, en capas masivas de hasta 20 m y areniscas micáceas y arcillas grises, calcáreas localmente y raramente fosilíferas. Ocasionalmente aparecen capas de margas arenosas con fragmentos fósiles. Ausencia de carbones y estratificación en capas masivas.

MÉNDEZ (1967) define que la litología predominante en la quebrada Bachacal, Chapano, San Antonio y en los ríos Los Cumarebos y Corépano, es de areniscas de grano grueso y conglomerados, intercalados con arcillas y lutitas muy carbonosas, ocasionales carbones y algunas capas calcáreas fosilíferas. CAMACHO, *et al.* (1989) definen que la litología de la Formación Casupal en el área de Sanare – Buena Vista es de calizas arenosas, masivas, de color gris claro, macrofosilíferas; conglomerados grises oscuros, con matriz calcárea y limosa, con moldes de bivalvos; areniscas grises claras a oscuras, de grano fino a grueso, ocasionalmente conglomeráticas, calcáreas y fosilíferas mayormente; lutitas limosas y/o arenosas, grises claras, estériles, cuando son arenosas contienen material carbonáceo y están asociadas a conglomerados, las lutitas limosas presentan cuarzo y mica.

3.1.3.5. Contactos: WHEELER (1960, 1963), establece que el contacto inferior se desconoce en la localidad tipo, aunque acota que es discordante, probablemente yace sobre la Formación Cerro Misión. Hacia el sur la formación yace discordante (discordancia angular) sobre la Formación Cerro Misión. El contacto superior es con lutitas y calizas del Mioceno Medio. MÉNDEZ (1967) define que la base está en contacto de falla en las quebradas La Pluma y Bachacal, y es discordante sobre lutitas Paleocenas con bloques alóctonos del Cretácico en la quebrada Chapano, o sobre metamórficas de la Serranía de Aroa en la quebrada San Antonio. Define el contacto superior concordante con la Formación Agua Linda en la quebrada Casupal, y discordante con la misma en el río Los Cumarebos y la quebrada San Antonio, así mismo discordante con la Formación Capadare en la quebrada La Pluma, discordante con la caliza de Riecito en la quebrada Bachacal.

3.1.3.6. Espesor: WHEELER (1960), define que el espesor del miembro inferior en la localidad tipo es de por lo menos 500 m, pero la parte inferior de la unidad no aflora y el del miembro superior es de más de 1200 m. Según WHEELER (1963), al sur de Churuguara la sección mide 1000 m. MÉNDEZ (1967) en la quebrada La Pluma, entre Riecito y cerro Misión, mide 1400 m, incompleto por estar fallada en la parte inferior; en el río Los Cumarebos 2100 m y en el río Carépano mide 3500 m.

3.1.3.7. Paleoambientes: GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1980), reportan que la secuencia representan facies de sedimentación piemontina – costera con influencia marina litoral restringida.

3.1.3.8. Edad: MÉNDEZ (1967) reporta como edad de la secuencia Oligoceno – Mioceno Temprano, con posible extensión a Mioceno Medio.

3.1.3.9. Correlación: WHEELER (1960, 1963), define la sección equivalente a la parte inferior de las formaciones Churuguara y El Paraíso.

3.1.4. FORMACIÓN SAN LORENZO

3.1.4.1. Generalidades: SUTTER (1947), nombró y describió por primera vez el miembro inferior de esta formación. RENZ (1948), describió la unidad completa por primera vez, la subdividió en dos miembros El Salto y Menecito, y la coloca como la unidad inferior del Grupo Agua Salada.

3.1.4.2. Extensión Geográfica: ocupa una 10% de la zona, aflora hacia el oeste y sur del mapa, encontrándose espesores más delgados hacia el sur. Hacia el sur se encuentra asociada a la Formación Guacharaca, al noroeste de la zona se ubica al este de la Ciénaga de Tacarigua y al oeste de la quebrada Machiconga. Al noreste afloran

porciones pequeñas diseminadas, al sur del cerro Los Pílancones y al este del río El Cristo; a lo largo del caño Curamichate y en la región Los Dos Soldados. En la parte central hacia el margen izquierdo de la zona aflora desde el sur de la Ciénaga de Tacarigua, subiendo en sentido NE, atravesando los ríos Jacura y Guamure, y las poblaciones El Tacal, Santa Rosa y Curaricito. Por encima de este afloramiento, se encuentra una franja desde el sur del cerro Las Piedras Negras, bordeando la fila La Tocineta por el flanco sur, hasta el cerro Ortiz.

Hacia el sur oeste de la zona aflora al oeste de la Cruz de Aroa, así mismo en el margen sur de la hoja a 5 Km aproximadamente en dirección sur del poblado de Buena Vista; al sur del río Tucurere aflora en una franja alargada que va de este a oeste, atravesando los poblados Marsillailta, La Danta, sur del cerro Grande y este del cerro La Yuca, (figura 37).

3.1.4.3. Localidad Tipo: RENZ (1948), estableció la sección tipo parcialmente en la superficie, en el núcleo del anticlinal de Mene de Acosta y parcialmente en el subsuelo, en el Pozo El Mene nº 47, el espesor de esta sección es aproximadamente 400 m.

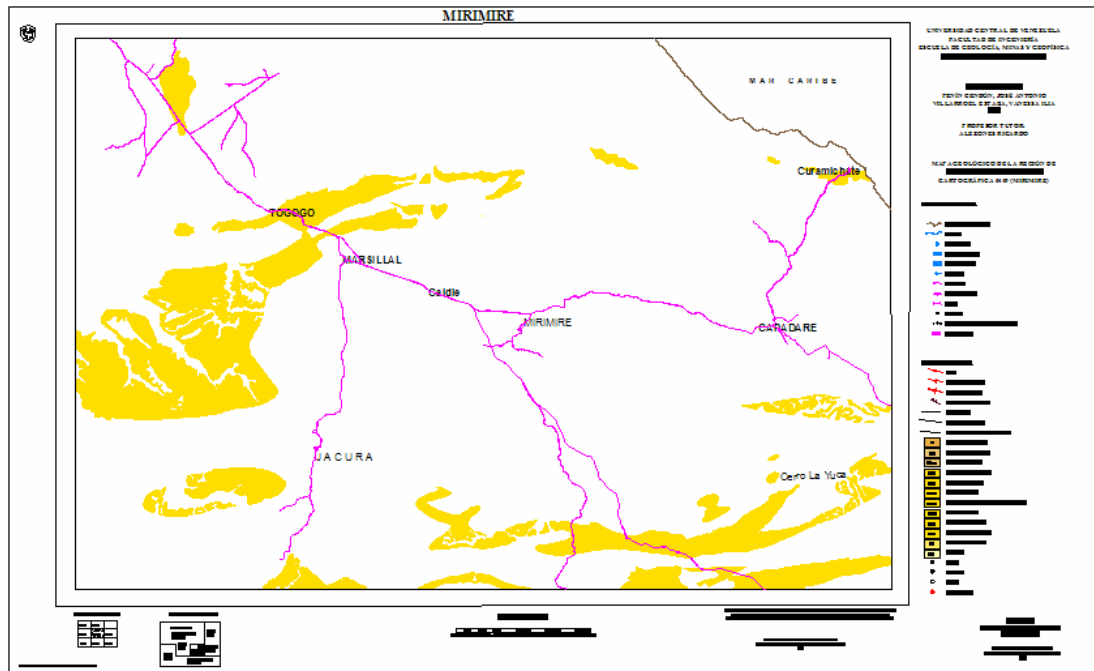


Figura 37. Mapa de distribución de la Formación San Lorenzo en la zona de estudio.

3.1.4.4. Descripción Litológica: esta Unidad está dividida en dos miembros;

Miembro inferior: denominadas Arenas de El Salto, está constituido por una intercalación de areniscas, limolitas y lutitas. Las areniscas llegan a tener 10 m de espesor, son lenticulares, de grano medio y de carácter inmaduro (DÍAZ DE GAMERO, 1985). Esta secuencia está muy bien representada en la Fila de La Tocineta, así como en una serie de filas menos prominentes y con rumbos entre N50E y E – O, como los son: cerro Togogo, La Ceiba, Cachicamo, Ortiz, etc.

DÍAZ DE GAMERO (1985 a), divide este miembro en cuatro unidades:

La unidad inferior, o unidad I, aflora en la carretera principal que corta la Fila La Tocineta, consiste de un olitostromo, en donde se encuentran bloques de areniscas, limolitas y carbón embebidos en una matriz lutítica. La litología de estos bloques consta de intercalaciones de limolitas, areniscas de grano fino y carbón, en algunos

casos los bloques están recubiertos por estructuras de cono en cono, formada por yeso y calcita fibrosa. Los bloques no muestran plegamiento ni deformación (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Este olitostromo puede ser la respuesta al efecto de una falla de crecimiento o aumento en la pendiente del talúd, que originó un deslizamiento y transporte de sedimentos previamente depositados en la llanura deltáica y ya litificados (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

En las cercanías de Curamichate se observa una unidad semejante, la cual se considera continuación lateral de la anterior, ya que representa el mismo evento tectonosedimentario. La diferencia con la unidad anterior es que los bloques en esta unidad alcanzan tamaños mayores y entre ellos hay capas deslizadas y replegadas en forma muy compleja. La fuerte erosión en esta zona ha eliminado toda la lutita circundante a los bloques dejando islotes cerca de la playa (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Por encima de la unidad inferior, se encuentra la unidad II, que consta de intercalaciones de areniscas de grano fino, entre 20 y 50 cm de espesor individual, presentando las siguientes estructuras: la base es abrupta con la lutita infrayacente, muestra marcas de base, turboglifos y huellas de carga. La mitad inferior de cada capa presenta laminación horizontal y la superior laminación cruzada. En las capas más gruesas también se pueden observar pelotillas de arcillas (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

En el siguiente intervalo de arenisca, posterior a uno de lutitas, se observan gran variedad de estructuras internas de deformación, son de grano más grueso que las primeras y abundan las pelotillas de arcilla hacia la parte inferior. Hacia el tope de este intervalo se encuentran las capas más gruesas de toda la sección, alrededor de 1.5 metros. La base es abrupta y el tope es transicional (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Posterior a otro intervalo de lutitas sigue otro intervalo de capas de areniscas de grano fino, contorsionadas por deslizamientos contemporáneos (“slumps”) (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Esta unidad es característica de aguas relativamente profundas y tranquilas, con influjos periódicos de arenas transportadas por corrientes de turbidez (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

La unidad III, está más al este de la unidad II, y está cercana a el límite de la zona estudiada por VÁSQUEZ (1980) y LORENTE (1978). Corresponde a un corte en el río El Cristo para la construcción de una presa (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

La secuencia comienza con una limolita maciza gris, con restos de plantas, luego una intercalación de finas laminaciones de limo gris oscuro y arena muy fina gris claro, con escasas laminaciones negras de material vegetal, hacia arriba el material se va haciendo más grueso y se observan estructuras de deformación y laminación cruzada.

Esta unidad, es casi contemporánea a la unidad II, ligeramente más joven, típica de una bahía interdistributaria, rellena progresivamente y depositada a profundidades muy someras, en ambiente de baja energía (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Por encima de la secuencia anterior se encuentra una secuencia que consta de areniscas de grano medio a grueso, e incluso conglomerático. La base de algunas capas es de tipo erosional, con granos gruesos y pelotas de arcillas. Esta secuencia evidencia un posible canal erosivo, producto de una corriente de alta energía, podría ser una rotura del canal distributivo, o una pequeña barra de meandro en el sector fluvial del delta (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Y por último la unidad IV, aflora en la carretera El Cantón – Agüide, está unidad consta de unas capas muy gruesas de areniscas, con espesores superiores a los 5 m (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

En los cortes de carretera cerca de la unidad anterior afloran capas mucho más pequeñas en las que se exhibe la secuencia de Bouma completa, la lutita es la litología predominante (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

La litofacies areniscas y limolitas representan el avance progresivo de un delta sobre un área que anteriormente era de sedimentación de arcillas marinas (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

La microfauna presente en las primeras areniscas corresponde a foraminíferos arenáceos, lo que muestra la evidencia de la influencia de un sistema fluvial, muy diferente a la microfauna presente en las areniscas superiores, donde se encuentran formas grandes, y un número relativamente alto de especies, lo que refleja un ambiente marino profundo, de aguas tranquilas, con una tasa de sedimentación de arcillas alta y gran cantidad de materia orgánica, como en un ambiente prodeltaico, se puede decir que las areniscas superiores se depositaron luego de un episodio de subsidencia (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Esta unidad representa el comienzo de la transgresión sobre la masa principal del complejo deltaico, que culmina con las lutitas calcáreas de la base del Mioceno Medio, de ambiente marino y de profundidades batiales (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Miembro superior: denominadas Arcillas de Menecito, está constituida por una sucesión uniforme de lutitas de color gris (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

En campo (afloramiento 052, ver mapa geológico), se observó una capa de arenisca calcárea, color fresco gris claro y color meteorizado pardo claro. No se pudo determinar el rumbo y buzamiento de dicha capa.

En campo en el cerro Togogo (afloramiento 053, ver mapa geológico), se describió una capa de arenisca no calcárea, no se pudo determinar el rumbo de la misma, color fresco gris claro, color meteorizado, (figura 38).



Figura 38. Afloramiento 053. Capa de arenisca, en el cerro Togogo.
Se ubica en la hoja 6449 – IV – SO.

3.1.4.5. Contactos: RENZ (1948), define que el contacto superior, con el Miembro Policarpio de la Formación Pozón, presenta una discordancia angular en la sección tipo, hacia el norte y oeste es concordante. DÍAZ DE GAMERO (1985b), establece que los contactos en la región nororiental son concordantes en base y tope, siendo transicional en el tope del Miembro El Salto.

3.1.4.6. Espesor: RENZ (1948), reporta que la unidad mide 400 m en la sección tipo. DÍAZ DE GAMERO (1985b), establece que El Miembro el Salto en la región nororiental mide entre 800 y 900 m.

3.1.4.7. Paleoambientes: RENZ (1948), establece que la unidad es de origen marino de poca profundidad, en un clima tropical. El miembro inferior arenoso se depositó en condiciones poco profundas, y soterrado rápidamente por la sección lutítica del miembro superior, el cual se depositó a profundidades marinas medias. BLOW (1959), acota que la presencia de foraminíferos arenáceos indican períodos de subsidencia y profundización de la cuenca, seguidos de flujos turbidíticos. DÍAZ DE GAMERO (1985b), menciona que estos foraminíferos arenáceos indican prodeltas en agua profunda, derivados de la desembocadura del proto – Orinoco en Falcón occidental. LERICHE (1938) identificó unos peces fósiles, que fueron posteriormente estudiados por AGUILERA (1993), los cuales corresponden a tiburones típicos de la zona batial superior.

3.1.4.8. Edad: RENZ (1948), definió la edad de la formación en base a foraminíferos pláncnicos como Oligoceno Medio a Tardío. BLOW (1959) y WHEELER (1960, 1963), coinciden en que la edad de la formación es Mioceno Temprano.

3.1.4.9. Correlación: DÍAZ DE GAMERO (1985b), establece que la sección tipo se correlaciona con la parte superior de las formaciones Pecaya y Pedregoso, y en Falcón central y septentrional: con las formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, San Luis, Patiecitos y Guarabal, y al sur de la cuenca se correlaciona con la parte superior de la Formación Churuguara y con la Formación Casupal.

3.1.5. FORMACIÓN QUERALES

3.1.5.1. Generalidades: la primera descripción de esta unidad fue realizada por HODSON (1926). Luego SENN (1935), GONZÁLEZ DE JUANA (1937) y LIDDLE (1946), incluyen esta unidad en la base de la Formación Socorro. WIEDENMAYER (1937) le asignó el rango formacional. STAINFORTH (1962), la subdivide en dos miembros, uno inferior lutítico y uno superior arenoso. DÍAZ DE GAMERO, *et al.* (1988), estudian detalladamente la Formación Querales en su área tipo. DÍAZ DE GAMERO (1989), establece la extensión lateral y relaciones de facies de la Formación Querales en toda la región septentrional de Falcón. HAMBALEK, *et al.* (1994) presentan un estudio palinoestratigráfico de la unidad.

3.1.5.2. Extensión Geográfica: ocupa un 9% de la zona, (figura 39), abarca un área que limita desde el centro borde superior de la misma, al oeste del río Caidié, en el cerro Urucucu, cerro Arena y las localidades Loma Quemada y Viento Suave, abarcando una extensión de 8 Km, de norte a sur aproximadamente y 18 Km de este a oeste, (figura 40). Al norte de Cambural abarca una zona de 1 Km aproximadamente. También se encuentra al norte de la fila La Tocineta entre el río Guamure y la quebrada Juliana.

3.1.5.3. Localidad Tipo: En la quebrada Querales, afluente occidental del río Mitare, distrito Miranda del estado Falcón. Hoja de Cartografía Nacional N° 6149 (Pedregal) 1.100.000. (L.E.V. II, 1970).

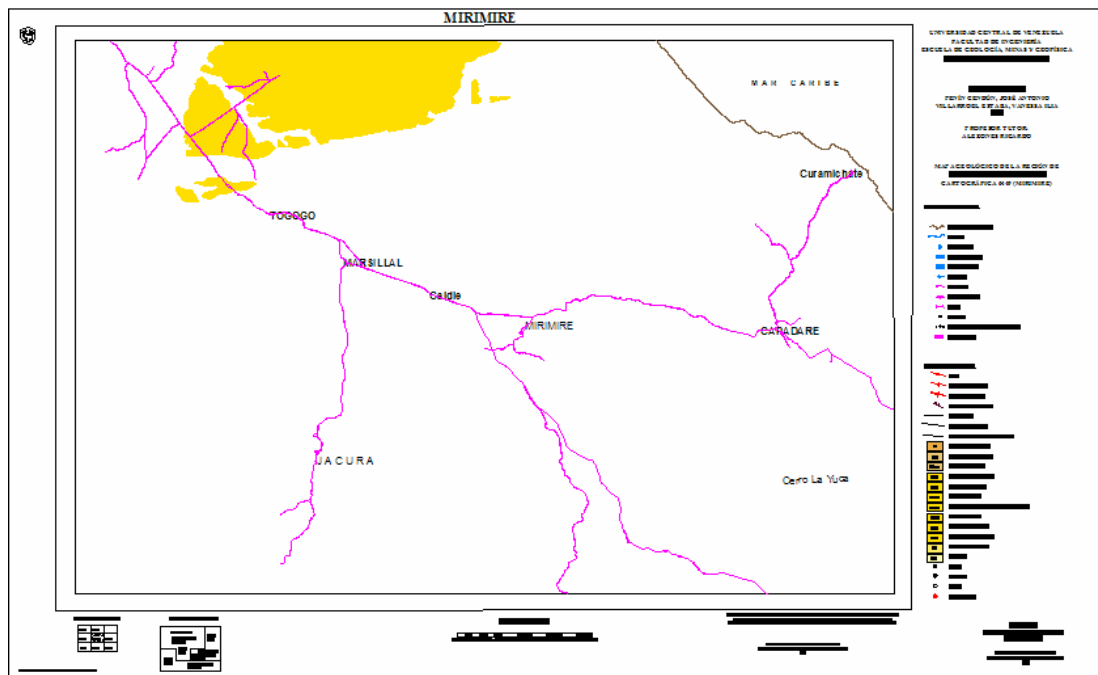


Figura 39. Mapa de distribución de la Formación Querales en la zona de estudio.



Figura 40. Afloramiento 002, ubicado en las coordenadas N – 1246360, E – 507183, al suroeste de la población Araguán.

3.1.5.4. Descripción Litológica: Está constituida por lutitas con intercalaciones delgadas de margas y calizas macrofossilíferas y unas capas delgadas de carbones hacia la base. Los espesores de las lutitas aumentan hacia el tope de la formación. La unidad no contiene areniscas (CAMACHO, *et al.*, 1989).

Según DÍAZ DE GAMERO, *et al.* (1988), la litología corresponde a lutitas en un 90%, de colores oscuros, con intercalaciones de areniscas de grano fino, en paquetes de hasta 4 m de espesor, muy bioturbadas, escasas margas y calizas macrofossilíferas en capas delgadas y algunos finos niveles carbonosos.

Hacia el tope de la formación los espesores de lutitas van aumentando, presentan concreciones y nódulos ferruginosos (figura 42), son micro y macrofossilíferas. Las areniscas, de grano fino con escogimiento moderado o bueno, se presentan en paquetes de 1 a 4 m de espesor, con capas individuales de 0,05 a 1 m; son localmente limosas y ocasionalmente calcáreas. Muestran un alto grado de bioturbación, que normalmente borra todas las estructuras sedimentarias; las madrigueras, de tipo *Ophiomorpha*, *Arenicalites* y *Thalassinoides*, con frecuencia se adentran en las lutitas infrayacentes; generalmente tienen nódulos y horizontes ferruginosos. Es común la laminación paralela y ondulada, así como la estratificación cruzada planar de ángulo bajo; localmente se observan rizaduras en el tope de los capas. Petrográficamente, las areniscas son litarenitas y sublitarenitas, con fragmentos de roca constituidos por chert, a veces con foraminíferos planctónicos, otras rocas sedimentarias, esquistos y filitas. Las margas, macro y microfossilíferas, de hasta 1 m de espesor, se encuentran dispersas en la formación. En menor número se encuentran algunas calizas conchíferas, de tipo lodoso, de hasta 0,3 m de espesor (L.E.V. II, 1970).

En campo se observó un afloramiento de lutitas grises que meteorizan a rojo parduzco, finamente laminadas, con presencia de nódulos y yeso en vetas (figuras 41 y 42).



Figura 41. Se observa la laminación presente en las lutitas.
Se ubican en el afloramiento 002.



Figura 42. Nódulo con yeso alrededor, afloramiento 002.

3.1.5.5. Contactos: DÍAZ DE GAMERO, *et al.* (1988), definen el contacto inferior con la Formación Cerro Pelado, en el tope de un grueso paquete de areniscas que varía entre 35 y 10 m de espesor, al que sigue una sección lutítica. El contacto superior con

la Formación Socorro, es de carácter transicional y se coloca en la base de la primera arenisca de mediano espesor, a la que sigue una secuencia de areniscas y lutitas intercaladas (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

3.1.5.6. Espesor: DÍAZ DE GAMERO, *et al.*, (1988), establece el espesor en la localidad tipo de 300 m. Al este del río Mitare, la unidad se adelgaza inicialmente a unos 55 m, espesándose a 318 m en la quebrada Cujima y a unos 500 m al sur de Coro (DÍAZ DE GAMERO, 1989; citado por el L.E.V II, 1970). HAMBALEK, *et al.* (1994) midieron 380 m en la quebrada Caduce, en el área tipo.

3.1.5.7. Paleoambientes: Los foraminíferos béticos indican condiciones marinas abiertas, de plataforma media a interna (GAMERO Y DÍAZ DE GAMERO, 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1977; WOZNIAK Y WOZNIAK, 1979; citados por CAMACHO, *et al.*, 1989).

3.1.5.8. Edad: La microfauna presente permite ubicar la secuencia en la parte media del Mioceno Medio, zona *Globorotalia foysi* (CAMACHO, *et al.* 1989).

3.1.5.9. Correlación: La Formación Querales se correlaciona con la Formación Cantaure de la península de Paraguaná (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1988; DÍAZ DE GAMERO, 1989).

3.1.6. FORMACIÓN SOLITO

3.1.6.1. Generalidades: GONZÁLEZ DE JUANA (1937a, b), designó por primera vez con este nombre, a una sección de areniscas que afloran al sureste del campo de Cumarebo. PAYNE (1951), la consideró como miembro de su Formación Ricoa. WEINGEIST (1956, L.E.V) le reconoció nuevamente rango formacional. WHEELER (1960, 1963), mencionó también la unidad.

3.1.6.2. Extensión Geográfica: ocupa un 12% de la zona y se limita a la mitad superior de la zona. Abarca una franja con rumbo NE, desde el sur de la fila La Tocineta hasta el límite del continente con el mar Caribe. Aflora en los cerros Togogo, El Osito, La Ceiba, Cachicamo, Guaical, Cambural, Ortiz, La Candelaria, y Los Pilancones, (figura 43).

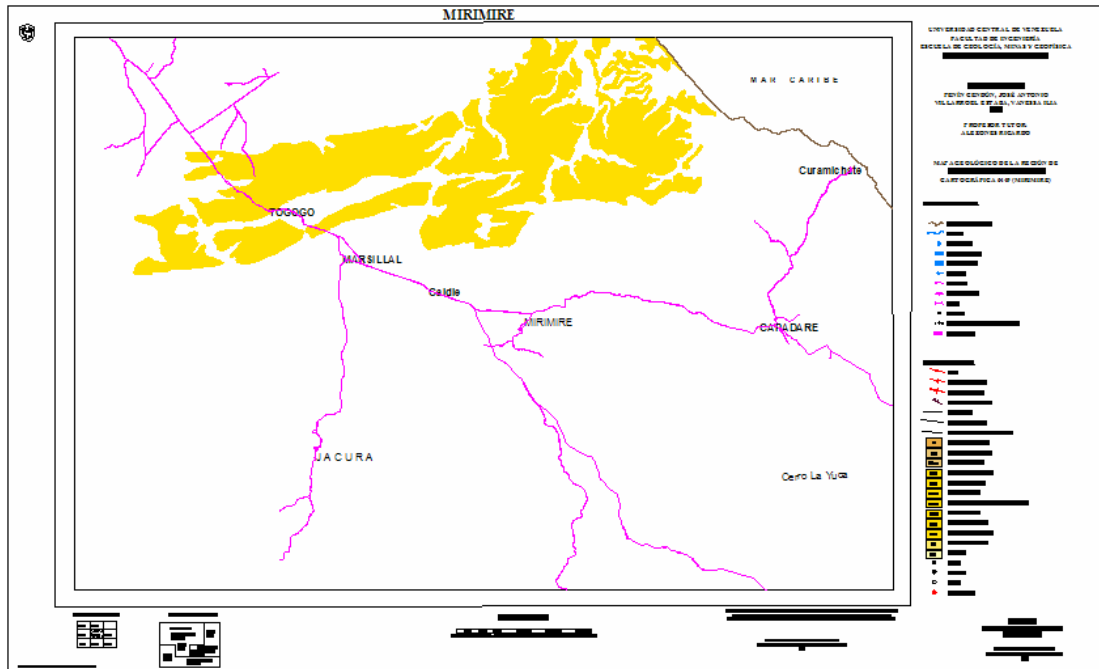


Figura 43. Mapa de distribución de la Formación Solito en la zona de estudio.

3.1.6.3. Localidad Tipo: cerro Solito, ubicado unos 8 Km al sur de la Soledad, distritos Zamora y Colina, estado Falcón.

3.1.6.4. Descripción Litológica: La unidad está constituida por areniscas de grano fino y medio, friables, aunque generalmente endurecidas por la acción de agentes atmosféricos, sobre el óxido de hierro contenido en ellas, se observan motas blancas, posiblemente resultado de la alteración de feldespatos y con pecas oscuras, producto de oxidación.

En campo (afloramiento 049, ver mapa geológico), se observó una capa de arenisca no calcárea, con rumbo N80E 30N, intercalada con lutitas grises laminadas, (figura

44). En el afloramiento 050 se observó una capa similar con rumbo N27E 20N, (figuras 45 y 46); se observan rizaduras en el tope de la arena, (figura 47).



Figura 44. Afloramiento 049. Arenisca no calcárea intercalada con lutitas grises laminadas. Rumbo de la capa N80E 30N. Se ubica en la hoja 6449 – IV – SO



Figura 45. Afloramiento 050. Capa de arenisca no calcárea, con rumbo N27E 20N. Ubicado en la hoja 6449 – IV – SO.



Figura 46. Capa de arena intercalada con lutitas grises laminadas, del afloramiento 050



Figura 47. Rizadura en capa de arena del afloramiento 050.

En la parte oeste de la fila, la secuencia consta de lentes de areniscas, entre 45 y 120 cm de espesor, y lutitas físciles. Las areniscas son gris claro, de grano fino a medio, escogimiento moderado, empaquetamiento denso y con cemento silíceo-ferruginoso, (figura 48). Las lutitas son de color gris oscuro a negro, físciles, finamente laminadas, con yeso, jarosita y manchas de óxido entre láminas; meteorizan a marrón rojizo-violáceo, y en forma irregular se presentan concreciones y capas de nódulos de arcilla, yeso y óxidos de hierro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).



Figura 48. Afloramiento 051. Capa de arenisca con rumbo N75E 40N, se ubica en la hoja 6449 – IV – SO.

En el afloramiento 061 se observó una capa de arenisca no calcárea, con rumbo N80O 40N, color fresco gris claro, color meteorizado pardo rojizo, (figuras 49 y 50).



Figura 49. Afloramiento 61. Se ubica en la hoja 6449 – I – SO.
Capa de arenisca.



Figura 50. Capa de arenisca con rumbo N80W 40N,
se ubica en el afloramiento 061.

En la figura 51 se observa una capa de arenisca ubicada en el afloramiento 065. Esta presenta un rumbo de N85E 65N. Color fresco crema y color meteorizado pardo oscuro a negro.



Figura 51. Afloramiento 065. Se ubica en la hoja 6449 – I – NO. Capa de arenisca con rumbo N85E 65N. Color fresco crema, color meteorizado pardo oscuro.

En el afloramiento 069, se observa una espesa capa de arenisca no calcárea, con rumbo N52E 80N, color fresco gris oscuro y meteoriza de color pardo oscuro a negro, (figuras 52, 53 y 54).



Figura 52. Afloramiento 069. Se ubica en la hoja 6449 – I – NO.



Figura 53. Afloramiento 069. Capa de arenisca, con rumbo N52E 80N.



Figura 54. Capa de arenisca, color fresco gris claro, color meteorizado pardo a negro.

En el afloramiento 105, se observa una intercalación de areniscas y lutitas. Las areniscas son no calcáreas y presentan laminación paralela, las lutitas son de color marrón claro y meteorizan a rojo, se encuentran laminadas, (figura 55).



Figura 55. Afloramiento 105. Capa de arenisca no calcárea, con rumbo N10W 45S, presenta estratificación delgada y está en contacto con lutitas.

3.1.6.5. Contactos: Los contactos de la sección son de aparente concordancia con las formaciones que supra e infrayacen (L.E.V. II, 1970).

3.1.6.6. Espesor: WHEELER (1963), indica que el espesor es de aproximadamente 300 m. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), establecen que el espesor de dicha secuencia se desconoce.

3.1.6.7. Paleoambientes: GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), establecen un ambiente de depositación de aguas turbias de por lo menos 450 m de profundidad, esto es evidenciado por foraminíferos bentónicos.

3.1.6.8. Edad: De acuerdo al L.E.V. II (1970), correlaciones estratigráficas sitúan la formación en el Mioceno Medio. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), la consideran del Mioceno Temprano.

3.1.6.9. Correlación: De acuerdo con WHEELER (1960, 1963), la unidad es equivalente lateral de la Formación Cerro Pelado. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), consideran que la formación es equivalente lateral de las lutitas de la Formación Agua Clara.

3.1.7. FORMACIÓN POZÓN

3.1.7.1. Generalidades: SUTTER (1947), fue el primero en nombrar a esta formación. Hasta la fecha el área mejor estudiada de esta Unidad está entre el Mene de Acosta y Pozón.

3.1.7.2. Extensión Geográfica: la distribución de la formación se observa en la figura 56, y ocupa un 30% aproximadamente de la zona. Se extiende principalmente en el centro de la hoja en sentido NE – SO. Comienza a aflorar unos 3 Km en sentido SO antes de la localidad de Buena Vista, siguiendo un rumbo NE atraviesa las localidades de Pueblo Nuevo, El Macle, Don Diego, la Unión, Las Lomitas y por último llega a Curamichate, hay que destacar que la extensión a lo ancho de esta franja es de unos 12 km aproximadamente (figura 57). Además se debe acotar que en el centro de esta franja se encuentran los cerros de Jacura, Mirimire y Capadare donde aflora la Formación Capadare.

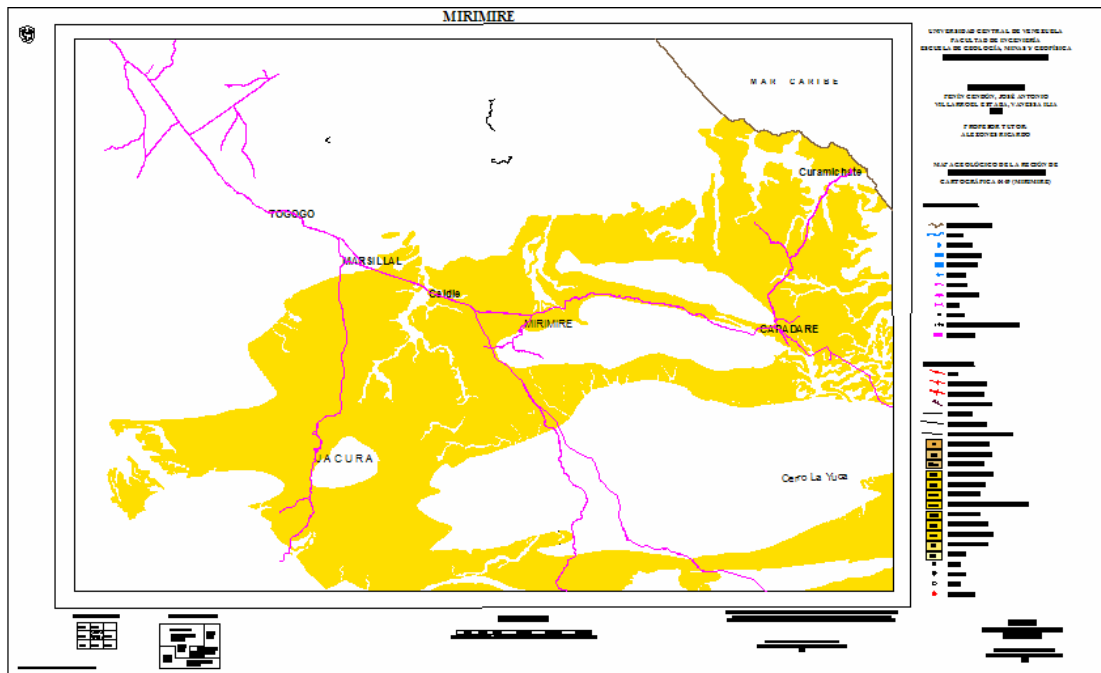


Figura 56. Mapa de distribución de la Formación Pozón en la zona de estudio.

Hacia el margen sur de la zona aflora desde la localidad de Píritu hasta el borde de la zona y continúa hacia el sur, así mismo hacia el este continúa aflorando hasta el borde este de la zona.



Figura 57. Traza de arenisca en el afloramiento 103, localidad de Viento Suave, al sur de Boca Don Diego.

3.1.7.3. Localidad Tipo: RENZ (1948), estableció la sección tipo en el flanco sur del anticlinal de Pozón. El espesor de esta sección es aproximadamente 1000 m.

3.1.7.4. Descripción Litológica: según RENZ (1948), la litología consta de arcillas margosas y arcillas.

Hacia la base se encuentra el Miembro de de Policarpio, formado por arcillas fosilíferas mal estratificadas, arcillas margosas y arenas glauconíferas con concreciones ferruginosas y de marga blanca.

El miembro intermedio Husito, consta de arcillas margosas, de color gris pardo a marrón chocolate, intercaladas con margas fosilíferas. Este miembro muestra un horizonte de concreciones de marga consolidada.

El miembro superior, Miembro Huso, consta de arcillas intercaladas con margas y arcillas margosas amarillas, con lentes de arena calcárea hacia el tope.

En campo se observó (afloramiento 071, ver mapa geológico), una capa de arenisca calcárea, con rumbo N52O 28S, color fresco crema y color meteorizado pardo rojizo (figuras 58 y 59).



Figura 58. Afloramiento 071, al norte de la población de Macanillas.



Figura 59. Afloramiento 071, capa de arenisca calcárea, con rumbo N52W 28S.
Color fresco crema y color meteorizado pardo rojizo.

Hacia el norte en la población Los Colorados, (afloramiento 097, ver mapa geológico) se describió una capa de arenisca no calcárea, color fresco gris pardo claro, color meteorizado gris pardo rojizo, con presencia de huellas de nódulos o posible concreción (figuras 60 y 61).



Figura 60. Afloramiento 097. Huella de posible concreción o nódulo, en arenisca.



Figura 61. Afloramiento 097. Arenisca, color fresco gris pardo claro, color meteorizado gris pardo rojizo.

Cerca del afloramiento 097, se encuentra el afloramiento 099, en este se describió una capa de arenisca, donde se observaron concreciones ferruginosas (figura 62).



Figura 62. Afloramiento 099. Concreciones ferruginosas en arenisca.

En el afloramiento 100 (ver el mapa geológico), en la población Los Colorados, se observó una capa de arenisca de rumbo N54E 80N, en contacto con lutitas rojas (figuras 63 y 64).

En campo al oeste del río Don Diego, se describió (afloramiento 103, ver mapa geológico), una capa de arenisca calcárea con vetas de calcita y presencia de óxido de hierro, rumbo de la capa N100 60N, intercalada con lutitas, (figuras 65 y 66), por encima de esta secuencia se observa material aluvional.



Figura 63. Afloramiento 100. Capa de arenisca de rumbo N54E 80N, en contacto con lutitas rojas.



Figura 64. Afloramiento 100. Capa de arenisca.



Figura 65. Afloramiento 103. Arenisca calcárea con vetas de calcita, y presencia de óxido de hierro, de la capa N10W 60N.



Figura 66. Afloramiento 103. Capa de arenisca calcárea intercalada con lutitas.

En el afloramiento 056, se observó una capa de caliza arenosa, muy meteorizada, color fresco gris claro, color meteorizado blanco a crema, (figura 67).



Figura 67. Afloramiento 056. Caliza arenosa, hacia el tope de la formación.

En el afloramiento 057 y 080 se describieron una unidad de lutitas grises, abigarradas, meteorizan a rojo parduzco.

3.1.7.5. Contactos: RENZ (1948), establece que en la sección tipo la unidad suprayace a la Formación San Lorenzo, con una ligera discordancia angular, que hacia el norte se hace concordante, este contacto está definido por una capa guía de arcillas ricas en glauconita (Miembro Policarpio), ubicadas en la base de la Formación Pozón. El contacto superior con la Formación Ojo de Agua es concordante, transicional y diacrónico, ya que se hace más joven hacia el este.

En campo se observó el contacto con la base de la Formación Capadare, (figura 68) en el afloramiento 040. Se describió una capa de caliza arenosa, muy meteorizada, color fresco blanco a crema y color meteorizado negro a parduzco.



Figura 68. Afloramiento 040. Contacto con la base de la Formación Capadare.

3.1.7.6. Espesor: L.E.V. II (1970), en la sección tipo la unidad mide 1042 m y en el Mene de Acosta estando incompleta mide 1120 m. RENZ (1948), menciona que la unidad se adelgaza hacia el oeste y engruesa hacia el este y norte.

3.1.7.7. Paleoambientes: RENZ (1948) y BLOW (1.959), coinciden en que los miembros Policarpio y Husito se sedimentaron en condiciones marino normales. En el Miembro Huso se observa una regresión, se deposito en un ambiente marino de aguas someras, con influencia de aguas salobres hacia el tope.

3.1.7.8. Edad: RENZ (1948), establece como edad de la secuencia Mioceno Temprano – Medio. BLOW (1959), define que la secuencia pertenece al Mioceno Medio (Aquitaniense Tardío – Burdigaliense – Vindoboniense).

3.1.7.9. Correlación: En su localidad tipo, la Formación Pozón se correlaciona con las formaciones Socorro y Caujarao (L.E.V. II, 1970).

3.1.8. FORMACIÓN CAPADARE

3.1.8.1. Generalidades: WIEDENMAYER (1.924), aplica el nombre de Capadare – serie a una secuencia de rocas del Mioceno – Plioceno. LIDDLE (1.928), nombra la Formación Capadare e incluye a esta formación las calizas de Mirimire, Jacura y Guaidima. La expresión geomorfológica de los cuerpos carbonáticos que componen esta formación, son prominentes filas de morros que destacan sobre la suave topografía característica de la región (VÁSQUEZ, 1.978).

3.1.8.2. Extensión Geográfica: ocupa un 6% de la zona y abarca las zonas correspondientes a los cerros Jacura, Mirimire y Capadare, (figura 69).

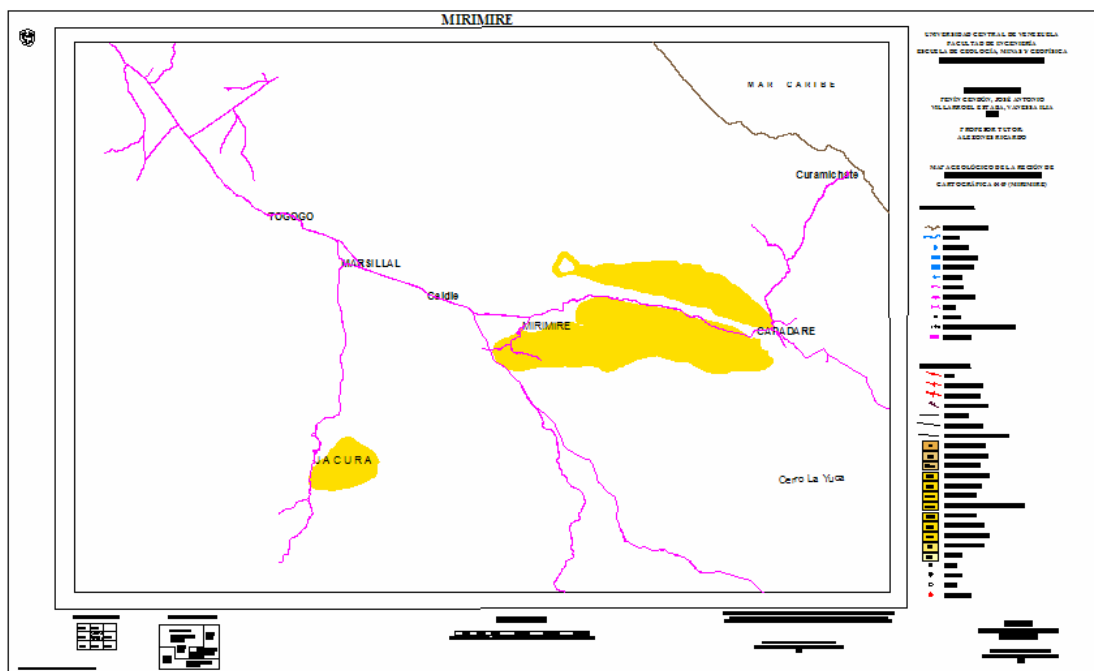


Figura 69. Mapa de distribución de la Formación Capadare en la zona de estudio.

3.1.8.3. Localidad Tipo: se establece en el cerro Capadare, distrito Acosta, estado Falcón, (figura 70). La sección tipo se encuentra aflorando en el camino que une a los

poblados Camachima y El Cayude, entre las coordenadas N- 541000 – 542000; E- 1235000 - 1236000 (VÁSQUEZ, 1.978):



Figura 70. Panorámica del cerro Capadare.

3.1.8.4. Descripción Litológica: DÍAZ DE GAMERO (1985b), define que la secuencia está constituida por cuerpos carbonáticos aislados, que se destacan como prominentes cerros. Son de colores claros, bioclásticas, variando el tamaño y tipo de clastos, así como la composición de barro.

Los clastos en su mayoría corresponden a fragmentos de bivalvos, equinodermos, gasterópodos y algas calcáreas, también se encuentran conchas enteras de foraminíferos y ostrácodos; el aspecto peletoidal y la presencia de pellets es general.

La caliza más abundante es la granular lodosa (“packstone”), con niveles de calizas granulares (“grainstone”).

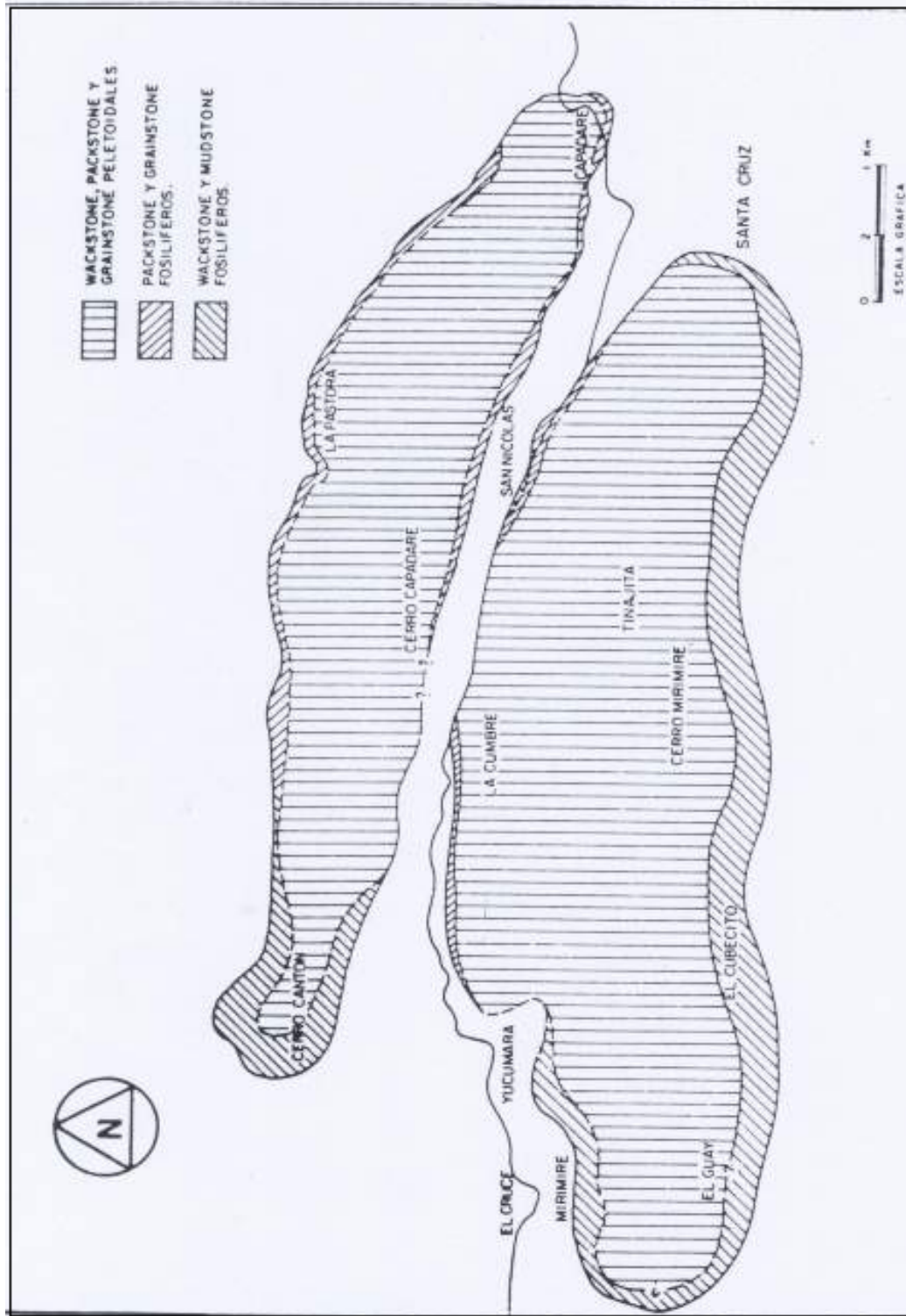


Figura 71. Distribución general de facies carbonáticas en los cerros Capadare y Mirimire, Formación Capadare, (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

En el cerro de Jacura el tamaño de clastos es más fino, por lo tanto se encuentran más calizas lodosas que en los cerros septentrionales (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

Toda la secuencia presenta icnofósiles bien desarrollados, de madrigueras subparalelas a la estratificación, en general la secuencia se observa bioturbada (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

VÁSQUEZ, (1.980), describe la formación como una caliza bioclástica de color fresco que varía entre mostaza y crema claro; raras veces presenta colores rosados, meteoriza a color blanco, gris y amarillos. Está afectada por procesos de disolución, que se evidencian en su aspecto poroso. Presenta fragmentos grandes de conchas, especialmente de equinodermos, pelecípodos y gastrópodos, así como la presencia de madrigueras, (figura 72).

En campo se observó el cuerpo carbonático ubicado en el cerro Jacura, se describe como una caliza, con abundantes microfósiles, de color fresco blanco a crema y color meteorizado gris parduzco, (figura 73).



Figura 72. Afloramiento 054. Capa de caliza arenosa. Cerro Jacura.



Figura 73. Afloramiento 055. Caliza macrofossilífera. Cerro Jacura.

En el cerro Mirimire hacia la base de la formación, (afloramiento 081 y 089, ver mapa geológico), se observó una capa de caliza arenosa, de color fresco amarillo ocre rojizo y color meteorizado gris parduzco, (figuras 74 y 75 respectivamente).



Figura 74. Caliza arenosa, cerro Mirimire. Afloramiento 081.



Figura 75. Afloramiento 089. Capa de caliza arenosa. Cerro Mirimire.

La tasa de sedimentación fue lenta, con una acumulación mecánica de restos esqueléticos (DÍAZ DE GAMERO, 1985b).

En los afloramientos 091, 092, 093, y 094 (ver mapa geológico), se observó una capa de caliza arenosa, similar a las de los afloramientos 081 y 089, pero de mayor espesor, el color fresco es blanco a crema y el color meteorizado es marrón pardo, (figura 76).



Figura 76. Afloramiento 091. Caliza arenosa. Cerro Mirimire.

MARCANO *et al.*, (1997), establecen que el contenido bioclástico y la clasificación textural les permitió dividir la secuencia en cuatro facies:

- Facies A: *Packstone* de algas rojas y foraminíferos bénticos.
- Facies B: *Packstone a grainstone* de algas rojas.
- Facies C: *Wackstone* dolomitizado de algas rojas.
- Facies D: *Packstone* de foraminíferos plácticos y glauconita.

MARCANO *et al.*, (1997), identificaron los siguientes procesos diagenéticos:

- Micritización y envoltorios micríticos: se identificaron en las facies A y B, en fragmentos de algas rojas y moluscos.
- Horadación: este proceso fue observado en las facies B y C, en fragmentos gruesos de algas rojas.
- Reemplazo: hay dos procesos importantes:

- Glauconitización: se observó en la facies D, y se caracteriza por la sustitución de paredes de fragmentos finos de foraminíferos pláncnicos y matriz carbonática.
- Dolomitización: se observó en la facies C, en esta facies ocurrió un reemplazo de matriz calcárea por cristales euhedrales de dolomita en más del 40% con cristales de tamaños entre 1 y 30 micras.
- Disolución: este proceso ocurre en las facies A y B, afectando a las partículas aragoníticas (moluscos) y a partículas de calcita alta en magnesio (algas rojas).
- Cementación calcítica
 - Sobrecrecimiento sintaxiales: aparece en las facies A, B y D, en fragmentos de equinodermos, foraminíferos béticos y moluscos.
 - Isópaco: es observado en las facies A y B, su distribución es regular pero en proporciones bajas (0 – 4.5 %).
 - Cemento “diente de perro”: se observó dentro de las porosidades móldicas en *packstones* en las facies A y B.
 - Cemento en forma de drusa: este cemento se presenta en *packstones* pertenecientes a la facies D. se observa relleno de espacios vacíos.
 - Espato granular: se observó en todas las facies en *packstones* y *pack-grainstone*. Se dispone de forma: intergranular, relleno de fracturas y moldes disueltos de moluscos.
 - Recristalización de micrita a microespato: este proceso se observó en la facies D y se atribuyó a un ambiente de diagénesis meteórica tardía.
 - Neomorfismo: se presenta en las facies A, C y D, a profundidades medias a basales, se observa en fragmentos de moluscos como un cambio gradual de su estructura fibrosa original a microespato neomórfico.
 - Cementación dolomítica: este proceso se presenta en las facies A, B y C, representada por cristales de tamaños entre 20 y 60 micras.

Los procesos diagenéticos que afectaron a esta formación según MARCANO *et al.*, (1997), corresponden a una diagénesis temprana, y posteriormente una diagénesis meteórica. Los procesos que corresponden a la diagénesis marina temprana comienzan con micritización parcial o total de los granos, envoltorios micríticos, horadaciones, glauconitización, y cementación isópaca alrededor de fragmentos de foraminíferos béticos y moluscos. La diagénesis meteórica esta representada por sobrecrecimientos sintaxiales en equinodermos, foraminíferos béticos y fragmentos aislados de moluscos, cabe destacar que este proceso puede ocurrir en ambientes de diagénesis marina somera.

El ambiente de diagénesis meteórica freática está definido por precipitación de cemento espático y disolución extensa, neomorfismo de partículas inestables y recristalización agradacional de la matriz a microespato.

La porosidad que afecta la unidad presenta valores entre 10 – 18%, asociada a las facies A, B y C; 0 – 1% asociada a las facies D. Los tipos de poros corresponden a: biomóldicos, yugular, intercrystalina, fractura y microporosidad.

3.1.8.5. Contactos: DÍAZ DE GAMERO (1985b), reporta que la formación en su base muestra un contacto concordante transicional con las lutitas inferiores, refiere que estas pasan de lutitas moderadamente calcáreas a muy calcáreas y luego a calizas. Los contactos de esta formación en los cerros Jacura y Mirirmire han sido redefinidos en este trabajo, en base a interpretación de fotos aéreas y datos geológicos obtenidos en campos, los cuales se corroboraron con el análisis de una sección fina realizada en el afloramiento 055 (tabla 8, anexos).

3.1.8.6. Espesor: Según DÍAZ DE GAMERO (1985b), el espesor de la secuencia oscila entre 150 y 300 m variando de cerro en cerro.

3.1.8.7. Paleoambientes: DÍAZ DE GAMERO (1985b), establece que la unidad se depositó en un ambiente marino abierto, de aguas claras y energía moderada, bien oxigenado, y clima tropical, sin influencia de la costa y del continente. Sin embargo la caliza de Jacura muestra influencias de condiciones pelágicas. En general la mayor parte del tiempo las profundidades debieron ser muy someras, algunas veces por encima del nivel de influencia del oleaje.

VÁSQUEZ, (1980) establece que la formación se depositó en una plataforma marina, sin influencia de costas cercanas, con aguas claras, tranquilas y bien oxigenadas por suaves corrientes, bajo la influencia de un clima tropical. La profundidad no debió exceder los 30 m y hacia el final de la depositación fueron inferiores a los 12 m.

VÁSQUEZ, (1978) reporta que el notorio incremento de foraminíferos en ciertos períodos indica que por lo menos ocurrieron tres períodos transgresivos y posteriormente un episodio regresivo.

3.1.8.8. Edad: Según DÍAZ DE GAMERO (1985b), la depositación se inicia en la zona de *Globorotalia fohsi fohsi*, definida por BOLLI & SAUNDERS (1985), como Mioceno Medio, y probablemente hasta finales del Mioceno Medio.

3.1.8.9. Correlación: RENZ (1948), la correlaciona con el Miembro Huso de la Formación Pozon. GONZALEZ DE JUANA (1937), la correlaciona con la Caliza de Cumarebo de la Formación Caujarao. DÍAZ DE GAMERO (1977b), la correlaciona con la Formación Socorro y parte de la Formación Caujarao, de Falcón norcentral.

3.1.9. FORMACIÓN OJO DE AGUA

3.1.9.1. Generalidades: SENN (1940), introdujo el nombre de esta unidad, pero no la describió. RENZ (1956), describe por primera vez esta formación.

3.1.9.2. Extensión Geográfica: ocupa menos del 1% de la zona, y aflora en el extremo oeste del cerro Capadare, (figura 77).

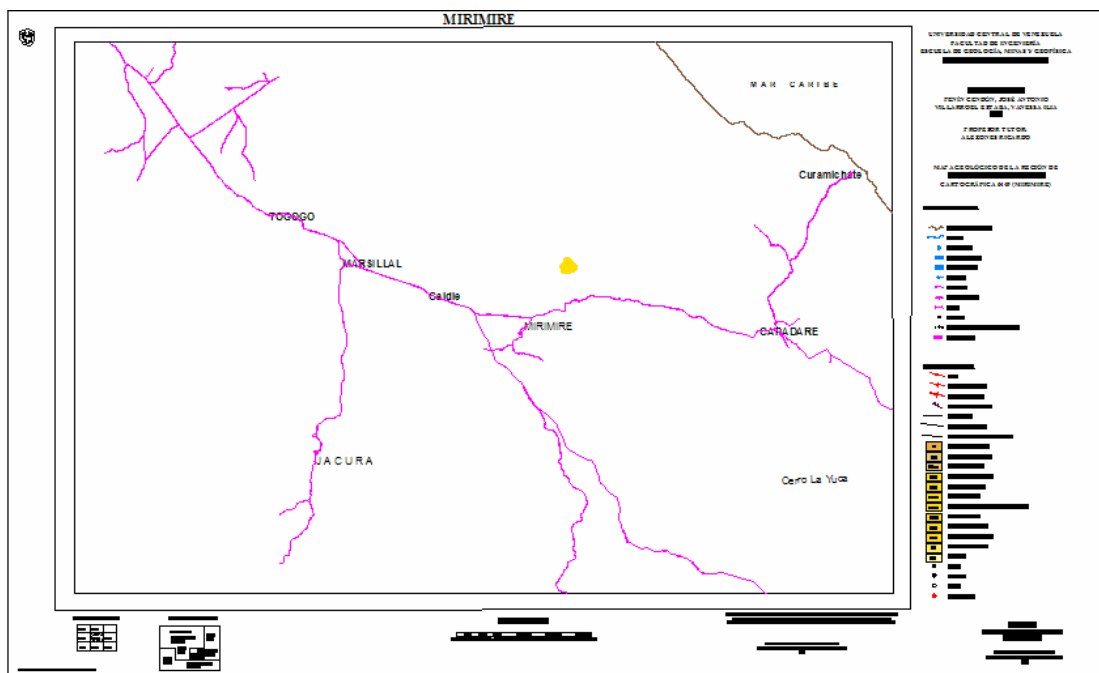


Figura 77. Mapa de distribución de la Formación Ojo de Agua en la zona de estudio.

3.1.9.3. Localidad Tipo: RENZ (1956), reporta que se encuentra en el cerro Ojo de Agua de Pozón, distrito Acosta, estado Falcón.

3.1.9.4. Descripción Litológica: L.E.V. II, (1970), consiste en areniscas micáceas interestratificadas con arcillas, conglomerados, calizas arenosas y nodulares, con ostras y otros moluscos.

3.1.9.5. Contactos: RENZ (1.948, 1.956), define el contacto con la Formación Pozón infrayacente como concordante, al oeste del anticlinal de Mene de Acosta la formación se interdigita con las arcillas del Miembro Huso (Formación Pozón), hasta reemplazarlas en su totalidad y hacia el este del anticlinal ocurre lo contrario, el Miembro Huso reemplaza totalmente a la Formación Ojo de Agua.

3.1.9.6. Espesor: Según el L.E.V. I (1956), el espesor de la secuencia oscila entre 0 y 200 m

3.1.9.7. Paleoambientes: Según RENZ (1956), la secuencia se depositó en aguas salobres a marinas, muy someras.

3.1.9.8. Edad: RENZ (1948), define la edad de la formación como Mioceno Tardío.

3.1.9.9. Correlación: RENZ (1948), la correlaciona con la Formación La Vela de Falcón central, y por su edad la correlaciona con la parte superior de la Formación Caujararo.

3.1.10. TERRAZAS PLEISTOCENAS

Las terrazas pleistocenas se encuentran dispersas en toda la zona, sin ningún orden o patrón aparente. Están formadas por material granular, de origen fluvial que han aflorado a la superficie por tectonismo (RODRÍGUEZ, 2003).

La distribución de las terrazas pleistocenas en la zona de estudio se observan en la figura 78. El material que compone estas terrazas es mayormente conglomerados y lutitas.

3.1.11. ALUVIÓN RECIENTE

El material aluvional presente en la zona de estudio cubre gran parte del área. Presenta una sedimentación de piedemonte con brechas de origen cataclástico, pasando luego a gravas, arenas y arcillas de ambiente fluvial de ríos meandrosos, y por último entrar en la fase deltaica mayormente arenosa, que atraviesa los sedimentos marinos de barra litoral, (RODRÍGUEZ, 2003).

La distribución del material aluvional en la zona de estudio se observa en la figura 79.

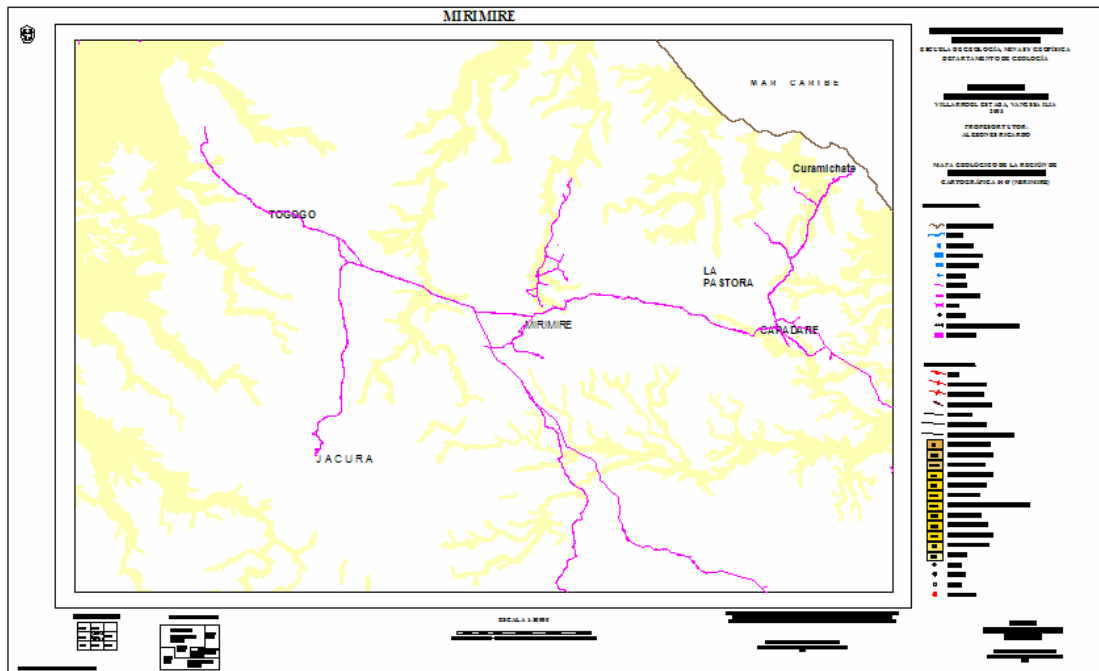


Figura 79. Mapa de distribución del Aluvión reciente en la zona de estudio

3.2. Geología estructural local

El marco tectónico que envuelve a la zona de estudio, es regido por una marco trasncurrente dextral, esta región muestra una serie de largos pliegues, con rumbo aproximado N70E, que constituyen lo que se ha denominado anticlinorio de Falcón

(DÍAZ DE GAMERO, 1977). El anticlinorio de Falcón se extiende desde la línea fronteriza con el estado Zulia, al oeste, hasta la depresión del río Húeque al este, donde se hunde bajos sedimentos jóvenes. Los pliegues del anticlinorio están intensamente dislocados por dos sistemas principales de fallas transcurrentes; un o con dirección general E-O, denominado Páez – Ancón de Iturbe por JAECKLI Y ERDMAN (1952) y otro, llamado por los mismos autores Lagarto – Río Seco (Sabaneta), con dirección NO-SE (figura 80) (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

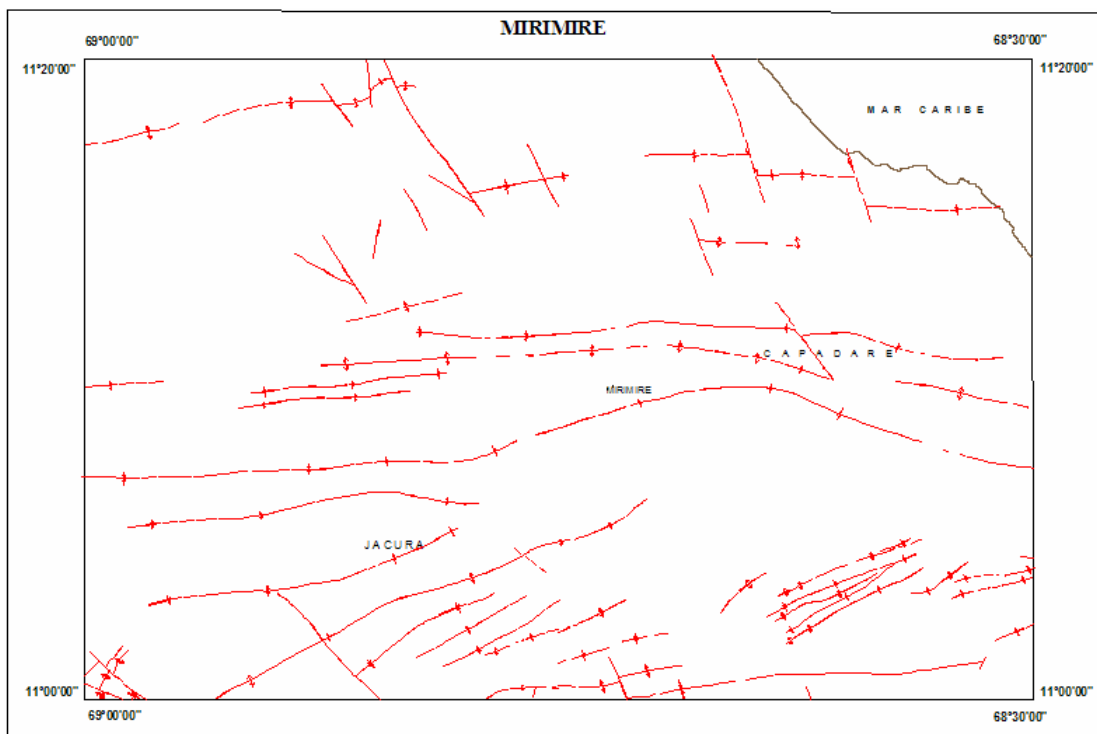


Fig. 80. Mapa de distribución de las estructuras presentes en la zona de estudio.

Para reconstruir la evolución tectónica de la cuenca de Agua Salada, se debe tener en cuenta la tectónica del Cretácico Tardío y el Paleógeno en la cuenca de Falcón, donde se identifica una fase compresiva de dirección norte – sur muy bien desarrollada (AUDEMARD Y DE MENA, 1985).

Esta fase norte – sur se atenúa hacia el Eoceno Medio – Tardío, lo que generó un efecto tectónico negativo, producto de un probable cambio, desaceleración, o rotación del desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana (AUDEMARD Y DE MENA, 1985).

Esto provocó un cambio en los patrones estructurales que controlan la sedimentación en la zona, desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio (AUDEMARD Y DE MENA, 1985).

Hacia el Oligoceno – Mioceno el margen tectónico de la zona era de tipo extensivo y los complejos arrecifales y zonas de plataforma se localizan en los márgenes de la cuenca (AUDEMARD Y DE MENA, 1985).

A finales del Mioceno Medio a lo largo de toda la margen septentrional de Venezuela ocurre una reactivación en la interacción de las placas Caribe y Suramericana, con evidentes desplazamientos horizontales de componente dextral, de varios kilómetros a lo largo de una zona de debilidad orientada en dirección este – oeste (Falla Oca, Ancón, El Tocuyo, San Sebastián y El Pilar) (AUDEMARD Y DE MENA, 1985).

El sistema de fallas Oca – Ancón es el accidente estructural activo más importante del noroccidente de Venezuela, debido a su longitud (650 Km de largo) y velocidad de desplazamiento (2mm/ año) (AUDEMARD Y DE MENA, 1985). Esta velocidad ha sido establecida a través de estudios de trincheras de evaluación paleosísmica por AUDEMARD (1991, 1993b, 1994, 1996b) y sismicidad asociada (AUDEMARD, 1997b).

La zona se encuentra en un área con un marco tectónico transcurrente (*wrenching*) dextral de gran magnitud en lo que ha profundidad se refiere, presenta dos tendencias estructurales bien definidas, según WILCOX *et al.* (1973), asociando estos movimientos al sistema de fallas Oca – Ancón, siendo la dirección de los esfuerzos principales para esta zona NNO – SSE.

La primera tendencia estructural presenta dirección este – oeste a noreste – sureste, corresponde a los ejes de los pliegues de la zona (figura 81) y es perpendicular a la componente de compresión de los esfuerzos, hacia el norte de la zona presentan un rumbo este – oeste y hacia el sur aproximadamente N60E. La variación en la dirección de los ejes de los pliegues hacia el sur, se debe posiblemente a el cambio de dirección que presenta la falla Oca – Ancón en las cercanías de la zona de estudio, de este – oeste a N68O, que esto pudo ser producto de una rotación en las componentes principales de los esfuerzos, se plantea que esta rotación sea originada por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana (figura 82).

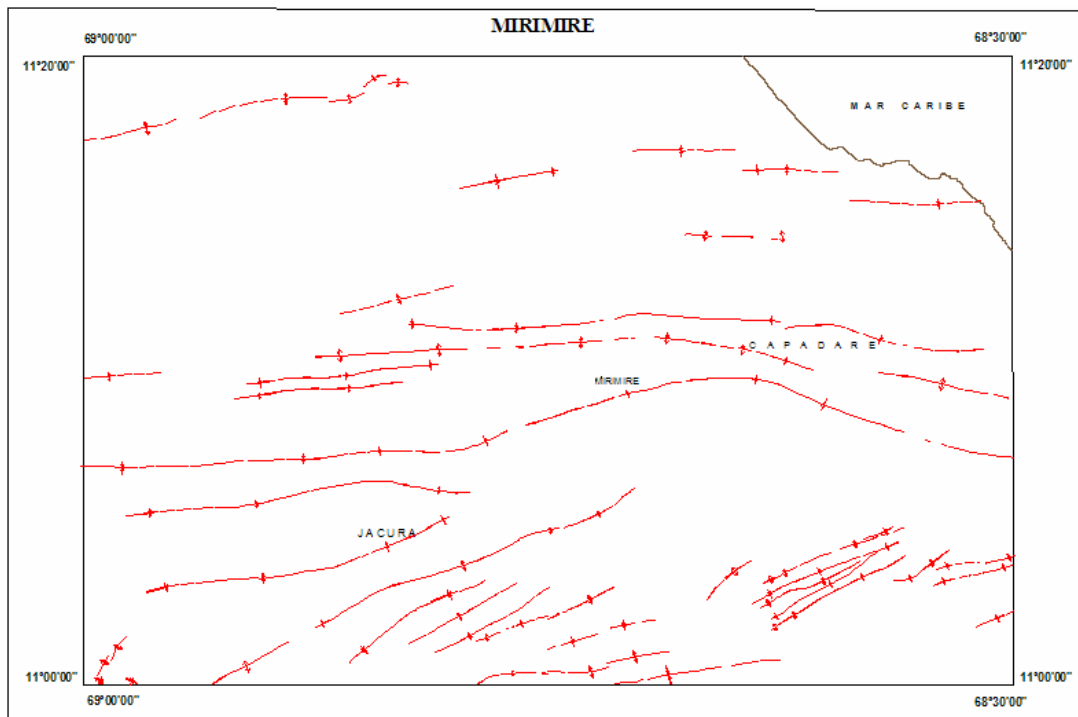


Figura 81. Mapa de distribución de los ejes de pliegues en la zona de estudio.

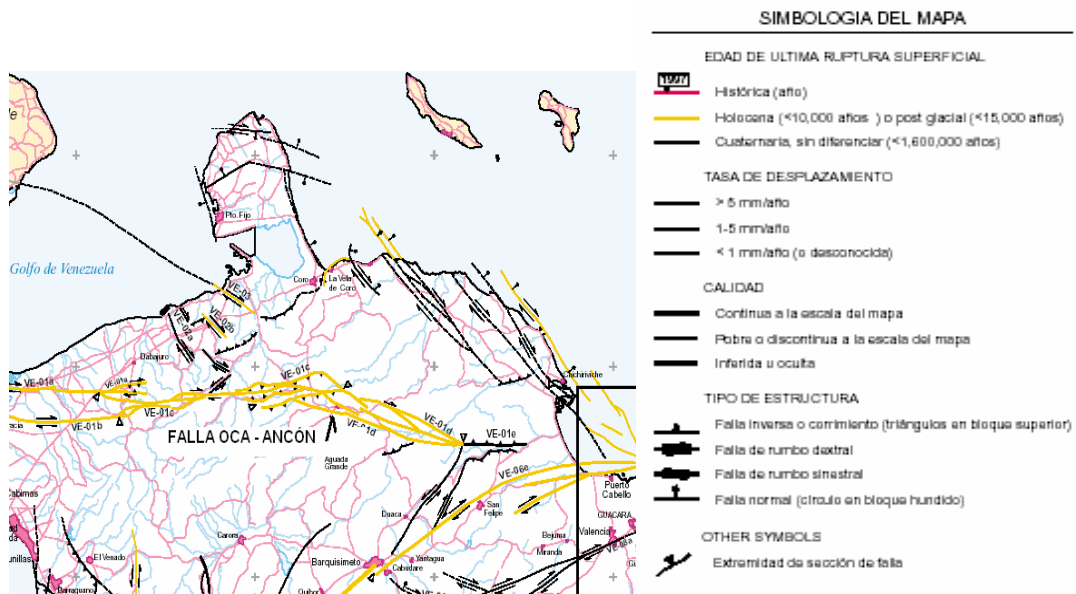


Figura 82. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela. Tomado de <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0018/ofr-00-0018.pdf>

La segunda tendencia estructural, presenta dirección noroeste – sureste, corresponde a las fallas dextrales subparalelas entre sí, (figura 83). Según MACELLARI (1995), los cambios en los espesores estratigráficos a lo largo de estas fallas indican que ellas estuvieron activas durante la sedimentación Oligoceno-Mioceno.

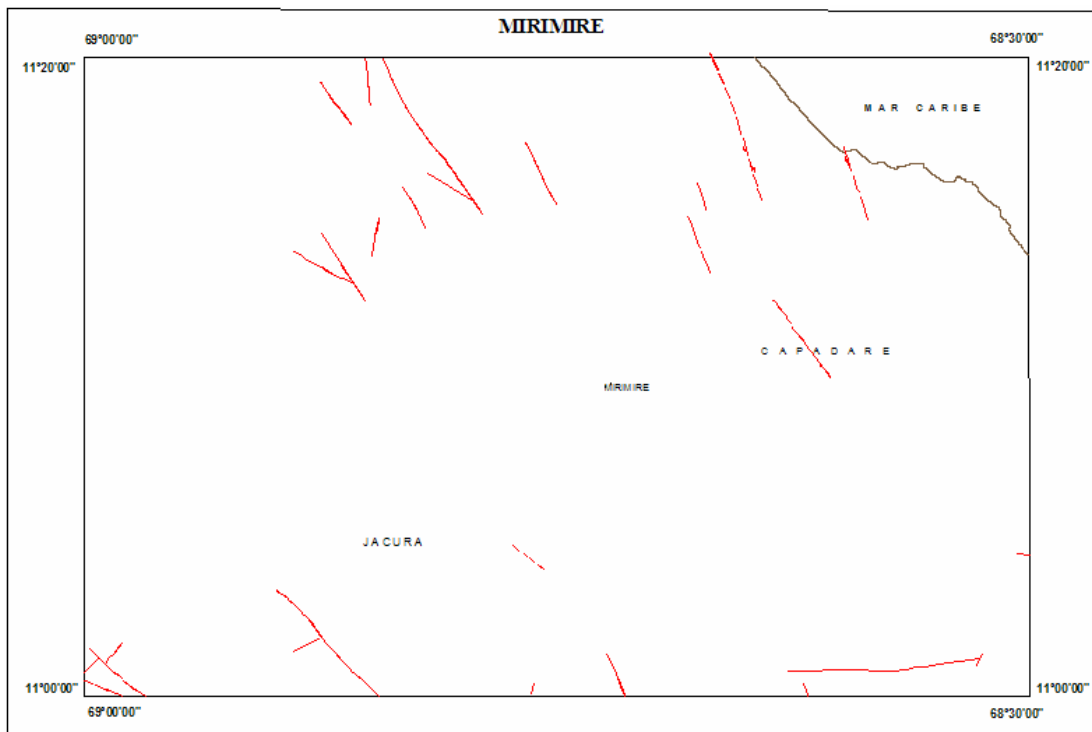


Figura 83. Mapa de distribución de las fallas en la zona de estudio.

LORENTE (1978), define la dirección promedio de estas fallas N250 y buzamiento vertical, infiere las mismas en base a criterios de tipo bioestratigráficos (corrimientos laterales de zonas bioestratigráficas). Además define una falla de gravedad en el cerro Capadare con rumbo aproximado N700 y considera que el plegamiento y fallamiento de la zona son aproximadamente contemporáneos y producto de la actividad tectónica en el Mioceno Superior.

CAPÍTULO IV

SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este trabajo permite realizar una integración actualizada y normalizada de la geología de la zona entre Jacura y Capadare. Realizando una descripción estratigráfica y estructural de la zona.

Este estudio permite obtener una hoja geológica – cartográfica a escala 1:50.000, con toda la información vigente, obtenida de trabajos previos, mapas inéditos y datos nuevos tomados en campo.

La generación de este mapa permitirá establecer las zonas en las que se necesite ampliar la información geológica existente, así como verificar donde hay ausencia de información geológica, creando así posibles temas para futuras tesis.

En la región de estudio, cuenca de Agua Salada, se depositó una secuencia estratigráfica, que corresponde al período Eoceno – Mioceno Tardío, representada por la secuencia Eoceno sin diferenciar y las formaciones: Guacharaca, Casupal, San Lorenzo, Querales, Solito, Pozón, Capadare y Ojo de Agua.

La secuencia Eoceno sin diferenciar, no esta definida formalmente, es una secuencia flysch eocena, y se sedimentó a profundidades batiales.

La Formación Guacharaca, hacia la base consiste en una intercalación de lutitas, areniscas y limolitas, en la parte media consta de margas y hacia el tope arcillas, con capas delgadas de areniscas de grano fino y limolitas, esta secuencia se depositó en un ambiente marino relativamente profundo.

La Formación Casupal hacia la base presenta una intercalación de areniscas carbonáceas de grano fino a medio, ferruginosas, y lutitas jarosíticas y carbonáceas; ocasionalmente se encuentran capas de calizas. Hacia el tope las areniscas se hacen limpias, impuras y menos carbonáceas y se observa una intercalación de conglomerados pocos consolidados, areniscas micáceas y arcillas calcáreas localmente y raramente fosilíferas, ocasionalmente presenta margas. La secuencia se depositó en un ambiente piemontino – costero, con influencia marina litoral restringida.

La Formación San Lorenzo se divide en dos miembros. El Salto, miembro inferior, está constituido por una intercalación de areniscas, limolitas y lutitas. El Miembro Menecito, miembro superior, consta de una secuencia uniforme de lutitas. El miembro inferior se depositó en un ambiente marino poco profundo, y el miembro superior a profundidades medias. La presencia de foraminíferos arenáceos en esta formación indica períodos de subsidencia.

La Formación Querales está constituida por lutitas con ocasionales capas de areniscas, intercalaciones delgadas de margas y calizas conchíferas, y algunas capas de carbón hacia la base. Esta secuencia se depositó en un ambiente marino abierto, de plataforma media a interna.

La Formación Solito está formada por capas de areniscas de grano fino y medio, posiblemente con restos de feldespatos alterados; y lutitas grises, finamente laminadas, con yeso, jarosita y manchas de óxido entre las láminas. Se encuentran concreciones y nódulos de arcillas, yeso y óxidos de hierro. El ambiente de deposición de esta secuencia es de aguas turbias, a profundidades alrededor de 450 m.

La Formación Pozón está dividida en tres miembros. Hacia la base el Miembro de Policarpio, consta de arcillas fosilíferas, arcillas margosas, y arenas glauconíferas.

Hacia la parte media, el Miembro Husito, este miembro consta de arcillas margosas intercaladas con margas fosilíferas. El miembro superior, Huso, consta de arcillas intercaladas con margas y arcillas margosas amarillas, con lentes de arena calcárea hacia el tope. Los miembros Policarpio y Husito se depositaron en condiciones marino normales y el miembro Huso se depositó en condiciones marino someras, con influencia de aguas salobres hacia el tope, esto indica un período regresivo.

La Formación Capadare consiste en cuerpos carbonáticos aislados, de colores claros, bioclásticos. La formación presenta condiciones diagenéticas tempranas en un ambiente marino a condiciones de diagénesis meteórica. Esta unidad se depositó en un ambiente marino abierto, de aguas claras y energía moderada, bien oxigenado, y clima tropical, sin influencia de la costa y del continente. El contacto de esta formación fue redefinido en el mapa geológico generado, en la localidad del cerro Jacura en base a interpretación de fotos aéreas y geología de superficie; y en el cerro Mirimire, en base a datos de geología de superficie, incluyendo así el área delimitada por Creole Petroleum Co, como Miembro Husito de la Formación Pozón, esto está sustentado con los datos geológicos tomados en los afloramientos visitados, ya que se observó notoria continuidad y gran espesor en la caliza de la Formación Capadare, y por lo tanto se propone el contacto establecido y no la inclusión de la misma en el Miembro Husito, así mismo el análisis de la sección fina tomada en el afloramiento 055 corrobora (tabla 8), permitió sustentar la redefinición del contacto.

La Formación Ojo de Agua consiste en areniscas micáceas interestratificadas con arcillas, conglomerados, calizas arenosas y nodulares, con ostras y otros moluscos. La secuencia se depositó en aguas salobres a marinas, muy someras.

El marco tectónico de la zona está definido como un marco transcurrente dextral, y para definir las tendencias estructurales se usó el modelo propuesto por WILCOX *et al.* (1973) para este tipo de marcos tectónicos.

Se definieron dos tendencias estructurales en la zona de estudio: la primera tendencia plegamientos con la dirección de sus ejes este – oeste en el norte de la zona y noreste – suroeste en el sur de la zona, este cambio de dirección de los ejes, es debido a la rotación de los esfuerzos principales que generan la falla Oca – Ancón, está rotación de dichos esfuerzos posiblemente es producto del desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana; y la segunda tendencia fallas destraes en dirección noroeste – sureste.

Se recomienda proponer estudios geológicos en los cerros de Jacura, Mirimire y Capadare para establecer los contactos de la Formación Capadare, ya que se encontraron muchas discrepancias en cuanto a la delimitación de los mismos.

Así mismo se recomienda hacer un estudio detallado en las zonas donde aflora el Miembro Husito, ya que se están incluyendo en este miembro parte de las calizas de Capadare.

Hacia el sureste de la zona donde aflora la secuencia flysch del Eoceno, hay gran cantidad de datos de geología de superficie pero aún no se ha incluido esta secuencia en una formación válida, ni se le ha asignado un nombre particular, por lo tanto se recomienda realizar un estudio que permita incluir a la misma en una secuencia válida.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILERA S., O. A., (1993). "Ictiofauna neogena del noroeste de Venezuela y su relación con el paleo-Orinoco y el paleo-Caribe". Tesis de Doctorado, Universidad Central de Venezuela, 136 p., Inédito.
- AUDEMARD, F. (1995). "La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Nororiental, síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica". *IX Cong. Latinoam. de Geol. South América, Venezuela, Tectonic. Stratigraphy.*
- AUDEMARD, F (1997). "Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón. Venezuela Occidental". *VIII Cong. Geol. Venezolano, Mem 1: 93-100.*
- AUDEMARD, F; MACHETTE, M; COX, J; DART, R AND HALLER, K (2000). "Map and database of quaternary faults in Venezuela and its offshore regions". *U.S.G.S. 77p.*
- AUDEMARD, F; SINGER, A; RODRÍGUEZ, J & BELTRÁN, C (1994). "Definición de la traza activa del sistema de fallas de Oca-Ancón, Noroccidente de Venezuela". *VII Cong. Venezolano de Geof. Mem 1: 43-50.*
- AUDEMARD, FELIPE Y DE MENA, J (1985). "Falcón Oriental, Nueva interpretación estructural". *Mem VI Cong. Geol. Venezolano, IV: 2317-2329.*
- BARBOZA, L Y RODRÍGUEZ, S (2001). "Integración de la Geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila al norte de Caracas". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

- BELIZZIA, A (1972). “Sistema montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe, ¿es una cordillera alóctona?. *En C. Petzall (Ed). VI Conf. Geol. Caribe* (Isla de Margarita, Venezuela), *Mem* 1: 247 – 258.
- BLOW, W (1959). “Age correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón formations, eastern Falcón, Venezuela”. *Bull. Amer. Paleont.* 39(178): 67 – 252.
- BOESSI, T & GODDARD, D (1991). “A new geological model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basins”. *Soc. Venez. Geol. Bol. AAPG. Mem.* 52: 303 – 319.
- BOLD, VAN DEN, W. A (1964). Ostrácodos del Mioceno al Reciente de Venezuela”. *GEOS, Univ. Cent. Venez., Caracas*, (11): 7-18.
- BOUMA, A (1962). “Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation”.
- BRUEREN, J (1949). “Geological report CPMS-310 Paraíso – Manaure Área Central Falcón”. *Cong. Geol. Venezol. Mem.* 10: 6575 – 6614.
- CAMACHO, A; MIJARES, M & SCHERER, W. (1988). “Geología de la zona de Sanare Buena Vista, sector Agua Linda, estado Falcón, Venezuela”. *GEOS*, 29: 18-24.
- CASTILLO, P. (1995). “Flotación de Rocas Fosfáticas de Riecito, estado Falcón”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- COPLANARH (1974). “Informe geomorfológico del sistema montañoso noroccidental. Inventario nacional de tierras”.

- COPLANARH (1975). “Inventario nacional de tierras. Regiones: costa noroccidental, centro occidental y central. Volumen I y II”. Caracas. *Publicación N° 43*.
- COPLANARH (1975). “Estudio geomorfológico de las regiones costa noroccidental, centro occidental y central”. *Publicación N° 44*.
- DÍAZ, A (2003). “Integración Geológica de la región Los Teques – La Victoria – San Casimiro, distrito Capital, estados Aragua y Miranda”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- DÍAZ DE GAMERO, M (1977b). “Revisión de las edades de las unidades litoestratigráficas en Falcón central en base a su contenido de foraminíferos planctónicos”. *V Cong. Geol. Venezolano, Mem 1: 81 – 86*.
- DÍAZ DE GAMERO, M (1977a). “Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón, Venezuela”. *GEOS 22: 3 – 60*.
- DÍAZ DE GAMERO, M (1985a). “Micropaleontología de la Formación Agua Salada Falcón Nororiental”. *VI Cong. Geol. Venezolano, Mem 1: 384-453*.
- DÍAZ DE GAMERO, M (1985b). “Estratigrafía de Falcón Nororiental”. *VI Cong. Geol. Venezolano, Mem 1: 454-502*.
- DÍAZ DE GAMERO, M (1989). “El Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional”. *Geos N° 29*, Universidad Central de Venezuela .Escuela de Geología, Minas y Metalurgia, 25 – 35p.

- DÍAZ DE GAMERO, M, MITACCHIONE, V Y RUÍZ, M (1998). “La Formación Querales en su área tipo, Falcón Noroccidental, Venezuela”. *Bol. Soc. Venez. de Geol. Mem* 34: 34 – 46.
- DUNHAM, R. J. (1962). “Classification of carbonate rocks according to depositional texture”. *Amer. Assoc. Petr. Mem.* 1: 108-121p.
- DURAN, I. (1989). “Calibración de las zonas de nannoplancton calcáreo en la subcuenca de Agua Salada, Falcón Oriental”. *Mem VII Cong. Geol. Venezolano, I:* 439-458.
- ERLICH, R. N & BARRETT, S. F (1990). “Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela – Trinidad area”. *Tectonics* 9(1): 161 – 184.
- ESCORIHUELA, N Y RONDÓN, J (2002). “Estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la cuenca de Falcón”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- ESTEVEZ, J Y VILLALTA, E (1989). “Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, distrito Miranda, estado Falcón”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- FREILE, J. A (1968). “Regiones climáticas de Venezuela”. *Ministerio de minas e hidrocarburos. División de geología. Boletín de geología.* Caracas. 10 (19): 45.
- GALEA, F. (1976). “Estudio de una sección del Mioceno, situada al sur de la sierra de Guaibacoa. Distrito Colina y Zamora. Estado Falcón”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

- GHOSH, S; PETSCHAN, P; MELÉNDEZ, L; TRUSKOWSKI, I & ZAMBRANO, E (1997).
 “Evolución tectonoestratigráfica y sistema petrolíferos de la cuenca de Falcón.
 Venezuela Noroccidental”. *Mem VIII Cong. Geol. Venezolano, 1*: 317-329.
- GÓMEZ, D Y PRIETO, J (2004). “Integración y actualización del área del Surco de
 Urumaco y la Plataforma de Dabajuro, estado Falcón”. Trabajo Especial de
 Grado. Universidad Central de Venezuela.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1937). “Geología general y estratigrafía de la región de
 Cumarebo, estado Falcón”. *Bol. de Geol. y Min. Caracas. Vol. I (2- 4)*: 197-
 217p.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C; ITURRALDE DE AROZENA, J.M & PICARD, X (1980).
 “Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas”, Ediciones FONINVES,
 Caracas, 2 v., 1031 p.
- GRAF, C. (1969). “Relaciones entre tectonismo y sedimentación en el holoceno del
 noreste de Venezuela”. *Mem IV Cong. Geol. Venezolano, 2*: 1125-1144.
- HODSON, F. (1926). “Venezuelan and Caribbean Turritellas with a list of Venezuelan
 type stratigraphic localities”. *Bull. Amer. Paleont. Vol. 11(45)*: 173-220p.
- HODSON, F Y HODSON, H.K. (1931). “Some Venezuelan molluscs”. *Bull. Amer.
 Paleont. Vol. 16, (59-60)*: 132p.
- HUNTER, V.F (1972). “A middle Eocene flysch from east Falcón, Venezuela”. *VI
 Conf. Geol. del Caribe, Margarita, 1972, Mem.:* 126 – 130.
- HUNTER, V Y FERREL, A (1972). “Redefinición de algunas unidades estratigráficas
 del Oligoceno de Falcón central”, *III Cong. Geol. Venez. Mem. 2*: 807 – 816.

- KUGLER, H. G (1945). "Exploration of the Pozón, Cosme, Sebucare and Guacharaca areas". *N.V.P Geol. Report #96*. Inédito.
- KUGLER, H. G (1948). "Preliminary geological report of the Húeque – Acosta area of Falcón". *N.V.P Geol. Report #105*. Inédito.
- LEAL, R Y RIVERO, O (2004). "Estudio de litofacies y quimioestratigrafía de la sección superior de la Formación El Paraíso como herramienta para determinar posibles características de potencialidad generadora y/o almacenadota de hidrocarburos en la sección geológica del río Paraíso". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- LERICHE, M (1938). "Contribution a l'etude des poissons fossiles des pays riverains de la Méditerranée américaine (Vénézuéla, Trinité, Antilles, Mexique)". *Soc. Paleónt. Suisse, Mém*, 61: 1-42.
- LIDDLE, R (1946). "The geology of Venezuela and Trinidad". Segunda edición. *Paleont. Res. Inst.*, Ithaca, New York, 890 p.
- LORENTE, M (1978). "La caliza de Capadare y sus relaciones con la cuenca de agua salada, estado Falcón". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- MACELLARI, C. E (1995). "Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull – apart basin, Venezuela and Colombia". *Soc. Venez. Geol. AAPG. Mem.* 62: 757 – 780.

- MARCANO, G; MÁRQUEZ, X Y PICCOLI, L (1997). “Diagénesis en las calizas de la Formación Capadare (Mioceno medio): su efecto sobre la porosidad”. *Mem I Cong. Latinoam de Sedim*, 2: 13-22.
- MASCLE, A; TREMOLIERES, P AND WOSNIAK, M. (1985). “Neogene compressional events on the north Venezuelan margin”. *IV Latinoam. Geol. Cong. Trinidad and tobago. Vol. II*: 883- 890p.
- MENCHER, E. (1951). “Cuadro de correlación de las formaciones geológicas de Venezuela”. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Conversión Nacional del Petróleo, Monografías.
- MÉNDEZ, J. (1967). “Definición de la Formación Agua Linda sección de referencia de la Formación Casupal y descripción litológica de algunas secciones de esta formación en la parte suroriental de la subcuenca de Falcón”. *Bol. Informativo AVGMP*, 10 (4): 111-120.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1956) “Léxico Estratigráfico de Venezuela”, *Bol. de Geol. (Venezuela), Publ. Especial 1*, 728p.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1970) “Léxico Estratigráfico de Venezuela. Segunda Edición”, *Bol. de Geol. (Venezuela), Publ. Especial 4*, 756p.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS, PDVSA, INTEVEP, CIEN (CÓMITE INTERFILIALES DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA) (1999). “Léxico Estratigráfico electrónico de Venezuela”. Edición en CD y en <http://www.pdv.com/lexico>.

- MOLINA, A Y PITELLI, R (1988). “Revisión geológica del Grupo La Puerta, Falcón Occidental”. *Bol. Soc. Venez. Geol.* 32: 49 – 57.
- MUESSIG, K. W. (1984). “Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas”. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 162: 217 – 230.
- OMAÑA, L (2002). “Integración de la Geología de la zona de Morón – Valencia – Ocumare de la Costa, estados Carabobo y Aragua”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- ORTA, M. (2003). “Integración Geológica de la región Caracas – Charallave – Santa Teresa del Tuy, distrito Capital y estado Miranda”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- OSTOS, M (1990). “Evolución tectónica del margen sur central del Caribe, basado en datos geoquímicos”. *GEOS* 30: 1 – 294.
- OSUNA, S Y ARSTEIN, R (1997). “Distribución del Oligoceno en el occidente de Venezuela”. *Mem VIII Cong. Geol. Venezolano*, 2: 229-237.
- PAYNE, A (1951). “Cumarebo oil field, Falcón, Venezuela”. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 35 (8):1850 – 1878.
- PETTIJOHN, F.; POTTER, P AND SIEVER, R. (1972). “Sand and Sanstone”. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, N.Y, pág. 618.
- PETZALL, C (1959). “Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de la Vela, estado Falcón”. *Asociación Venezolana de Geólogos, Mineros y Petroleros. Bol. Inf.* 2: 269 – 319.

- PINDELL, J.L (1998). "Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeography northern south América". *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Public.* 58: 45 – 85.
- PITELLI, R Y MOLINA, A (1989). "El Grupo Agua Negra de la cuenca de Falcón". *Bol. Soc. Venez. de Geol.* 36: 5 – 12.
- PORRAS, L (2000). "Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire". *VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las cuencas subandinas. Mem 1:* 279 – 292.
- RENZ, W. H. (1948). "Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, state of Falcón, Venezuela". *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 32, 219 p.
- RENZ, H. H (1959). "San Lorenzo Formation (Agua Salada Group) of eastern Falcón, Venezuela, a valid lithostragraphic name". *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 43(10): 2500-2502.
- RODRÍGUEZ, M (2003). "Proyecto evaluación geológica y geotécnica de la zona Morón - Mirimire, estado Falcón". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- RODRÍGUEZ, S (1977). "Dolomitización y fosfatización en el mioceno de Falcón Suroriental". *Mem V Cong. Geol. Venezolano*, 3: 1179-1196.
- RODRÍGUEZ, S; GONZÁLEZ, E; SANTELIZ, H & MAURERA, M (1985). "Cuenca Falcón Suroriental. Excursión Geológica N° 8". *VI Cong. Geol. Venezolano, Mem.* 10: 7175 - 7186.

- SOULAS, J. P. & GIRALDO, C (1994). “Características sismogénicas de las fallas de Oca – Ancón, Mene Grande y Valera (Región Noroccidental de Venezuela)”. *VII Cong. Venezolano de Geof. Mem* 1: 35 – 42.
- SUTTER, H (1947). “El Mene de Acosta field, Falcón, Venezuela”. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 31 (12): 2193 – 2206.
- TARDAGUILA, P (2002). “Integración de la Geología de la zona de Choróní – Puerto Maya – Maracay, estados Aragua y Carabobo”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- VÁSQUEZ, R. (1980). “Estudio de las areniscas del Togogo y las calizas de Jacura, distritos Zamora y Acosta del estado Falcón y definición del límite paleógeno – neógeno en esta misma zona”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- VÁSQUEZ, E Y DICKEY, P (1972). “Major faulting in North – Western Venezuela and its relations to global tectonics”. *En C. Petzall (Ed). VI Conf. Geol. Caribe.* Isla de Margarita, Venezuela. *Mem* 1: 191 – 202.
- VILA, M. A. (1951 – 52). “Las Regiones Naturales de Venezuela. Separata de los Cuadernos de información económica”. *Corporación venezolana de fomento.* Caracas.
- WHEELER, C. B. (1960). “Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental”. *III Cong. Geol. Venezolano, Mem.*, 1: 407-464.
- WHEELER, C. B. (1963). “Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón basin, Venezuela”, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 47(1): 35 – 68.

WIEDENMAYER, C. (1924). “Zur geologie von Ost Falcón (Nordwest Venezuela).
Eclog. Geol. Helv. , 18(4): 508 – 512.

WOZNIAK, J; Y DE WOZNIAK, H. (1987). “Bioestratigrafía de la Región Nor-Central de la Serranía de Falcón, Venezuela Nor-occidental”. *Bol. de Geología*, 16 (28): 101 -118.

YÁNEZ DE CARRASCO, H & SAMPOL DE REYES, M (1997). “Geología de la hoja Mayagua (7439)”. *VIII Cong. Geol. Venezolano. Mem 2*: 535 – 542.

ANEXOS

Nº de Muestra	COTA en m.	Barro	Microspato	Espato	Intraclastos	Dolitas	Fósiles	Fragmentos Peletoidales	% de poros	Estado de preservación de la fauna	CLASIFICACIÓN SEGÚN DUNHAM
TJ1162	600	5	15	5	-	-	40	25	10	M(p)	Grainstone peletoidal
TJ1163	580	30	15	5	-	-	20	25	5	M(p)	Wackstone
TJ1164	550	15	30	10	-	-	20	15	10	R(p)	Packstone peletoidal
TJ1062	500	20	0	30	-	-	30	20	5	M(p)	Grainstone peletoidal
TJ1063	450	15	0	10	-	-	35	20	2	R(p)	Packstone peletoidal
TJ1064	420	15	15	5	-	-	60	0	3	R	Packstone
TJ1065	400	0	30	25	-	-	30	0	15	M(p)	Wackstone
TJ1066	380	10	30	5	-	-	35	10	5	R(p)	Grainstone
TJ1067	370	5	40	40	-	-	-	-	15	-	Bandas de disolución
TJ1068	360	5	40	-	-	-	35	10	10	R	Packstone esqueletal
TJ1014	340	5	30	8	-	-	45	10	3	M(p)	Wackstone
TJ1069	330	5	25	-	-	-	40	25	5	R	Grainstone
TJ1016	300	0	85	-	-	-	-	-	15	-	Dolomita
TJ1070	280	5	70	-	-	-	15	-	5	R	Packstone
TJ1009	P1	0	55	5	-	-	30	-	5	B	Wackstone

Tabla 1. Petrografía de las Calizas
Tomado y modificado de Vásquez (1980)

R

R = Regular

M

M = Malo

B

B = Bueno

(p)

(p) = Aspecto peletoidal

Muestra Nº	Método de EVAMY				% Otros minerales			
	Rojo calcitas	Malva calcita ferrosa	Dolomita	No definido	Hematita	Magnetita	Fosfatos	Limonita
TJ1013	10	40	-	30	5			10
TJ1014	10	25	-	60	2			
TJ1016	-	30	-	70	-			
TJ1062	10	20	3	60				
TJ1063	10	25	-	60		1		4
TJ1064	20	60		10				5
TJ1065	5	50	6	35			4	
TJ1066	10	30	3	50			2	
TJ1067	30	30		40				
TJ1068	10	25	2	50			2	
TJ1069	15	25		50			5	






Tabla 2. Mineralogía de Calizas
Tomado y modificado de Vásquez (1980)
Las cantidades están en porcentajes

Muestra N° \ Mineral	ZOICITA	TURMALINA	HORNBLENDA	LEUCOXENO	LIMONITA	RUTILO	EPIDOTO	APATITO	ANHIDRITA	FUENTE DE ORIGEN
TJ1011	X	X	X	X	X					NO SON SIGNIFICATIVAS ESTAS ASOCIACIONES
TJ1056				X	X					
TJ1083				X	X	X				
TJ1087				X	X					
TJ1099		X			X		X			
TJ1135	X			X	X					
TJ1138	X		X	X	X			X		
TJ1184	X		X	X	X				X	
TJ1187				X	X					

TABLA 3. MINERALES PESADOS
Tomado y modificado de Vásquez (1980)

Muestra N°	Cota en m.	Foraminíferos Planctónicos	Foraminíferos Bénticos cal.	Foraminíferos Bénticos are.	Ostrácodos	Algas sin diferenciar	Lithotanium	Lithophylum	Pelecípodos	Equinodermos	Moluscos	Fragmentos peletoidales
TJ1162	600	X							?			
TJ1163	580	X	X						?			
TJ1164	550	X				X						
TJ1062	500											
TJ1063	450	X										
TJ1064	420	P		P						?X	X	
TJ1065	400										X	
TJ1066	380		P									
TJ1067	370	BANDAS DE DISOLUCIÓN										
TJ1068	360										X	
TJ1014	340								?	X		
TJ1069	330											
TJ1016	300	AUSENCIA DE RESTOS FÓSILES										
TJ1070	280	X								X		

Tabla 4. Carta faunal, Formación Capadare. (Cerro Jacura).
Tomado y modificado de Vásquez (1980)

	Está muy presente
	Muy abundante
	Aspecto peletoidal
	Fragmentos
	Determinación dudosa

Cota en m.	Formación	Nº de la muestra	DIAGÉNESIS							
			Temprana			Intermedia				
			Agregación	Micritización	Dolomitización	Pérdida de Mg	Disolución - precipitación	Calcitización	Cono en cono, cementación típica de margas	Recristalización
600	FORMACIÓN CAPADARE	TJ1162	X					X		X
580		TJ1163	X	X				X		X
550		TJ1164		X				X		X
500		TJ1062		X				X	X	X
450		TJ1063				X		X	X	X
420		TJ1069					X	X		
400		TJ1065	X	X					X	X
380		TJ1066		X					X	
370		TJ1067								
360		TJ1068	X	X						
340		TJ1014	X	X						X
330		TJ1069		X						X
300		TJ1016			X					
280		TJ1070	X	X						X

Tabla 5. Modelo diagenético.
Calizas de Jacura
Tomado y modificado de Vásquez (1980)

Nº de Muestra	Clasificación según Pethijohn <i>et al.</i> (1972)
TJ1010	Grauvaca feldespática
TJ1030	Arenisca arcósica
TJ1106	Arenisca arcósica
TJ1117	Grauvaca feldespática
TJ1119	Grauvaca feldespática
TJ1136	Waca feldespática
TJ1137	Subarcosa
TJ1135	Subarcosa
TJ1131	Arenisca arcósica
TJ1142	Arenisca arcósica
TJ1102	Grauvaca feldespática
TJ1043	Grauvaca feldespática
TJ1046	Grauvaca feldespática
TJ1048	Arenisca arcósica
TJ1057	Arenisca arcósica
TJ1080	Grauvaca feldespática
TJ1083	Arenisca arcósica
TJ1145	Waca feldespática
TJ1099	Grauvaca feldespática

Tabla 6. Petrografía de las areniscas
Tomado y modificado de Vásquez (1980)

Muestra N°	Clasificación de Dunham	Clasificación de Folk
CP-3977	Grainstone	Bioesparudita
CP-4077	Packstone	Pelespatita
CP-4177	Packstone	Biopelaspatita
CP-42a77	Grainstone	Pelespatita
CP-42b77	Grainstone	Pelespatita
CP-4377	Packstone	Biopelmicrita
CP-4477	Packstone	Biopelaspatita
CP-4577	Packstone	Pelmicrita
CP-4677	Wackstone	Pelmicrita
CP-377	Packstone	Biopelmicrita
CP-677	Packstone	Pelmicrita
CP-3677	Packstone	Pelmicrita
CP-877	Packstone	Biomicrocita
CP-9a77	Packstone	Pelmicrita
CP-1077	Packstone	Biopelmicrita
CP-3577	Wackstone	Pelmicrita
CP-577	Wackstone	Biomicrocita
CP-777	Packstone	Biopelmicrita
CP-2677	Wackstone	Biomicrocita
CP-3877	Wackstone	Dolomita
CP-4877	Packstone	Pelmicrita
CP-3777	Packstone	Pelmicrita
CP-3477	Grainstone	Biopelaspatita
CP-5977	Grainstone	Pelespatita
CP-6077	Grainstone	Pelespatita
CP-6177	Packstone	Pelespatita
CP-6277	Packstone	Biopelaspatita
CP-6377	Grainstone	Pelespatita
CP-6577	Packstone	Pelespatita
CP-6677	Grainstone	Pelespatita
CP-6777	Packstone	Pelmicrita
CP-6877	Grainstone	Pelespatita
CP-7077	Packstone	Pelmicrita
CP-1377	Packstone	Biomicrocita
CP-5577	Wackstone	Pelmicrita
CP-5677	Packstone	Pelmicrita
CP-5777	Wackstone	Biomicrocita
CP-1577	Packstone	Biomicrocita
CP-2177	Packstone	Biopelaspatita
CP-5877	Packstone	Pelespatita
CP-1077	Wackstone	Pelmicrita
CP-2277	Packstone	Pelespatita
CP-2377	Packstone	Pelmicrita

Tabla 7. Petrografía de las calizas; Formación Capadare
Tomado y modificado de Lorente (1978)

Nº de Muestra	Clasificación según Pethijohn <i>et al.</i> (1972)
CP-75a177	Arenita de cuarzo
CP-75a277	Sublitarenita
CP-7877	Grauvaca lítica
CP-8077	Waca arcósica
CP-8177	Subarcosa
CP-87a77	Arenita arcósica
CP-87c77	Waca de cuarzo
CP-9477	Sublitarenita
CP-9677	Grauvaca lítica
CP-105a77	Waca de cuarzo
CP-106c77	Waca de cuarzo
CP-106j77	Grauvaca lítica
CP-106k77	Subarcosa

Tabla 8. Petrografía de las areniscas
Tomado y modificado de Lorente (1978)

COMPONENTES PRINCIPALES (100%)	
Componentes	3
Componentes	27
Componentes	65
Porosidad	5

POROSIDAD 5%	
Interpartícula	
Intrapartícula	X
Disolución	X
Fractura	
Móldica	X

COMPONENTES EXTRACLÁSTICOS (3%)			
Feldespatos 1%		Fragmento de Roca 2%	
Plagioclasa	X	Chert	
Ortosa		FR metamórfica	
Microclino		FR sedimentaria	X
		FR volcánica	

COMPONENTES ORTOQUÍMICOS 27%			
Matriz 5%		Cemento 22%	
Micrita	X	Espato	
		Microespato	X
		Pseudoespato	

COMPONENTES ALOQUÍMICOS 65%			
INTRACLASTOS 30%		FÓSILES 10%	
Fragmentos de Braquiópodos	X	Foraminíferos Bénticos	X
Fragmentos de		Miliólidos	
Fragmentos de Ostrácodos		Nummulites	
Fragmentos de Moluscos	X	Amphistegina	
Fragmentos de Algas	X	Ostrácodos	
Fragmentos de Corales		Otros	
Fragmentos de Calizas		PELLETS 25%	
Agregados o Grappes			
Otros			

CLASIFICACIÓN

Según DUNHAM (1962)	WACKSTONE
---------------------	-----------

Según FOLK (1962)	BIOMICRITA ESPARCIDA
-------------------	----------------------

Tabla 9. Petrografía de caliza de la Formación Capadare.
(Sección fina 055, afloramiento 055).

EFECTOS DIAGENÉTICOS

Cementación

Tipos de cemento predominantes		
¿Cómo se presenta?		Precipitado
		Recristalizado
Textura / Tipos de cementos predominantes		
Cemento Sintaxial	X	Cemento isópaco
Cemento radial	X	Cemento equigranular
Cemento menisco		

Disolución

Granos	X
Matriz	
Cemento	
Fr. Fósiles	

Neomorfismo

N. Inversión Homoaxial de Fr. de Moluscos	X
N. Inversión Heteroaxial de Fr. de Moluscos	
Neomorfismo agradante	

OBSERVACIONES

Se observaron procesos que indicaron diagénesis de subsuperficie profunda, (Diagénesis marino - freática o freático profunda), evidenciada por: cementación de granos y partículas esqueléticas (cementación típica de diagénesis tardía), neomorfismo homoaxial, disolución en los carbonatos (porosidad secundaria).

Tabla 9. Petrografía de caliza de la Formación Capadare. (Sección fina 055, afloramiento 055).

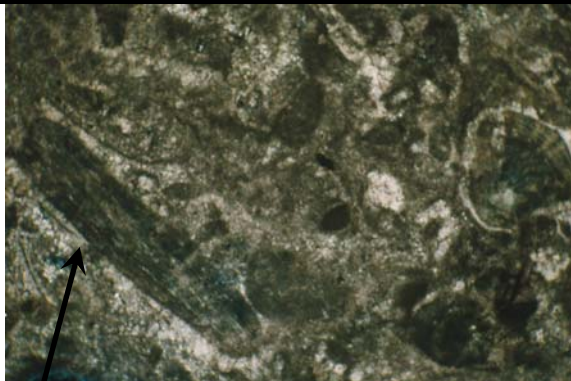

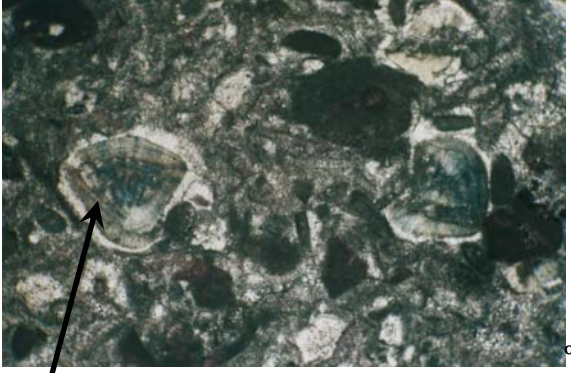
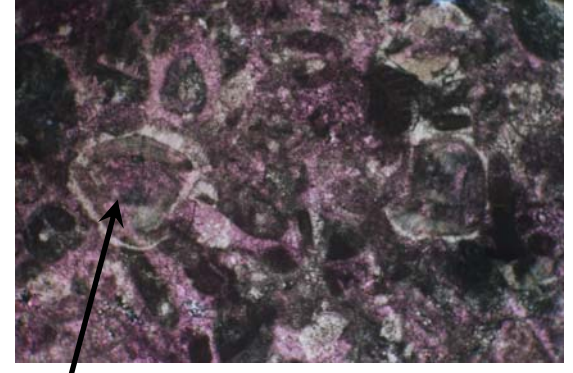
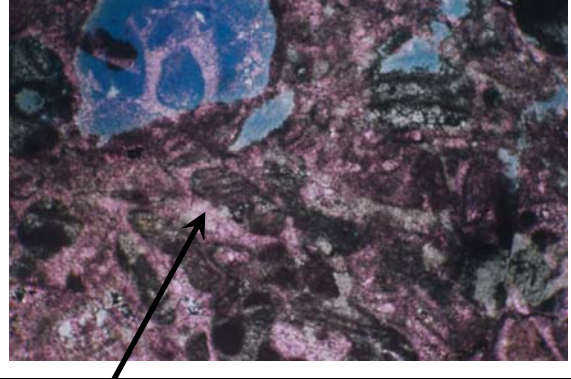
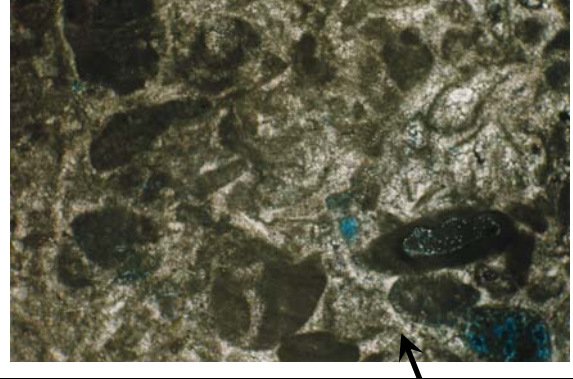
<p>2,2 mm</p>		
	<p>Ocular 2,5 : 1 Obj. 10X. Nícoles // Fragmento de Molusco, presenta neomorfismo homoaxial</p>	<p>Ocular 2,5 : 1 Obj. 4X. Nícoles // Fragmento de Molusco, presenta neomorfismo homoaxial</p>
		
<p>Ocular 2,5 : 1 Obj. 10X. Nícoles // Foraminíferos bénticos</p>	<p>Ocular 2,5 : 1 Obj. 10X. Nícoles X Foraminíferos bénticos</p>	
		
<p>Ocular 2,5 : 1 Obj. 4X. Nícoles // Fragmento de Alga</p>	<p>Ocular 2,5 : 1 Obj. 4X. Nícoles // Cementación radial</p>	

Tabla 9. Petrografía de la sección fina 055, afloramiento 055. Formación Capadare