

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA
AGUA SALADA – SUBCUENCA EL TOCUYO, ESTADO FALCÓN.

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Jesús Eduardo Monsalve Molina
Para optar al título de Magister en Ciencias Geológicas.

Caracas, 2019

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO, ESTADO FALCÓN.

TUTOR ACADÉMICO: Msc. Enrique Toribio

TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Luis Camposano

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ingeniero Jesús Eduardo Monsalve Molina
Para optar al título de Magister en Ciencias Geológicas.

Caracas, 2019

© Jesús Eduardo Monsalve Molina, 2020
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito Legal DC2020000012



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
COMISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

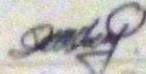
Quiénes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado presentado por el ING. JESÚS MONSALVE, portador de la Cédula de Identidad No 17.129.083, bajo el título "EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA AGUA SALADA-SUBCUENCA EL TOCUYO, ESTADO FALCÓN", a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas, dejan constancia de lo siguiente:

1- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 27 de noviembre de 2019, a las 8:30 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el salón ZULOAGA del departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado

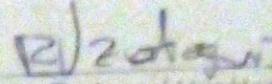
2- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado

Para este veredicto, el Jurado, los profesores M.Sc. Enrique Toribio, M.Sc. Lethin González y Dr. Redescal Uzcátegui estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de estudio integrado de la cuenca Agua Salada-Subcuenca El Tucuyo y su geología regional el jurado por unanimidad le asigna la calificación de "APROBADO"

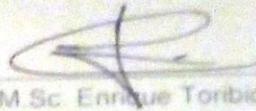
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los VEINTISIETE (27) días del mes de NOVIEMBRE del año 2019, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el M.Sc. Enrique Toribio.



M. Sc. Lenin González
C.I. 12.259.380
(JURADO)
FI-UCV



Dr. Redescal Uzcátegui
C.I. 9.120.407
(JURADO)
Externo -USB



M.Sc. Enrique Toribio
C.I. V-23.619.479
(TUTOR)
FI-UCV



DEDICATORIA

A mis padres, familia y esposa que siempre son el motivo de inspiración para seguir en la senda del crecimiento personal y profesional....

AGRADECIMIENTOS

A Dios todo poderoso.

A mis padres Jesús y Elizabeth Susana continuo cariño, apoyo y comprensión.

A mi hermana Oriana por su amor y dulzura.

A Tía Miriam por su apoyo en la revisión de la redacción y metodología.

A mi esposa Faby, por su paciencia y brindarme la mano amiga durante los momentos álgidos en el desarrollo del trabajo.

A la Universidad Central de Venezuela, por permitirme continuar mi formación profesional y brindarme las facilidades para el desarrollo del trabajo. Que a pesar de todas las dificultades continuas formando profesionales de calidad y valiosos para el país.

A mis tutores Enrique Toribio, Luis Camposano y José Zamora quienes con su visión experimentada ayudaron a encaminar y refinar mucha de la información plasmada en el trabajo. A María Daniela Rangel, por su orientación, colaboración, familiaridad, palabras de aliento y estímulo.

A PDVSA INTEVEP y la Gerencia Exploración por brindarme los datos de la cuenca oriental de Falcón y permitirme la interacción con profesionales que enriquecieron este trabajo. A los integrantes del proyecto Especial Mene de Acosta, por las consideraciones, atenciones y sus valiosos aportes que permitieron generar los datos necesarios para el trabajo: Alejandro Martínez, Iván Baritto, Mayra Cañizares, Francisco Araujo, Olga Betancourt, Clever Contreras y Luz Suárez. Mención especial a Kairubi Gavidia tesista con la quien compartí muchas jornadas de trabajo y discusión.

Monsalve, M. Jesús E.

**EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA
CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO,
ESTADO FALCÓN.**

Tutor Académico: Msc. Enrique Toribio

Tutor Industrial: Msc. Luis Camposano

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas
y Geofísica. Año 2019, 201 p.**

Palabras claves: Cuenca Agua Salada, Subcuenca El Tocuyo, Cuenca de Falcón,
Tectonoestratigrafía, Falcón Oriental, Mene de Acosta.

RESUMEN

Este trabajo está enmarcado dentro del proyecto especial Mene de Acosta, desarrollado en PDVSA- INTEVEP, tiene como objetivo analizar la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Agua Salada - Subcuenca El Tocuyo, mediante la integración de datos de geología de superficie, pozos, sísmica y métodos potenciales. Se realizó en dos etapas: la primera consistió en recopilar y analizar artículos, trabajos previos, líneas sísmicas, pozos, mapas cartográficos y geológicos, ensayos de laboratorio; En la segunda etapa se interpretaron líneas sísmicas, se actualizó el mapa geológico de superficie, homologación unidades estratigráficas y análisis estructurales. Los resultados de esta investigación a partir de interpretación sísmicas muestran una depresión asimétrica limitada al sur por el Alto de Cerro Misión y al norte por el Alto Esperanza-Guacharaca denominada subcuenca El Tocuyo. A partir de un sistema de información geográfica, se integraron imágenes de sensores remotos, secciones geológicas de superficies y mapas previos que permitió la actualización del mapa geológico, en él se representa 18 unidades litológicas, con edades desde Proterozoico hasta el Cuaternario, homologadas con datos bioestratigráficos. El modelo tectonoestratigráfico propuesto plantea una evolución polifásica de la Cuenca Agua Salada, resaltando tres episodios: 1) Extensión (Eoceno Oligoceno) en el cual se formó y fue intrusionada la cuenca (Eoceno medio); 2) inversión parcial (Mioceno temprano- medio) que generó la exposición del Alto de Esperanza – Guacharaca, separación de las subcuencas El Tocuyo y Hueque, así como estructuras tipo Arpón y de atajo del bloque techo (*footwall short cut*); 3) Culminando con transurrencia (Mioceno medio- actualidad), que dividido en varios segmentos las cuencas Casupal y Agua Salada. Se comparó los altos de superficie con la geometría del basamento, identificando una relación directa entre ellos, ya que las estructuras de superficie se extienden hasta el basamento (tectónica de piel gruesa), cortando parte las depresiones generadas en episodios extensivos.

TABLA DE CONTENIDO

DEDICATORIA	<i>iv</i>
AGRADECIMIENTOS	<i>v</i>
RESUMEN	<i>vi</i>
TABLA DE CONTENIDO	<i>vii</i>
ÍNDICE DE FIGURAS	<i>xi</i>
ÍNDICE DE TABLAS	<i>xvi</i>
INTRODUCCIÓN	<i>1</i>
CAPÍTULO I	<i>3</i>
GENERALIDADES	<i>3</i>
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	<i>3</i>
OBJETIVOS	<i>6</i>
Objetivo General	<i>6</i>
Objetivos Específicos.....	<i>6</i>
ANTECEDENTES	<i>7</i>
UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	<i>14</i>
CAPÍTULO II	<i>17</i>
METODOLOGÍA	<i>17</i>
DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN	<i>17</i>
ETAPA 1: REVISIÓN DE MATERIAL	<i>18</i>
1. Periodo 1947-1994	<i>19</i>

2.	Periodo 2016-2018	23
ETAPA 2: INTERPRETACIÓN Y MODELADO		27
1.	Interpretación de líneas sísmicas	27
2.	Mapa Geológico y estratigrafía	31
3.	Modelo Estructural	33
4.	Elaboración de transectos estructurales	35
<i>CAPÍTULO III.....</i>		37
<i>MARCO GEOLÓGICO</i>		37
TECTÓNICA REGIONAL.....		37
	Terrenos previos a la Ruptura de Pangea	37
	Proto-Caribe	39
	Placa Caribe	41
	Placa Suramericana	43
	Generación de la Cuenca de Falcón	44
ESTRATIGRAFÍA REGIONAL		52
	Basamento de la Cuenca	54
	Eoceno.....	60
	Oligoceno	66
	Mioceno Temprano	72
	Mioceno Medio - Tardío	77
<i>CAPÍTULO IV.....</i>		84
<i>INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRATIGRÁFICA “CUENCA AGUA SALADA CUENCA - SUBCUENCA EL TOCUYO”.....</i>		84
CALIDAD DE LOS DATOS SÍSMICOS		84
TERMINACIONES SÍSMICAS.....		87
CONFIGURACIÓN DE REFLEXIONES INTERNAS.....		87
	Configuración paralela a subparalelas.....	88
INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL.....		89
INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA.....		93

<i>CAPITULO V</i>	101
<i>MAPA GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA DE LA “CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO”</i>	101
DIGITALIZACIÓN MAPAS TOPOGRÁFICOS Y GEOLÓGICOS.	101
INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA	104
VALIDACIÓN MEDIANTE BIOESTRATIGRAFÍA	109
Asociaciones fósiles retrabajadas	110
Validación de rocas de edad Eoceno	111
Validación de Rocas de edad Oligoceno	113
Validación de Rocas de edad Mioceno	114
HOMOLOGACIÓN UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	116
MAPA GEOLÓGICO FINAL	133
CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO	135
Cuenca de Casupal	137
Cuenca Agua Salada-Subcuenca El Tocuyo	138
Cuenca Agua Salada-Subcuenca Hueque.....	140
CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	141
Interpretación en dirección norte-sur	143
Interpretación en dirección este- oeste	150
<i>CAPÍTULO VI</i>	151
<i>MODELO TECTONO- ESTRATIGRÁFICO “CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO”</i>	151
MODELOS ESTRUCTURALES Locales PREVIOS	152
CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA “CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO”.	155
Estructuras en superficie	155
Estructuras en subsuelo	157

EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA AGUA SALADA-SUBCUENCA EL TOCUYO.....	163
Pre formación de la Cuenca de Falcón	163
Generación de la Cuenca de Falcón oriental asociada a la Extensión Eoceno- Oligoceno	164
Inversión de la Cuenca Mioceno temprano?- medio.	171
Compresión- Transcurrencia del Mioceno medio al presente	174
Transectos estructurales	180
<i>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</i>	188
<i>Conclusiones</i>	188
<i>Recomendaciones</i>.....	192
<i>REFERENCIAS</i>	193
<i>ANEXOS</i>	1

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación relativa del área de estudio.....	16
Figura 2. Metodología de Trabajo. “Evolución tectonoestratigráfica de la cuenca Agua Salada – subcuenca El Tocuyo, Estado Falcón”.....	18
Figura 3. Mapa resumen de las secciones de superficie y zonaciones bioestratigrafías.....	20
Figura 4. Mapas geológicos compilados para la elaboración del mapa geológico estructural del área.....	21
Figura 5. Líneas sísmicas y pozos en Falcón oriental.....	22
Figura 6. Ubicación espacial de información recopilada.....	25
Figura 7. Estaciones gravimétricas en Falcón oriental.....	26
Figura 8. Mapa residual de anomalías de Bouguer.....	26
Figura 9. Relación geométrica de los estratos con las terminaciones sísmicas, 1.	29
Figura 10. Mapas de cartografía nacional 6349, 6449, 6549, 6348, 6448 y 6548, que abarcan la zona de estudio en Falcón oriental.....	32
Figura 11. Calendario tectónico para el norte de Venezuela.....	34
Figura 12. Integración de información de pozo, líneas sísmicas, geología de superficie y aplicación del método Kink para la construcción de los transectos estructurales.....	36
Figura 13. Reconstrucción paleogeográfica del oeste de Pangea para el Permo – Triásico.....	38
Figura 14. Línea evolutiva de eventos en la zona del Caribe.....	39
Figura 15. Hipótesis que explican el origen de la Placa Caribe.....	42
Figura 16. Modelo <i>Pull apart</i> y <i>back arc</i> de generación de la Cuenca de Falcón.....	46
Figura 17. Reconstrucción geodinámica del límite SO de la placa Caribe durante el Paleoceno-Eoceno temprano (60-50 Ma).....	48
Figura 18. Esquema del apilamiento de napas en forma diacrónica de oeste a este para la zona de estudio.....	49

Figura 19. Modelo de generación Grande, S. (2012a) para Cuencas de Falcón oriental (Yaracuybare) y Falcón central.....	51
Figura 20. Cuadro Cronoestratigráfico Falcón oriental	54
Figura 21. Límites aproximados del terreno Falconia	55
Figura 22. Mapa Geológico regional de Suramérica, mostrando los principales rasgos tectónicos y remanentes de corteza de edad Putumayo- Grenvilliana.	56
Figura 23. Esquema de distribución de terrenos en la zona centro-occidental de Venezuela.....	59
Figura 24. Distribución de la Formación Matatere.....	63
Figura 25. Mapa Paleo batimétrico del Eoceno en la cuenca de Falcón.....	64
Figura 26. Mapa Paleo batimétrico del Oligoceno en la cuenca de Falcón.....	67
Figura 27. Mapa Paleo batimétrico del Mioceno Temprano en la cuenca de Falcón.....	73
Figura 28. Mapa Paleo batimétrico del Mioceno Tardío en la cuenca de Falcón.....	78
Figura 29. Línea 78VII.	85
Figura 30. Líneas sísmicas utilizadas en el área de estudio	86
Figura 31. Sección de la línea TO92C25	87
Figura 32. Configuración paralela a subparalelas.....	88
Figura 33. Evidencias de estructura anticlinal.	90
Figura 34 a). Línea sísmica TO92C10, fallas normales que cortan principalmente la secuencia Oligomiocena.....	91
Figura 35. Línea TO92C21 y TO92C25, resaltan las zonas relacionadas a las estructuras tipo arpón y tipo footwall short cut.....	92
Figura 36. Calibración sísmica- pozo	94
Figura 37. Integración de datos de pozo Yaracal calibrados con la línea sísmica compuesta TO92C25-TU78 IV, el pozo Silva.....	95
Figura 38. Depresión identificada en línea sísmica compuesta TO92C25-TU78 IV.....	96
Figura 39. Discordancia Oligoceno Mioceno.	97
Figura 40. Línea TU78IV y pozo Silva.....	98
Figura 41. Líneas TO92C21 y TO92C25, que muestran el adelgazamiento del Miembro El Salto.....	100

Figura 42. Drenajes interpretados y corregidos.	102
Figura 43. Zonas donde se aprecian controles sobre los drenajes	103
Figura 44. Elevaciones identificadas en el área de estudio.....	105
Figura 45. Imagen SPOT 5 falso color bandas 123, en la cual se delimita el alto topográfico denominado Riecito	106
Figura 46. Imagen SRTM 30m en el que resaltan los Altos de Mirimire, Guacharaca y Mene de Acosta.....	107
Figura 47. Imagen Spot 5, falso color, bandas 123. Alto de Mirimire- Capadare, ..	108
Figura 48. Imagen SPOT 5, falso color, bandas 123 de los Altos Cerro Misión y Cerro Chichiriviche.....	109
Figura 49. Imagen SRTM de los Altos de Yumare, Agua Linda, Cerro Misión y Cerro Chichiriviche.....	109
Figura 50. Rango de edades y bioeventos en el pozo Tocuyo 1S.....	112
Figura 51. Modelo de la intrusión submarina somera de un criptodomo basáltico,	113
Figura 52. Figura superior geometría y nomenclatura del mapa Creole Petroleum Corporation (1962).	120
Figura 53. Formaciones Matatere III y La Luna.	121
Figura 54. Especies de nanoplancton calcáreo en Yaracuybare.	122
Figura 55. Formaciones Cerro Misión y Esperanza en el mapa Creole Petroleum Corporation (1962).....	123
Figura 56. Mapas Creole Petroleum Corporation (1962), que separa las Formaciones Bachacal y Casupal	125
Figura 57. Descripción del pozo Silva.....	127
Figura 58. Formación Riecito y Formación Agua Linda	128
Figura 59. Zonas cartografiadas como la Formación San Lorenzo..	130
Figura 60. Capa de fallas y pliegues digitalizados y calibrados mediante imagen SRTM.....	132
Figura 62. Secuencia Estratigráfica, propuesta para las cuencas Agua Salada y Casupal.....	135

Figura 63. Ubicación espacial de las correlaciones estratigráficas en Falcón oriental..	142
Figura 64. Correlación Estratigráfica 1 de la Cuenca Agua Salada- Subcuenca El Tocuyo.....	144
Figura 65. Correlación Estratigráfica 2 de la Cuenca Agua Salada- Subcuenca El Tocuyo.....	145
Figura 66. Correlación Estratigráfica 3 de la Cuenca Agua Salada- Subcuenca El Tocuyo.....	146
Figura 67. Correlación Estratigráfica 4 de la Cuenca Agua Salada- Subcuenca El Tocuyo.....	147
Figura 68. Modelo conceptual del Mioceno temprano para la sedimentación del miembro El Salto de la Formación San Lorenzo.	149
Figura 69. Modelos estructurales previos.	154
Figura 70. Mapa residual de Anomalía de Bouguer.	158
Figura 71. Mapa de 2ª derivada vertical de anomalía de Bouguer.	160
Figura 72. Integración de mapas gravimétricos, estructuras de superficie, menes y pozos..	162
Figura 73. Calendario tectónico propuesto por Audemard, F. (1995) y reconstrucción de estructuras de basamento.....	166
Figura 74. Mapa de actividad ígnea en el oriente de Falcón.....	167
Figura 75. Perfil Acoustipulse. Pináculos marinos de origen volcánico	168
Figura 76. Modelo conceptual de Evolución de la Cuenca Agua Salada, para el Eoceno Oligoceno durante un régimen extensivo.....	170
Figura 77. Evidencias de inversión en la subcuenca El Tocuyo.....	172
Figura 78. Modelo sedimentario esquemático de la cuenca Agua Salada para el Mioceno Temprano.	174
Figura 79. Comparación de imagen SRTM de superficie y mapas de Anomalía residual de Bouguer y segunda derivada.....	176
Figura 80. Evidencias de fallas de basamento.	177
Figura 81. Reconstrucción de posible movimiento dextral de la Falla La Soledad .	178

Figura 82. Modelo conceptual de Evolución de la Cuenca Agua Salada, para el Mioceno.....	179
Figura 83. Transectos Estructurales	180
Figura 84. Transecto estructural 1 de la cuenca Agua Salada	182
Figura 85. Transecto estructural 2 de la cuenca Agua Salada	183
Figura 86. Transecto estructural 3 de la cuenca Agua Salada.	184
Figura 87. Transecto estructural 4 de la cuenca Agua Salada.	185
Figura 88. Tabla resumen de la Tectonoestratigrafía de Falcón oriental.....	187

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de Información de los pozos en la Cuenca Agua Salada.....	24
Tabla 2. Síntesis de Unidades Geológicas en función de su Edad, Ambientes y Lugares de Formación.....	83
Tabla 3. Resumen cronoestratigráfico integrado del pozo Yaracal-1S.....	114
Tabla 4. Resumen cronoestratigráfico integrado del pozo Riecito-1.....	115
Tabla 5. Resumen de Biozonas del pozo Pozón 3.....	116
Tabla 6. Resumen y homologación de trabajos bioestratigráficos en Falcón oriental.....	117
Tabla 7. Área y porcentaje de las Formaciones y unidades ígneo-metamórficos representadas en el mapa.....	133
Tabla 8. Cuadro Cronoestratigráfico Homologado para la cuenca de Falcón oriental.....	136
Tabla 9. Características de Correlaciones estratigráficas Falcón oriental.....	142

INTRODUCCIÓN

En los últimos años la explotación de hidrocarburos en Venezuela ha estado enfocada principalmente en la Faja Petrolífera del Orinoco (crudos pesados y extra pesados), simultaneo a esto los campos maduros con crudos livianos han sido abandonados o han disminuido su producción, lo que ha originado que Petróleos de Venezuela (PDVSA) se ha visto en la necesidad de importar crudos livianos para mezclarlos con crudos pesados y extra pesados. Con el fin de subsanar esta situación, PDVSA ha retomado campañas exploratorias en diversas cuencas de Venezuela para encontrar posibles zonas de yacimientos livianos, lo que implica generar nueva información, integrar la existente y realizar nuevas investigaciones que expliquen la evolución tectónica, estructural, sedimentaria, paleogeográfica de las cuencas y subcuencas generadas por la tectónica del Caribe. Una de las zonas de interés para las campañas exploratorias emprendidas, es la cuenca de Falcón y sus subcuencas.

En este contexto se desarrolló la presente investigación en el oriente del Estado Falcón, cuyo objetivo es analizar a escala regional la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Agua Salada - subcuenca El Tocuyo, generar nuevos datos a partir de la actualización del mapa de geología de superficie, interpretación de transectos estructurales, modelo estructural, análisis estratigráficos, así como, comparar los resultados con los modelos previos que explican la evolución de la cuenca.

El estudio se realizó en dos etapas: en la primera; revisión de material bibliográfico, cartográfico, petrográficos, pozos, líneas sísmicas, gravimetría, estos datos se recopilaron de un conjunto de investigaciones realizadas en el periodo 1940-1994 y la segunda fuente de datos generada dentro del proyecto Especial Mene de Acosta: “Estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos en el estado Falcón” del Instituto de Tecnología Venezolana para el Petróleo (INTEVEP) (periodo 2016-2018).

En la segunda etapa; se procedió a realizar la interpretación y modelado que consistió en la actualización del mapa geológico de superficie (interpretación de sensores remotos, digitalización mapas topográficos y geológicos), en el cual se calibró y validó la información estratigráfica previa con los datos generados por INTEVEP en las áreas de bioestratigrafía, petrografía, difracción de rayos x, esto permitió construir una columna cronoestratigráfica, posteriormente se realizó la interpretación sísmica (terminaciones sísmicas, configuración de reflexiones internas, revisión estructural, interpretación de horizontes), la construcción de correlaciones estratigráficas, transectos estructurales y modelo evolutivo de la cuenca.

El presente trabajo se estructuró en seis capítulos: *Capítulo I. Generalidades*, donde se explica el problema, los objetivos, antecedentes, ubicación del área de estudio. *Capítulo II. Metodología*, en el cual se explican las bases metodológicas que dominan el ámbito de estudio y las dos fases en las cuales se dividió la investigación. *Capítulo III. Marco Geológico* se analiza la evolución tectónica y la estratigrafía del área de estudio, basado en investigaciones previas.

En los siguientes capítulos se muestran los resultados obtenidos en la investigación, *Capítulo IV. Interpretación Sismo-estratigráfica “Cuenca Agua Salada -Subcuenca El Tocuyo”* que abarca la evaluación de las líneas sísmicas, características internas, terminaciones y la forma externa de los reflectores, identificación de discontinuidades, límites de secuencias y análisis estructural de secciones sísmicas *Capítulo V. Mapa Geológico y Estratigrafía de la “Cuenca Agua Salada- Subcuenca El Tocuyo”* se elaboró el mapa geológico de superficie actualizado, se homologaron algunas unidades estratigráficas, las correlaciones estratigráficas y se construyó el cuadro cronoestratigráfico resumen. *Capítulo VI. Modelo Tectonoestratigráfico de la “Cuenca Agua Salada -Subcuenca El Tocuyo”* que muestra transectos estructurales, evolución de los esfuerzos, y el modelo evolutivo de la zona, por último se presentan las *Conclusiones y Recomendaciones*.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Algunas cuencas petrolíferas de Venezuela que pueden contener volúmenes importantes de hidrocarburos livianos, no están bien caracterizadas y muchas de ellas son aún desconocidas, porque no hay información o la que existe está desactualizada y desorganizada lo que dificulta su conocimiento. Una de estas cuencas es la de Falcón, ubicada en el Noroccidente de Venezuela, esta solo ha sido analizada en sus zonas occidental y central, sin embargo, su parte oriental ha sido poco estudiada, en esta zona de acuerdo a Maraven (1981) se ubican las cuencas Casupal y Agua Salada (subcuencas Hueque y El Tocuyo), esta última constituye el objetivo principal de este estudio.

De acuerdo a Findlay A. (1985), el petróleo presente en el este de Falcón es liviano, no se presumen grandes distancias de migración por los altos valores API, por lo tanto, el autor plantea que la roca generadora está muy cerca y que el petróleo se generó antes de la inversión de la cuenca, en la zona de máxima profundización de ésta. Así mismo, en Falcón oriental existen estructuras extensionales costa afuera y compresivas en la zona continental, relacionadas seguramente al movimiento dextral de las fallas transcurrentes en la zona.

En la cuenca Agua Salada existen evidencias de Menes y explotación de hidrocarburos, especialmente en el campo Mene de Acosta, de acuerdo a Findlay A. (1985), el campo produjo hasta el año 1940 unos 750.000 barriles de petróleo liviano

reportados por la compañía *Tocuyo Oilfields Limited*. De acuerdo a Escandón, L. y Arévalo F. (2009), este viejo campo tiene más de 75 años abandonado, y fue administrado por empresas que no estaban obligadas a reportar técnicamente a la nación, por lo que es posible que el número de barriles extraídos, fue mayor al que se reportó.

Es importante destacar que aunque la zona de interés cuenta con información en diversas disciplinas, ésta se ha construido en lapsos de tiempo diferentes, de manera aislada, generando contradicciones y un entendimiento insuficiente de la cuenca oriental de Falcón, lo cual ha ido en detrimento del desarrollo de producción de hidrocarburos, en esta zona.

La base para la exploración y explotación de petróleo en la zona es la generada por *North Venezuela Petroleum Company* y *Creole Petroleum Corporation* (1920-1975), las cuales realizaron diversos levantamientos geológicos de superficie, pozos exploratorios, recolectaron núcleos y registros. La estratigrafía de la cuenca oriental de Falcón, fue definida principalmente durante la primera mitad del siglo XX, se basó en estudios de foraminíferos, que generaron rangos de tiempo muy amplios para las formaciones y que actualmente no se adaptan a las nuevas tablas de tiempo geológico, además la información plasmada en el mapa de geología de superficie es contradictoria e inconsistente, por otra parte mucha de la información para reinterpretar los datos está extraviada.

En relación a las unidades estratigráficas es común encontrar nombres inválidos o informales, descripciones litológicas que varían dependiendo de los autores, lo que genera confusión y contradicciones, además el mapa geológico de la zona data del año 1962. Por lo antes mencionado, es pertinente ordenar y actualizar las unidades, para lograr un marco estratigráfico claro de la cuenca Agua Salada que se transforme en herramienta para estudios exploratorios más detallados

La información de pozos con la que cuenta Falcón oriental está representada por 79 perforaciones, la mayoría realizadas entre 1920-1950, en los alrededores del campo Mené de Acosta y zonas cercanas, los reportes de estos pozos son

insuficientes, incluso muchos de ellos no tienen ningún tipo de información documental. En cuanto a las líneas sísmicas, éstas corresponden a dos campañas desarrolladas por la empresa Maraven durante los años 1978 y 1992, principalmente enfocadas en la zona de costa afuera, que contienen un pequeño tramo de unos 200 Km de sísmicas 2D, representadas en 11 líneas sísmicas levantadas sobre carreteras que se ubican dentro del área de interés, pero que presentan problemas de resolución y desplazamiento entre sí.

En el área de interés de esta investigación, la litología dominante está conformada por rocas sedimentarias de tamaño limo, arcilla y arenas finas, esto dificulta la preservación de afloramientos representativos en superficie, lo que complica en gran medida la toma de muestras, su adecuado control, además las evidencias de contactos formacionales, estructuras geológicas y las características geomorfológicas son difícil de identificar en campo.

Para explicar el origen de la cuenca oriental de Falcón existen diversos modelos, que hasta la fecha no han sido corroborados por la poca sistematización de la información y ausencia de datos. Las estructuras características son pliegues y fallas relacionados con la interacción de las Placas Caribe y Suramericana, lo que complica en gran medida la comprensión del área, aunado a esto las escasas líneas sísmicas que existen en superficie, no han permitido elaborar transectos y modelos estructurales detallados de la cuenca oriental de Falcón.

En el área no está claramente definido el sistema petrolífero, no hay un mapa geológico actualizado, la estratigrafía no está totalmente homologada, lo único evidente en la zona, es que las características tectono-estructurales son bastante complicadas, si bien hay estudios de diversas disciplinas (geofísica, minería y geología), falta un enfoque integrador que permita aclarar las incongruencias de la zona oriental de Falcón. Por lo tanto, no hay estudios exploratorios ordenados e integrados que permitan descartar o certificar la presencia de hidrocarburos económicamente rentables en la cuenca Agua Salada.

Esta investigación analiza a escala regional la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Agua Salada-Subcuenca El Tocuyo, a través de la organización e integración de información sísmica, de núcleos, registros de pozos, muestras de superficie y gravimetría. Además, permitirá generar nuevos datos a partir de la actualización del mapa de geología de superficie, interpretación de transectos estructurales, calibración de la estratigrafía con datos de palinología y bioestratigrafía, así mismo, contribuirá a comparar los resultados con los modelos previos propuestos para explicar la evolución de la cuenca.

Estos aportes son fundamentales para entender el orden de las unidades estratigráficas; determinar cómo afectó la tectónica Caribe la configuración estructural del oriente de Falcón, información imprescindible para en un futuro identificar elementos del sistema petrolífero, delimitar posibles prospectos y efectuar análisis exploratorios más detallados.

OBJETIVOS

Objetivo General

- Analizar la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Agua Salada - Subcuenca El Tocuyo, mediante la integración de datos de geología de superficie, pozos, sísmica y métodos potenciales.

Objetivos Específicos

- Interpretar estructuralmente los datos sísmicos 2D alrededor del Campo Mené de Acosta para la descripción de estilos estructurales, patrones de deformación y su relación con modelos propuestos en regiones vecinas.
- Actualizar el mapa geológico de superficie a partir de la compilación de información documental, imágenes de sensores remotos, cartografía geológica y homologación de unidades estratigráficas.

- Elaborar transectos estructurales a partir de la integración de información de geología de superficie, datos de pozos, datos sísmicos y métodos potenciales en el área de estudio.
- Identificar las fases de deformación y el modelo de evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Agua Salada - Subcuenca de Tocuyo y su relación con los modelos geodinámicos del Caribe

ANTECEDENTES

Lorente, M. (1978), realiza un análisis estratigráfico en el NE de Falcón basado en foraminíferos, identificó las zonas bioestratigráficas de la Formación Agua Salada (Oligo -Mioceno) y las calizas aflorantes en el poblado Capadare, además elaboró un estudio paleo ambiental de las calizas y rocas clásticas presentes en la zona. Gracias a la fauna presente identificó dos facies; una clástica representada por lutitas, limolitas y areniscas las cuales asoció a un origen turbidítico (Curamichate) y no deltaico como mencionan otros autores.

La otra facies de tipo carbonática de la Formación Capadare, consiste en calizas desarrolladas en una plataforma aislada, de aguas claras, con buena oxigenación y profundidades menores de 30 metros, en su tope se observó influencia de olas. Por último, también la autora señala que la plataforma en la que se depositaron los bancos carbonáticos, estaba dividida en su zona central por un surco que representaba la zona batial, estas áreas de plataformas aisladas en subsuelo son de interés prospectivo ya que puede ser una roca reservorio importante. Este es uno de los primeros trabajos estratigráficos de la cuenca Agua Salada convirtiéndose en referencia fundamental para la presente investigación.

Muessing, K. (1984), considera que la Cuenca de Falcón se formó bajo condiciones de tectónica extensional durante el Oligo-Mioceno, a partir de la transurrencia dextral de rumbo este-oeste (Falla de Oca, San Sebastián y Cuiza), que combinadas con fallas normales de rumbo NO generaron una cuenca de tracción

(*pull apart basin*). Este régimen tectónico extensivo de *pull apart* explica también la generación de la cuenca Bonaire adyacente a Falcón.

La fase extensiva con orientación NE fue acompañada por el adelgazamiento de la corteza y por la inyección de magmas basálticos, condiciones causantes de la subsidencia de Falcón. Las etapas finales del desarrollo de la cuenca generaron pliegues, fallas inversas y pequeñas fallas transcurrentes, las cuales han sido amplificadas durante la inversión de la cuenca durante el Mio-Plioceno. Asimismo, este investigador menciona que la generación del bloque Bonaire puede ser explicada mediante una zona de *pull apart* generada entre las fallas al norte de Venezuela y el cinturón de deformación de Curazao. La relación del trabajo con el área de estudio es que es uno de los primeros modelos que explican la generación de la Cuenca de Falcón.

Díaz de Gamero, M. (1985a), efectúa una evaluación estratigráfica de las rocas que pertenecen a la cuenca Agua Salada, la autora indicó que la depositación se produjo en un solo ciclo sedimentario, caracterizado por un ambiente marino. Reportó un levantamiento en la cuenca Agua Salada durante el Eoceno lo que generó la discordancia entre la base del Grupo Agua Salada y las formaciones infrayacentes, de igual manera, durante el Mioceno tardío se produjo otro levantamiento que ocasionó erosión sobre todo en la zona oriental, lo cual contrasta con la zona norcentral de Falcón.

El desarrollo de plataformas carbonáticas aisladas tipo Bahamas (pero de menor extensión), está relacionado a los altos topográficos producidos durante los eventos tectónicos que afectaron la cuenca. Por otra parte, esta autora evaluó las formaciones perteneciente a la secuencia Oligo-Mioceno que componen el grupo Agua Salada (Guacharaca, San Lorenzo, Pozón) y propone que estas sean redefinidas en la Formación Agua Salada con un miembro denominado arenas El Salto, además menciona que la Formación esta interdigitada con la Formación Capadare. Este trabajo es fundamental para la revisión estratigráfica de la cuenca, aporta información

paleo-ambiental y tectónica de interés para la presente investigación al norte del Alto de Esperanza -Guacharaca.

Porras, L. (2000), considera que el origen de la Cuenca de Falcón está asociado a colapsos extensionales internos, dentro de una cuenca detrás de arco (*Back-arc*), basado en el esquema de orógeno de flotación de Oldow, S. *et al* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura), según esto, se daría la presencia de estos sistemas en cuencas delante de arco (*Fore-arc*), arco y detrás de arco (*Back-arc*) que se desarrollan en los márgenes convergentes de las placas.

El modelo postula un orógeno en flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la Placa Sudamericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Durante el Mioceno Medio por la tectónica andina la cuenca de Falcón comenzó a invertirse de SO a NE, este proceso generó estructuras anticlinales. Para el Plioceno se generó fallamiento listrico hacia la cuenca, que culmina con estructuras compresivas de pie de talud tipo (*toe thrusts*) y finalmente la tectónica transtensiva de Boconó y San Sebastián ocasionó estructuras de colapsos de grandes dimensiones en las regiones de Golfo Triste y Plataforma de La Guaira. Este modelo es una propuesta para la generación y evolución tectónica de la cuenca en estudio, el cual servirá como referencia para comparar con los resultados obtenidos, en la presente investigación.

Audemard, F. (2001), realizó una evaluación de los esfuerzos actuales y la tectónica dominante en la cuenca de Falcón, señala que en la actualidad el esfuerzo principal está orientado en dirección NNO-SSE y el esfuerzo mínimo horizontal ENE-WSO. Identificó cinco familias de fallas: 1) Transcurrentes dextrales en dirección W-E; 2) Transcurrentes dextrales NO-SE, sintéticas; 3) Normales NNO-SSE 4) Transcurrentes sinestrales N-S a NNE-SSO antitéticas e 5) Inversas ENE-WSO.

El límite entre los bloques Maracaibo y Bonaire atraviesa la Cuenca de Falcón en régimen transpresional ocasionando partición de la deformación mediante el sistema de Fallas Oca-Ancón, y las fallas subordinadas a ésta. Indica que la actividad neotectónica identificada comenzó desde el Pleistoceno Medio hasta el presente y que la inversión de la cuenca inició hace 17 Millones de años (Ma), quedando evidenciada hasta la actualidad gracias a los criterios microtectónicos analizados en campo. Este análisis muestra las características estructurales actuales de la cuenca objeto de estudio de esta investigación.

Gorney, D., et al (2007), señalan en su estudio tres fases tectónicas cenozoicas: la primera implica la convergencia del arco volcánico del Caribe con la placa Suramericana (Paleógeno), apertura de las cuencas Falcón Bonaire en un ambiente intra-arco (Eoceno-Oligoceno) y colisión oblicua generando un sistema de fallas normales en sentido este-oeste el cual está invertido en Falcón y poco deformado en Bonaire; la segunda fase (Mioceno Temprano - Medio) activa localmente en Falcón-Bonaire, se caracteriza por rifting de la cresta de las Antillas en sentido este-oeste- a lo largo de un sistema de fallas normales en dirección NO, estas fallas son más jóvenes que las fallas normales de la primera fase, tal como lo indica el relleno sedimentario más joven de las cuencas de Aruba y el oeste de Curazao.

La fase tectónica (Mioceno Medio –Presente), se caracteriza por la inversión de la cuenca de Falcón. Los autores consideran que el sistema de fallas normales del Eoceno- Oligoceno soportaría el modelo de cuenca *Back arc*, mientras que la familia de fallas Mioceno dan sustento a la propuesta de *pull apart*, pero señalan que este último sistema de fallas no estaba desarrollado para el momento en el que se generó la cuenca y lo consideran responsable posteriormente de la generación de las cuencas de Aruba y Curazao. Este trabajo genera aportes para validar el modelo de generación de la cuenca y serán comparados con los resultados obtenidos en este estudio.

Bezada, M., et al (2008), realizaron un estudio de la corteza de la Cuenca de Falcón mediante datos gravimétricos y sísmicos, en él proponen la primera evidencia

sísmica disponible de la existencia de corteza continental debajo de la cuenca, por otra parte, su modelo muestra adelgazamiento de la corteza debajo de la cuenca Falcón, donde la profundidad de Moho disminuye a 27 km desde valores de 40 km y unos 100 km al sur.

A partir, de la conversión de valores de velocidad en densidad, proponen que la respuesta gravimétrica resultante es consistente con la anomalía de gravedad regional, además señalan que el resultado de adelgazamiento de la corteza y anomalías en el Moho obtenidos apoya el origen de la cuenca de Falcón a partir de la extensión en una cuenca *back arc*, descartando la idea de pull-apart. Este estudio es importante para la presente investigación ya que genera datos para el análisis tectónico de la cuenca Agua Salada.

Pindell, J. et al (2009), establecen la presencia del Proto-Caribe como un ramal oeste de la dorsal Centroatlántica, sin embargo, dicha placa oceánica ya no existe, pues ha sido subducida por debajo de la placa del Caribe. Esta última se considera formada en el Pacífico y se separó de la placa de Farallón, también subducida debajo del margen oeste de las Américas, debido a la generación de una meseta submarina de gran espesor, denominada *Caribbean Large Igneous Province (CLIP)*. Los procesos de *slab break off* y *flat slab subduction* son mecanismos de ajustes muy comunes en la compleja evolución de la tectónica Caribe. Este trabajo forma parte de las teorías de evolución de la cuenca de interés, aportando para el análisis tectónico la presencia del Proto-Caribe dentro de la evolución de Falcón.

Grande, S. (2012 a), evaluó las teorías que explican el origen de la cuenca de Falcón, descartando los modelos de *pull apart* Muessing, K. (1984). Su hipótesis denomina Provincia ígnea del Proto-Caribe (PIP) a la litosfera implicada en una subducción debajo del terreno falconia, la cual produce dos episodios de ascenso astenosférico y el adelgazamiento de la corteza.

En la primera etapa ocurre la rotura de la cuña de subducción (*slab break off*) y en la segunda hundimiento en el manto del extremo de la placa rota (*slab foudering*). Estos episodios explican el emplazamiento de los cuerpos ígneos y la formación de

las cuencas: Yaracuybare (oriente de Falcón/AguaSalada) durante el *slab break off* y la cuenca de Falcón central durante el *slab foundering*. Esos planteamientos constituyen una explicación a la presencia de actividad ígnea dentro de Falcón oriental, lo que contribuye al análisis de la tectónica del área de estudio.

Toribio, E. (2012), elaboró un modelo Tectonoestratigráfico costa afuera de la zona vecina a la cuenca Agua Salada, en el Estado Falcón, define ocho eventos tectónicos, seis estilos estructurales y cinco secuencias depositacionales. Plantea la presencia de secuencias depositacionales desde el Eoceno? hasta el Plioceno; entre ellas secuencias marinas, depósitos regresivos discordantes, secuencias asociadas a eventos compresivos por la inversión de la cuenca, evidencias de migración del eje de la cuenca hacia el norte. La importancia de este estudio radica en que es una zona próxima al área de estudio y abarca temas relacionados a los estilos estructurales y tectónicos que van a ser comparados en esta investigación.

En cuanto a los estilos estructurales señala: 1) Tectónica extensionales, con orientación SO-NE y este-oeste que originaron las depresiones y altos estructurales afectando al basamento y toda la secuencias depositadas. 2) Tectónica de lodo, la cual generó diapiros. 3) Tectónica gravitacional, la cual produce fallas lístricas con vergencia NE sobre el quiebre de talud, 4) Tectónica de inversión, se refleja en la reactivación de fallas normales y lístricas, generando deformación. 5) Zona triangular, que es un área deformada con corrimientos internos, su parte basal de despegue Eoceno?-Oligoceno hasta un despegue superior en el Mioceno. 6) tectónica transcurrente, falla dextral en el Golfo Triste, asociada posiblemente a la extensión de la falla de Boconó en dirección NNE.

Grande, S. (2013), en base a evidencias geocronológicas, petrográficas y litológicas propone la existencia del Terreno Falconia que es un bloque alóctono, de edad Neoproterozoico, de alto-medio grado metamórfico, de posible afinidad Grenvilliana, perteneciente originalmente al orógeno Putumayo el cual subyace el noroccidente de Venezuela y es el basamento metamórfico de la cuenca de Falcón y quizás otras cuencas del occidente del país.

Este bloque presentó episodios de adelgazamiento cortical e intrusiones ígneas durante dos procesos extensionales litosféricos de tipo toleítico y alcalinas, orientados en sentido SO-NE, lo que la diferencia de las demás cuencas venezolanas que no tienen actividad ígnea. Este trabajo es un complemento a la hipótesis planteada en Grande, S. (2012a), sobre *slab break off* para la generación de las cuencas Yaracuybare y Falcón a partir del cual se podrán hacer comparaciones con los resultados obtenidos en este estudio.

Linares, F. (2013), elabora un mapa de profundidades del basamento cristalino de la cuenca de Falcón, modela 5 perfiles geológicos que muestran rasgos tectónicos importantes, principalmente orientados al origen conjunto de las cuencas de Falcón y Bonaire, la acreción de provincias geológicas en todo el noroccidente de Venezuela y la frontera tectónica entre el bloque de Trujillo y el bloque de Maracaibo. Este autor elaboró un mapa de profundidad de Mohorovicic calculado a partir de los modelos geológicos que muestra un adelgazamiento cortical en Falcón oriental. Servirá como referencia para calibrar los transectos estructurales que se construirán en esta investigación.

Baquero, M. (2015), indica que el basamento del norte de la placa Suramericana incluyen tres diferentes provincias: Una Precámbrica ubicada al sur de Venezuela conocida como el escudo de Guayana. 2) Un cinturón Paleozoico cubierto por una secuencia sedimentaria Cretácica o Neógena, que se ubica entre la serranía de Perijá y el margen oeste de la cuenca Barinas-Apure y 3) un cinturón alóctono constituido por un complejo de rocas metaígneas, metasedimentarias, y metavolcánicas del Mesozoico-Cenozoico, el cual es reconocido en el margen norte de Venezuela y limitado al sur por un frente de corrimiento en la zona centro-oriental y por la falla de Oca al noroccidente.

De acuerdo a los nuevos datos geocronológicos, geoquímicos e isotópicos del basamento de la cuenca de Falcón y norte de la cuenca de Maracaibo se pueden definir varios dominios geológicos de distintos orígenes y edad. Señala que en el Paleoceno-Eoceno, durante la acreción del bloque Falconia a Suramérica, pudo ser

subducida una porción de placa oceánica (Proto-Caribe) aledaña al margen NO de Suramérica, lo cual apoya la teoría de Grande, S (2012), de un adelgazamiento cortical por *slab break off*.

Silva, A. (2015). A partir del cálculo de la anomalía de Bouguer, dividió las estructuras principales en tres zonas: la región Norandina dominada por el sistema de fallas de Boconó presentando una respuesta que va desde -30.5 mgal a 130.81 mgal; la región conformada por la Cuenca de Falcón y las Napas de Lara que presentan una respuesta gravimétrica en el rango que va desde 38.1 mgal hasta -60.6 mgal; la región de la Cordillera de la Costa dominada por el sistema de fallas San Sebastián y La Victoria cuya respuesta varía desde 22.4 mgal hasta los -82.2 mgal.

Identificó mediante la técnica de análisis espectral que, la profundidad promedio para la discontinuidad de Mohorovicic es 36.73 km y la discontinuidad de Conrad es de 16.99 km para la región occidental venezolana. Los resultados muestran rasgos tectónicos importantes, principalmente una variación del espesor cortical en la zona, asociado al adelgazamiento cortical de Falcón oriental. Los valores sirven para entender el comportamiento de las anomalías en subsuelo y su relación con los transectos estructurales de este trabajo.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de este estudio se ubica el NO de Venezuela, en la parte oriental del estado Falcón, limita al norte por la Ensenada de la Vela, al este el Golfo Triste y la costa de Falcón oriental, corresponde a unos 4800 Km². Geológicamente está dentro de la zona oriental de la Cuenca de Falcón donde se ubican las cuenca Casupal y Agua Salada (subcuencas Hueque y El Tocuyo). De acuerdo al Instituto Nacional de Estadística (2014), la zona donde está emplazada la cuenca de Falcón presenta llanuras costeras, sierras, valles, depresiones y piedemonte, con alturas de hasta 1900 msnm. En el istmo de Paraguaná se localizan arenas nómadas o dunas.

Cuenta con vegetación de sabanas con predominancia de gramíneas; bosques xerofíticos, bosques primario perennifolios, manglares y vegetación de tipo litoral en la costa; arbustales y matorrales principalmente espinosos en lomas del sur del Estado; condónales y espinares en las inmediaciones de Coro e interior de Paraguaná. El clima es semiárido, bastante seco, excepto en la zonas que se despliega entre Tucacas, San Juan de los Cayos y Mirimire, y en las laderas de la serranía de San Luis. Las precipitaciones son escasas hacia la costa, con medias anuales de 800 a 1.200 mm en las áreas de mayor altura. La época de lluvias es bastante corta, de octubre a diciembre. La temperatura promedio del estado, en las llanuras costeras es de 28,7 °C, y desciende en las zonas montañosas a 21,2 °C.

El autor Grande, S. (2012a), señala que la cuenca Falcón-Bonaire tiene una longitud aproximada de 800 Km, se extiende desde la Isla de Margarita hasta el estado Falcón, la parte que corresponde a la cuenca de Falcón propiamente dicha abarca unos 300 Km de longitud entre la plataforma de Dabajuro y la costa vecina al Golfo Triste. Audemard, F. (1995) describe la cuenca de Falcón como una cuenca que solía ser la extremidad occidental de la cuenca de Bonaire hasta que fue invertida y deformada en varias fases, con sedimentación bastante continua, principalmente marina y con tres discordancias regionales.

Según Díaz de Gamero, M. (1985a), Ghosh, S., *et al* (1997) y Mendoza, V., (2005) la zona este de Falcón oriental está formada por las cuencas Casupal y Agua Salada (Subcuenca Hueque y Subcuenca Tocuyo), señalan que el límite entre ellas es el Alto de Cerro Misión. La cuenca de Agua Salada se formó durante el Eoceno? y Mioceno tardío, caracterizada por ser una cuenca abierta hacia el NE, probablemente conectada en algunas ocasiones con la cuenca de Falcón central al oeste (Figura 1)



Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias Geológicas



**EVOLUCIÓN TECTONOSTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA
AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO, ESTADO FALCÓN.**
Trabajo Especial de Grado
Jesús E. Monsalve (2019)

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Leyenda

- ☐ Área de Estudio
- ☐ Cuenca Agua Salada
- ☐ Subcuenca El Tocuyo
- ☐ Subcuenca Hueque
- ☐ Cuenca Casupal



UBICACIÓN NACIONAL
ESTADO FALCÓN



UBICACIÓN REGIONAL
FALCÓN ORIENTAL

Trabajo Especial de Grado presentado dentro de la Estrategia académica en el estado Falcón, sector Meru de Acosta
PVSUBACSEBT Esporadico, "Proyecto Especial Meru de Acosta"

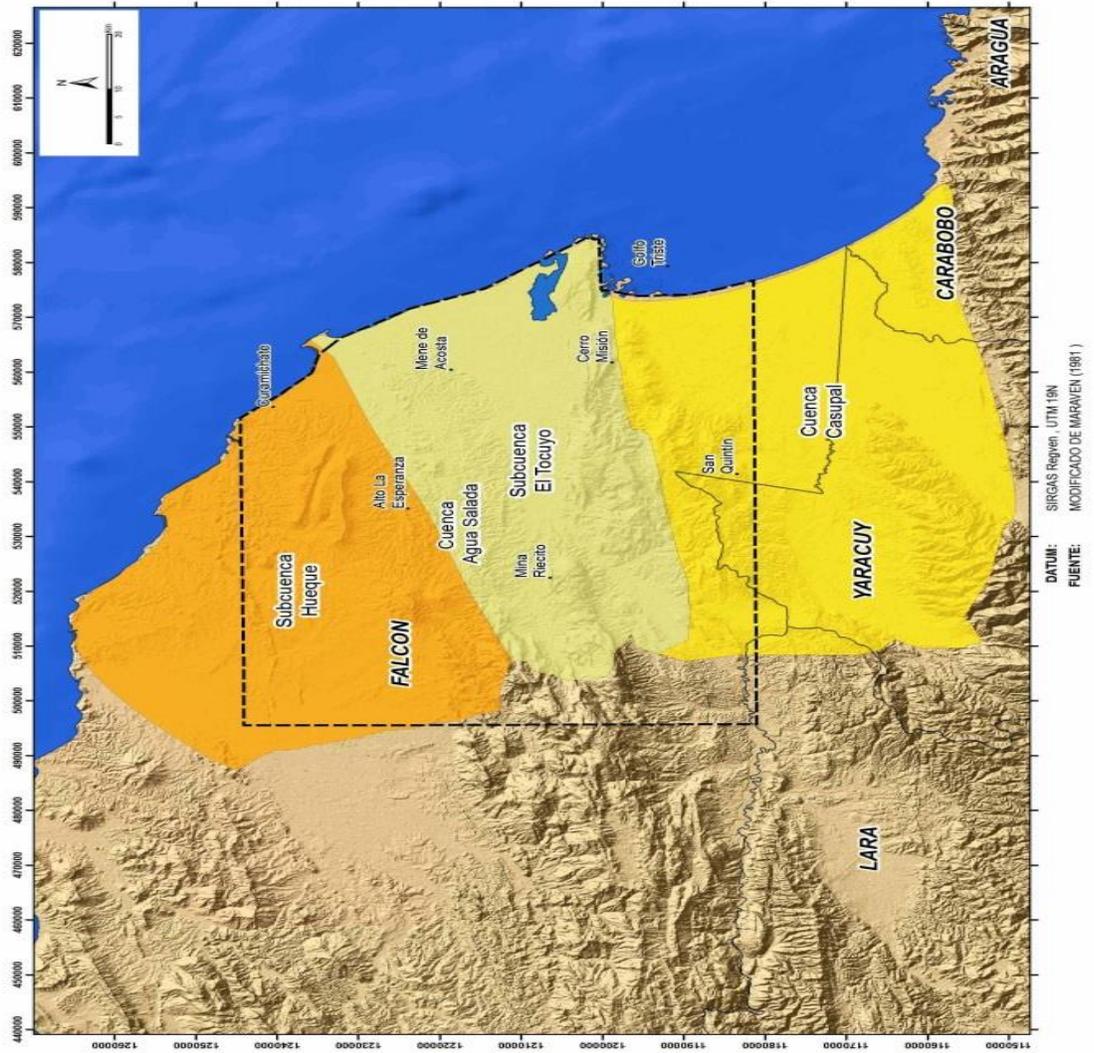


Figura 1. Ubicación relativa del área de estudio. Se muestran las Cuencas de Casupal y Agua Salada, además la subdivisión en las subcuenca El Tocuyo y Hueque. Modificado de Maraven (1981).

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

En el presente capítulo se expone el tipo de investigación, la finalidad general del estudio, los métodos, técnicas y procedimientos aplicados, para la recolección de la información que contribuya analizar la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Agua Salada - Subcuenca El Tocuyo, estado Falcón. Los datos que se tienen del área provienen de diferentes fuentes, por lo que en esta investigación se busca la organización, integración y análisis de datos de geología de superficie, pozos, sísmica y métodos potenciales, que serán complementados con datos realizados por INTEVEP como; nanofósiles, palinología, secciones finas, entre otros.

DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

El estudio se realizó en dos etapas: en la primera fase un estudio documental y descriptivo a nivel regional de la Cuenca Agua Salada - Subcuenca El Tocuyo, los datos se recopilaron de un conjunto de investigaciones documentales realizadas en años anteriores (1940-1994) y las desarrolladas dentro del proyecto Especial Mene de Acosta: “Estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos en el estado Falcón” de INTEVEP, años 2016-2018.

Se eligieron secciones tipo y bioestratigráficas en el área de estudio, mapas geológicos, mineralogía, petrografía, pozos y líneas sísmicas; posteriormente, se construyó el mapa base sobre el cual se plasmó la estratigrafía del área definida en estudios previos, además se efectuó control de calidad sobre la información de líneas sísmicas, datos de pozo, secciones estructurales y estratigráficas.

En la segunda etapa, se procedió a la interpretación y modelado, a partir de los datos sistematizados y organizados, se realizó la actualización del mapa geológico de superficie, en el cual se calibró la información estratigráfica previa con los datos generados por INTEVEP en las áreas de bioestratigrafía, petrografía, difracción de rayos x, se realizaron correlaciones estratigráficas, otro aspecto abordado en esta etapa consistió en la interpretación sísmica y el modelado de transectos estructurales que permiten entender la evolución tectónica de la zona. En la Figura 2 se muestran cada una de las etapas que conforman esta investigación:

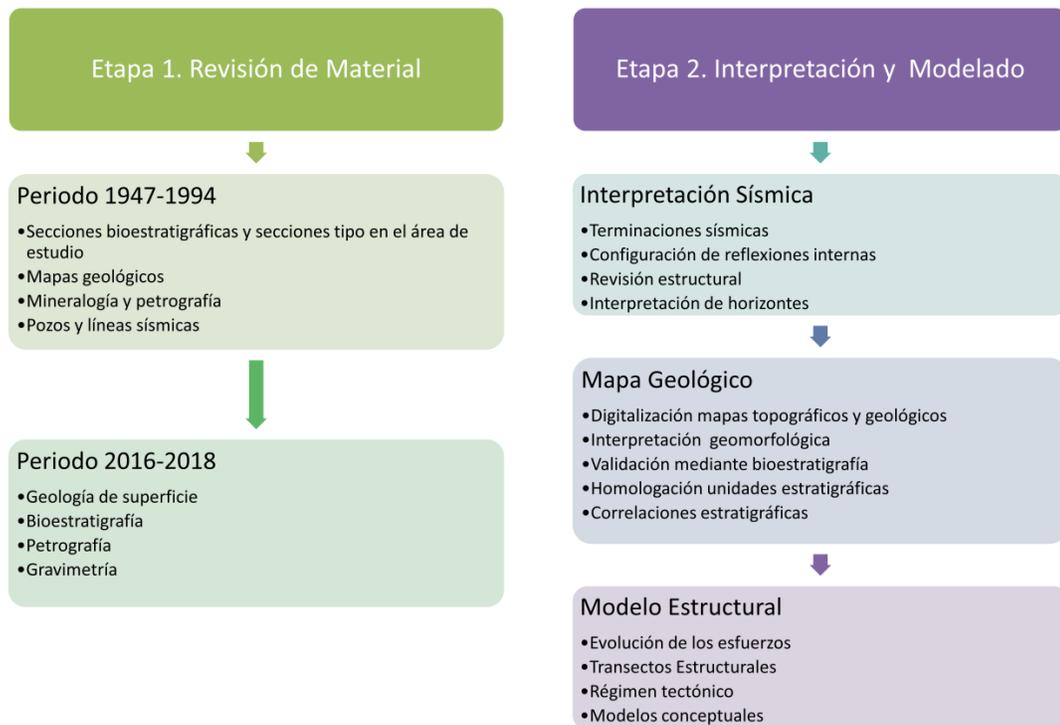


Figura 2. Metodología de Trabajo. “Evolución tectonoestratigráfica de la cuenca Agua Salada – subcuenca El Tocuyo, Estado Falcón”.

ETAPA 1: REVISIÓN DE MATERIAL

Consistió en recopilar, revisar y analizar artículos, trabajos previos, líneas sísmicas, pozos, mapas cartográficos y geológicos, ensayos de laboratorio, suministrados por INTEVEP, así mismo los datos obtenidos en revistas digitales, en

la biblioteca Central y de la Escuela de Geología y Minas de la Universidad Central de Venezuela, posteriormente, esta información fue digitalizada, validada, estandarizada y tabulada con la finalidad de generar una base de datos, insumo principal de información para el desarrollo del proyecto.

Se revisaron dos rangos temporales de información; la primera, corresponde a información desde los años 1940 hasta 1994, que abarca informe de las empresas petroleras concesionarias de la zona: North Venezuelan Petroleum Company, Creole Petroleum Corporation, Maraven, Lagoven, así como, tesis de grado desarrolladas durante estos años; el segundo grupo de información consistió en datos nuevos de campo, reinterpretación de núcleos, ensayos de laboratorio y análisis bioestratigráficos, efectuados entre los años 2016- 2018, por PDVSA - INTEVEP. Es importante resaltar que entre los años 1994-2015, se realizaron pocos o ningún trabajo en el área de Falcón oriental por eso se divide en estos dos grandes periodos.

1. Periodo 1947-1994

Para este trabajo resultaron de vital importancia los informes Suter, H. (1947), Renz, H. (1948), Kugler, H. (1949), Natera, B. (1957), Blow, W. (1959), Wheeler, C. (1963), Lorente, M. (1978), Díaz de Gamero, M. (1985b y 1985a) y Findlay A. (1985) entre otros, ya que a partir de estos informes se realizó reinterpretación de gran cantidad de información para adecuarla y homologarla. En estos trabajos se encuentran descripciones litológicas, datos de pozos, cortes estructurales, columnas estratigráficas, datos originales de especies y zonaciones bioestratigráficas, petrografía, minerales pesados, descripciones de secciones tipo de las formaciones y datos estructurales, seguidamente se muestra el tipo de información recopilada:

Secciones bioestratigráficas y secciones tipo en el área de estudio: Las secciones bioestratigráficas corresponde a los trabajos de Renz, H. (1948), Blow, W. (1959), y Lorente M. (1978), estudian las formaciones San Lorenzo, Pozón, Capadare y Agua Salada, las zonas bioestratigráficas estaban construidas originalmente con edades diferentes, por lo que posteriormente se debían adecuar a la

tabla de tiempo geológico actual. Las secciones tipos de las formaciones Agua Linda y Casupal propuestas por Natera, B. (1957), se referenciaron geográficamente y se plasmaron sobre el mapa base, para construir la base de datos (Figura 3).

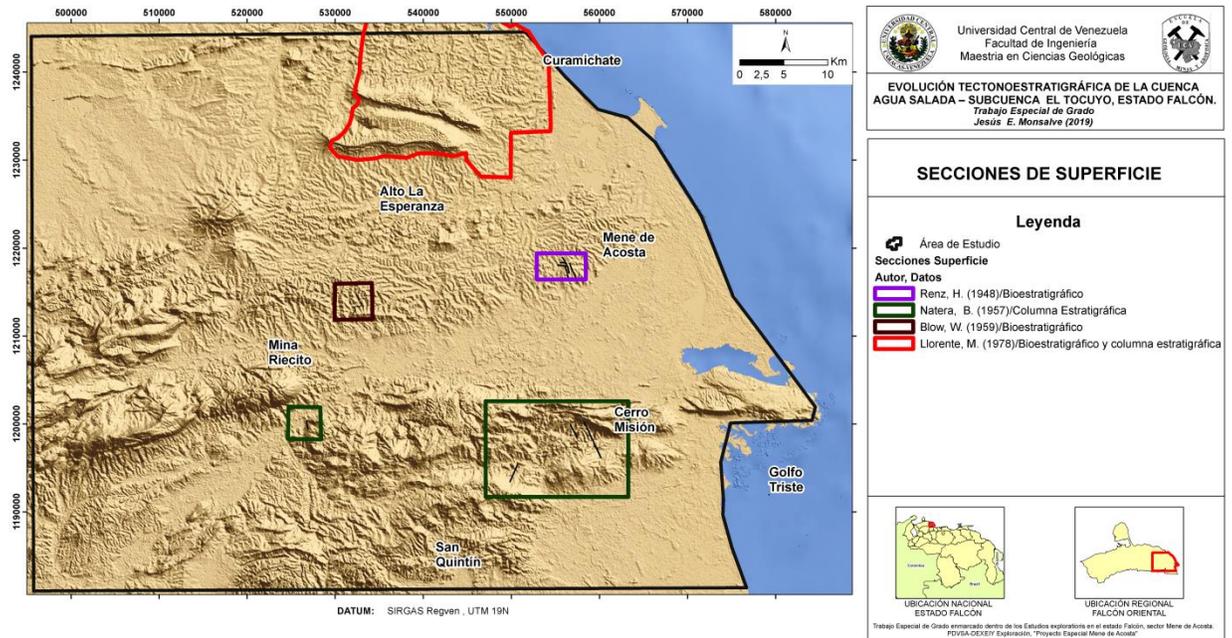


Figura 3. Mapa resumen de las secciones de superficie y zonaciones bioestratigrafías. Secciones de referencia de los miembros El Salto y Menecito de la formación San Lorenzo de Renz, H. (1948), secciones de las formaciones Agua Linda y Casupal estudiadas en Natera, B. (1957), sección tipo de la Formación Pozón, definida en Blow, W. (1959) y sección tipo de la formación Capadare Llorente, M. (1978).

Mapa Geológico: Se tomaron como base los mapas *Creole Petroleum Corporation* (1962), Bellizzia A. *et al* (1968), Méndez, J. (1969), Audemard, *et al* (2000), Utrera *et al* (2009), Morillo, Z. (2009), Baquero, M. *et al* (2011) y Urbani, F. *et al* (2014) (Figura 4), estos mapas se convirtieron en referencia para actualizar y digitalizar el mapa geológico del área, todos los mapas se georreferenciaron y adecuaron al Datum Regven 19 N.

Mineralogía y Petrografía: Se identificaron en los trabajos de Renz, H. (1948) y Lorente, M. (1978) datos sobre secciones finas y cuantificación de minerales pesados en rocas pertenecientes al Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo y

las Arenas de Curamichate?, proponiendo algunos de estos estudios fuentes de aporte ígneo metamórfico para las rocas analizadas.

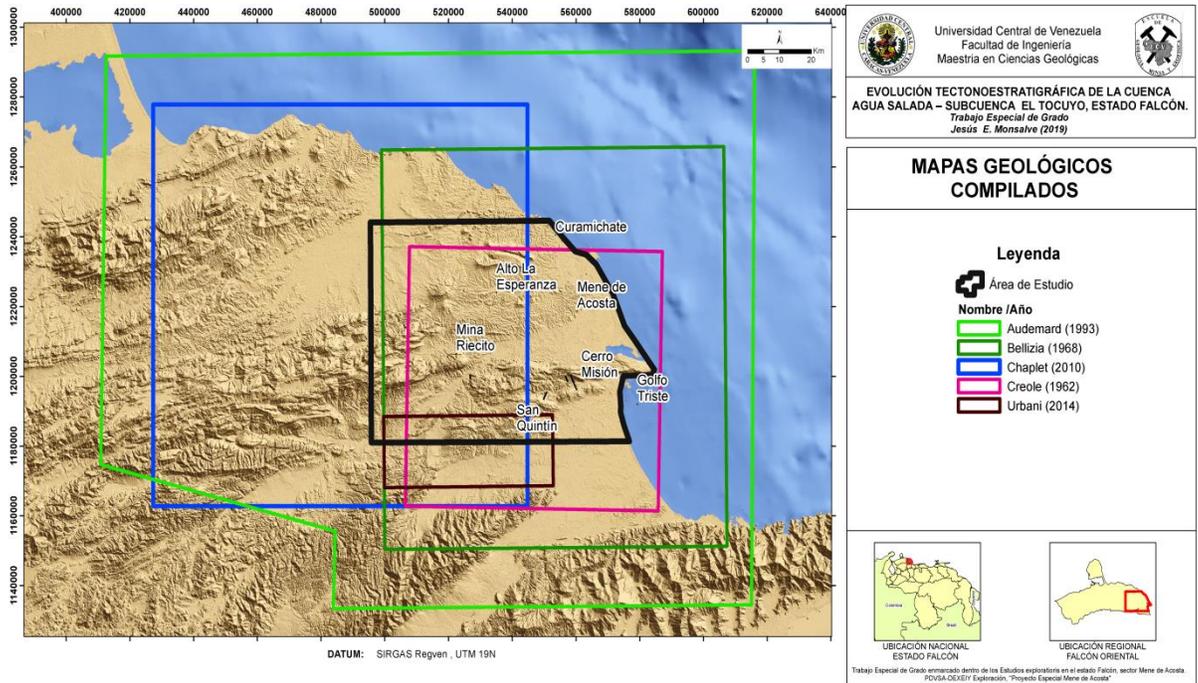


Figura 4. Mapas geológicos compilados para la elaboración del mapa geológico estructural del área. En rojo se muestra la zona de estudio:

Pozos y Líneas Sísmicas: Las líneas sísmicas corresponden a las campañas efectuadas por Maraven: Tucacas 1978 (TU 1978) y Tocuyo 1992 (TO 1992), la longitud total es de 190 km, concentrándose principalmente en el campo Mene de Acosta, es decir, sólo abarcan una parte de la zona de estudio. Inicialmente existen referencias de 11 líneas en dos dimensiones (2d) dentro del área de interés, pero la calidad de las líneas es bastante deficiente con poca resolución, algunas mal posicionadas, con geometrías invertidas, de un total de 11 líneas, se trabajó solamente con siete (7), (Figura 5). En este sentido el informe de INTEVEP (1989), explica que se trató de realizar un reprocesamiento e inversión de las líneas TU-78, pero la mala calidad de la sísmica imposibilita mejorar la visualización de las mismas.

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias Geológicas

EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA AGUA SALADA – SUBCUENCA EL TOCUYO, ESTADO FALCÓN.
Trabajo Especial de Grado
Jesús E. Monsalve (2019)

UBICACIÓN REGIONAL
FALCÓN ORIENTAL

Área de Estudio

Líneas Sísmicas

Pozos

LÍNEAS SÍSMICAS Y POZOS

POZO	ESTE	NORTE	POZO	ESTE	NORTE	POZO	ESTE	NORTE
MA-03	555100	11763	MA-63	549616	11725	COMIE-1	51719	120190
MA-11	554466	11697	MA-70	55317	11678	ESPERANZA-1	537995	121574
MA-13	552795	11679	MA-71	554870	11771	RECTO-2	529000	120315
MA-15	551894	11681	MA-72	554690	11771	RECTO-3	525668	120368
MA-22	551998	11682	MA-74	555121	11728	RECTO-4	529144	120606
MA-24	551455	11681	MA-75	554814	11784	RECTO-5	529144	120718
MA-27	553131	11684	MA-76	554778	11784	RECTO-6	529244	120388
MA-28	554479	11746	MA-77	554961	11784	RECTO-7	532186	121474
MA-29	555046	11743	MA-79	554596	11771	RECTO-8	531035	121573
MA-30	553121	11687	MA-80	554681	11688	RECTO-9	532516	121409
MA-40	557721	11685	COMI-5	554864	11756	MONDANCIA	529039	120678
MA-45	555077	11754	MA-80	553238	11683	GUARARAPA-1	516469	120296
MA-53	555077	11770	MA-81	553884	11689	GUARARAPA-2	517413	120388
MA-61	554982	11761	MA-82	553691	11686	GUARARAPA-3	558199	120526
MA-65	551431	11678	MA-83	554793	11751	GUARARAPA-4	516457	120290
MA-69	551081	11688	MA-85	552847	11693	MA-10	552996	121844
MA-80	551081	11688	MA-85	552847	11693	MA-10	552996	121844
HW-01	555119	12158	MA-86	554964	11743	MA-12	554411	121809
MA-92	555279	12166	MA-87	554793	11753	MA-13	554678	121795
MA-14	555179	12167	MA-88	555146	12174	MA-14	554678	121795
MA-23	554888	12172	MA-89	555146	12174	MA-15	554678	121795
MA-31	555046	12176	MA-90	555121	12183	MA-16	554678	121795
MA-39	555271	12185	MA-91	555146	12174	MA-17	554678	121795
MA-41	554982	12185	MA-92	555146	12174	MA-18	554678	121795
MA-46	554982	12185	MA-93	555146	12174	MA-19	554678	121795
MA-51	554982	12185	MA-94	555146	12174	MA-20	554678	121795
MA-55	554982	12185	MA-95	555146	12174	MA-21	554678	121795
MA-62	554982	12185	MA-96	555146	12174	MA-22	554678	121795
MA-63	554982	12185	MA-97	555146	12174	MA-23	554678	121795
MA-64	554982	12185	MA-98	555146	12174	MA-24	554678	121795
MA-66	554982	12185	MA-99	555146	12174	MA-25	554678	121795
MA-67	554982	12185	MA-100	555146	12174	MA-26	554678	121795
MA-68	554982	12185	MA-101	555146	12174	MA-27	554678	121795
MA-69	554982	12185	MA-102	555146	12174	MA-28	554678	121795
MA-70	554982	12185	MA-103	555146	12174	MA-29	554678	121795
MA-71	554982	12185	MA-104	555146	12174	MA-30	554678	121795
MA-72	554982	12185	MA-105	555146	12174	MA-31	554678	121795
MA-73	554982	12185	MA-106	555146	12174	MA-32	554678	121795
MA-74	554982	12185	MA-107	555146	12174	MA-33	554678	121795
MA-75	554982	12185	MA-108	555146	12174	MA-34	554678	121795
MA-76	554982	12185	MA-109	555146	12174	MA-35	554678	121795
MA-77	554982	12185	MA-110	555146	12174	MA-36	554678	121795
MA-78	554982	12185	MA-111	555146	12174	MA-37	554678	121795
MA-79	554982	12185	MA-112	555146	12174	MA-38	554678	121795
MA-80	554982	12185	MA-113	555146	12174	MA-39	554678	121795
MA-81	554982	12185	MA-114	555146	12174	MA-40	554678	121795
MA-82	554982	12185	MA-115	555146	12174	MA-41	554678	121795
MA-83	554982	12185	MA-116	555146	12174	MA-42	554678	121795
MA-84	554982	12185	MA-117	555146	12174	MA-43	554678	121795
MA-85	554982	12185	MA-118	555146	12174	MA-44	554678	121795
MA-86	554982	12185	MA-119	555146	12174	MA-45	554678	121795
MA-87	554982	12185	MA-120	555146	12174	MA-46	554678	121795
MA-88	554982	12185	MA-121	555146	12174	MA-47	554678	121795
MA-89	554982	12185	MA-122	555146	12174	MA-48	554678	121795
MA-90	554982	12185	MA-123	555146	12174	MA-49	554678	121795
MA-91	554982	12185	MA-124	555146	12174	MA-50	554678	121795
MA-92	554982	12185	MA-125	555146	12174	MA-51	554678	121795
MA-93	554982	12185	MA-126	555146	12174	MA-52	554678	121795
MA-94	554982	12185	MA-127	555146	12174	MA-53	554678	121795
MA-95	554982	12185	MA-128	555146	12174	MA-54	554678	121795
MA-96	554982	12185	MA-129	555146	12174	MA-55	554678	121795
MA-97	554982	12185	MA-130	555146	12174	MA-56	554678	121795
MA-98	554982	12185	MA-131	555146	12174	MA-57	554678	121795
MA-99	554982	12185	MA-132	555146	12174	MA-58	554678	121795
MA-100	554982	12185	MA-133	555146	12174	MA-59	554678	121795
MA-101	554982	12185	MA-134	555146	12174	MA-60	554678	121795
MA-102	554982	12185	MA-135	555146	12174	MA-61	554678	121795
MA-103	554982	12185	MA-136	555146	12174	MA-62	554678	121795
MA-104	554982	12185	MA-137	555146	12174	MA-63	554678	121795
MA-105	554982	12185	MA-138	555146	12174	MA-64	554678	121795
MA-106	554982	12185	MA-139	555146	12174	MA-65	554678	121795
MA-107	554982	12185	MA-140	555146	12174	MA-66	554678	121795
MA-108	554982	12185	MA-141	555146	12174	MA-67	554678	121795
MA-109	554982	12185	MA-142	555146	12174	MA-68	554678	121795
MA-110	554982	12185	MA-143	555146	12174	MA-69	554678	121795
MA-111	554982	12185	MA-144	555146	12174	MA-70	554678	121795
MA-112	554982	12185	MA-145	555146	12174	MA-71	554678	121795
MA-113	554982	12185	MA-146	555146	12174	MA-72	554678	121795
MA-114	554982	12185	MA-147	555146	12174	MA-73	554678	121795
MA-115	554982	12185	MA-148	555146	12174	MA-74	554678	121795
MA-116	554982	12185	MA-149	555146	12174	MA-75	554678	121795
MA-117	554982	12185	MA-150	555146	12174	MA-76	554678	121795
MA-118	554982	12185	MA-151	555146	12174	MA-77	554678	121795
MA-119	554982	12185	MA-152	555146	12174	MA-78	554678	121795
MA-120	554982	12185	MA-153	555146	12174	MA-79	554678	121795
MA-121	554982	12185	MA-154	555146	12174	MA-80	554678	121795
MA-122	554982	12185	MA-155	555146	12174	MA-81	554678	121795
MA-123	554982	12185	MA-156	555146	12174	MA-82	554678	121795
MA-124	554982	12185	MA-157	555146	12174	MA-83	554678	121795
MA-125	554982	12185	MA-158	555146	12174	MA-84	554678	121795
MA-126	554982	12185	MA-159	555146	12174	MA-85	554678	121795
MA-127	554982	12185	MA-160	555146	12174	MA-86	554678	121795
MA-128	554982	12185	MA-161	555146	12174	MA-87	554678	121795
MA-129	554982	12185	MA-162	555146	12174	MA-88	554678	121795
MA-130	554982	12185	MA-163	555146	12174	MA-89	554678	121795
MA-131	554982	12185	MA-164	555146	12174	MA-90	554678	121795
MA-132	554982	12185	MA-165	555146	12174	MA-91	554678	121795
MA-133	554982	12185	MA-166	555146	12174	MA-92	554678	121795
MA-134	554982	12185	MA-167	555146	12174	MA-93	554678	121795
MA-135	554982	12185	MA-168	555146	12174	MA-94	554678	121795
MA-136	554982	12185	MA-169	555146	12174	MA-95	554678	121795
MA-137	554982	12185	MA-170	555146	12174	MA-96	554678	121795
MA-138	554982	12185	MA-171	555146	12174	MA-97	554678	121795
MA-139	554982	12185	MA-172	555146	12174	MA-98	554678	121795
MA-140	554982	12185	MA-173	555146	12174	MA-99	554678	121795
MA-141	554982	12185	MA-174	555146	12174	MA-100	554678	121795
MA-142	554982	12185	MA-175	555146	12174	MA-101	554678	121795
MA-143	554982	12185	MA-176	555146	12174	MA-102	554678	121795
MA-144	554982	12185	MA-177	555146	12174	MA-103	554678	121795
MA-145	554982	12185	MA-178	555146	12174	MA-104	554678	121795
MA-146	554982	12185	MA-179	555146	12174	MA-105	554678	121795
MA-147	554982	12185	MA-180	555146	12174	MA-106	554678	121795
MA-148	554982	12185	MA-181	555146	12174	MA-107	554678	121795
MA-149	554982	12185	MA-182	555146	12174	MA-108	554678	121795
MA-150	554982	12185	MA-183	555146	12174	MA-109	554678	121795
MA-151	554982	12185	MA-184	555146	12174	MA-110	554678	121795
MA-152	554982	12185	MA-185	555146	12174	MA-111	554678	121795
MA-153	554982	12185	MA-186	555146	12174	MA-112	554678	121795
MA-154	554982	12185	MA-187	555146	12174	MA-113	554678	121795
MA-155	554982	12185	MA-188	555146	12174	MA-114	554678	121795
MA-156	554982	12185	MA-189	555146	12174	MA-115	554678	121795
MA-157	554982	12185	MA-190	555146	12174			

Es importante recordar que hasta la nacionalización de la industria petrolera, el área estaba asignada a empresas subsidiarias de la Creole Petroleum, las cuales contaban con la mayoría de información, pero en la actualidad es frecuente que en el área no exista información o se desconozca su paradero. Los pozos corresponden a la zonas de: campo Mene de Acosta, Cerro Misión, Alto de la Esperanza y Riecito, en total se cuenta con 79 perforaciones y sus coordenadas de ubicación (Figura 5). Los pozos del campo Mene de Acosta se perforaron entre los años 1920-1940, de los 56 pozos reportados; 22 tienen algún tipo de información en carpeta de pozos y de los 35 restantes no se han encontrado datos. (Tabla 1)

Es preciso resaltar que en el 95 % de los casos los pozos no tienen datos de registros y disparos de verificación (checkshots), los únicos que tienen registros son Yaracal 1S y Tocuyo 1S. En este trabajo se procedió a depurar la información y se escogió solo 22 pozos, de los cuales se logró obtener información bioestratigráfica, secciones finas, registros de pozos y reconstruir columnas estratigráficas. Con esta información se procedió a realizar las correlaciones estratigráficas y sirvió como apoyo a la interpretación sísmica. La Tabla 1 muestra un resumen de la información de los pozos

2. Periodo 2016-2018

Geología de superficie: Antes del inicio de esta investigación los miembros de la Gerencia de Exploración de INTEVEP realizaron levantamientos geológicos de superficie, en los cuales se recolectaron más de 300 muestras, se levantaron columnas estratigráficas, midieron rumbos y buzamientos, así como verificaron estructuras geológicas en superficie (Figura 6). A partir, de estos datos se realizaron secciones finas, difracción de rayos X, estudios de nanofósiles, esporas y bioestratigrafía, los resultados y datos obtenidos de estos ensayos fueron utilizados en este estudio y resultaron fundamentales para el análisis de la estratigrafía y calibración de edades.

Tabla 1. Resumen de Información de los pozos en la Cuenca Agua Salada

Información Bioestratigráficas	Petrografía	Registros	Carpetas De Pozos	Columna Estratigráfica*
5 Pozos	4 Pozos	3 Pozos	22 Pozos	22 Pozos
<i>Tocuyo 1S</i>	<i>Tocuyo 1S</i>	<i>Tocuyo 1S</i>	<i>El Mene 12</i>	<i>El Mene-01</i>
<i>Yaracal 1S</i>	<i>Mene 47</i>	<i>Yaracal 1S</i>	<i>El Mene 15</i>	<i>El Mene 47</i>
<i>Riecito 1</i>	<i>Mene 82</i>	<i>Riecito 1</i>	<i>El Mene 17</i>	<i>León-1</i>
<i>Curamichate</i>	<i>Yaracal 1S</i>		<i>El Mene 82</i>	<i>Curamichate</i>
<i>Pozón 3</i>			<i>El Mene 01</i>	<i>Cosme-1</i>
			<i>El Mene 02</i>	<i>Esperanza-1</i>
			<i>El Mene 03</i>	<i>Riecito-1</i>
			<i>El Mene 04</i>	<i>Riecito-2</i>
			<i>El Mene 05</i>	<i>Riecito-3</i>
			<i>El Mene 06</i>	<i>Riecito-4</i>
			<i>El Mene 07</i>	<i>Riecito-5</i>
			<i>El Mene 08</i>	<i>Riecito-6</i>
			<i>El Mene 10</i>	<i>Pozón-1</i>
			<i>El Mene 11</i>	<i>Pozón-2</i>
			<i>El Mene 13</i>	<i>Pozón-3</i>
			<i>El Mene 16</i>	<i>Abundancia-1</i>
			<i>El Mene 18</i>	<i>Guararapa-1</i>
			<i>El Mene 20</i>	<i>Guararapa-2</i>
			<i>El Mene 21</i>	<i>Guararapa-3</i>
			<i>El Mene 23</i>	<i>Silva-1</i>
			<i>El Mene 25</i>	<i>Tocuyo 1S</i>
			<i>El Mene 253</i>	<i>Yaracal 1S</i>

*Las columnas estratigráficas asociadas a los pozos se construyeron a partir de información documental, por lo que en algunos casos la descripción es muy general y se limita a representar los datos interpretados por otros autores.

Bioestratigrafía: A partir del trabajo de campo y descripción de núcleos ejecutados por el equipo de trabajo de PDVSA INTEVEP, se realizaron estudios de palinología, foraminíferos y nanoplancton calcáreo, que permitieron la datación y amarre de edades de acuerdo a las biofacies descritas en el *Anexo 1*. La información generada por INTEVEP validó la edad para varias formaciones lo que permitió

actualizarlas en el mapa geológico de superficie y en la interpretación de las correlaciones estratigráficas.

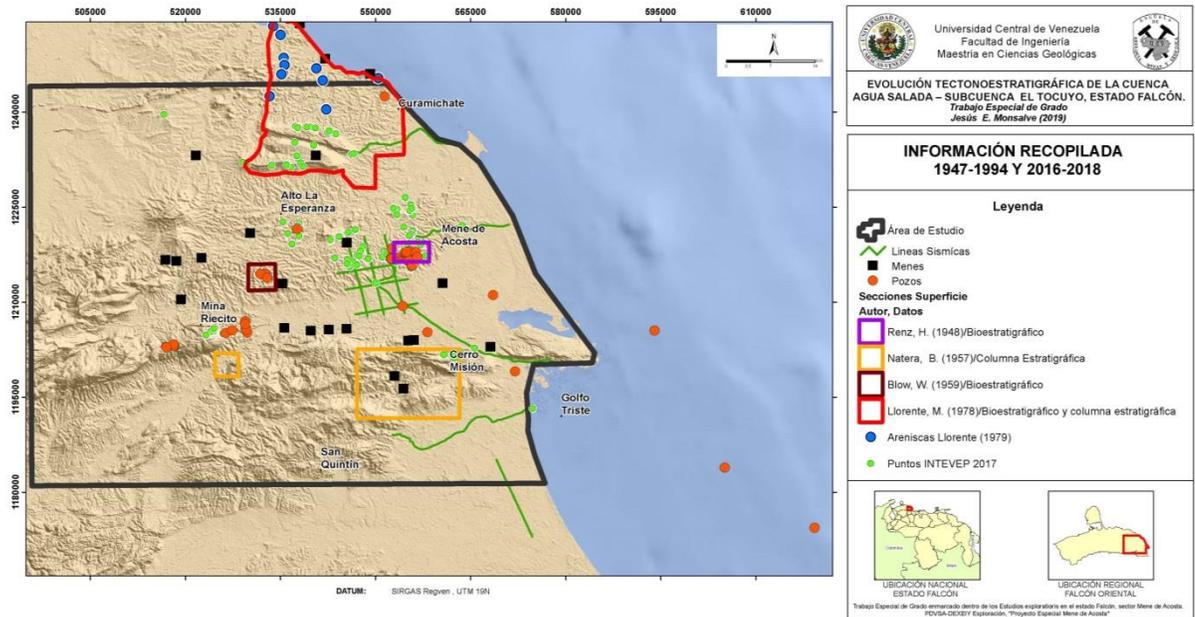


Figura 6. Ubicación espacial de información recopilada entre los periodos 1947-1994 y 2016-2018

Petrografía: A partir de las muestras de superficie en la sede de INTEVEP, personal del proyecto realizó análisis petrográficos identificando dos facies sedimentológicas que corresponden al miembro El Salto de la Formación San Lorenzo, la primera una arenisca lítica y la segunda una waka glauconita, en el Anexo 2, se pueden observar las fichas de descripción petrográfica generadas en el “*Proyecto Especial Mene de Acosta*”. Además, se realizaron análisis de rocas volcánicas encontradas en la base del pozo Tocuyo 1S, en la cual se identificaron rocas basálticas, híbridas e hialoclásticas. (Anexo 3), aunque algunas secciones finas no fueron analizadas por INTEVEP por razones internas, quedara pendiente para próximas investigaciones anexarlas a la interpretación del área.

Gravimetría: Corresponde a una campaña de gravimetría desarrollada en el primer trimestre del año 2017, por un equipo de trabajo de PDVSA INTEVEP y PDVSA Puerto La Cruz, en total se adquirieron 881 estaciones gravimétricas, las cuales fueron interpretadas y reprocesadas en el trabajo de INTEVEP (2018), como

resultados se obtuvieron mapas de anomalías de Bouguer, mapas de la segunda derivada de anomalías de Bouguer e intensidad magnética total, además se estimó la profundidad de basamento para el área y los pozos. (Figuras 7 y 8)

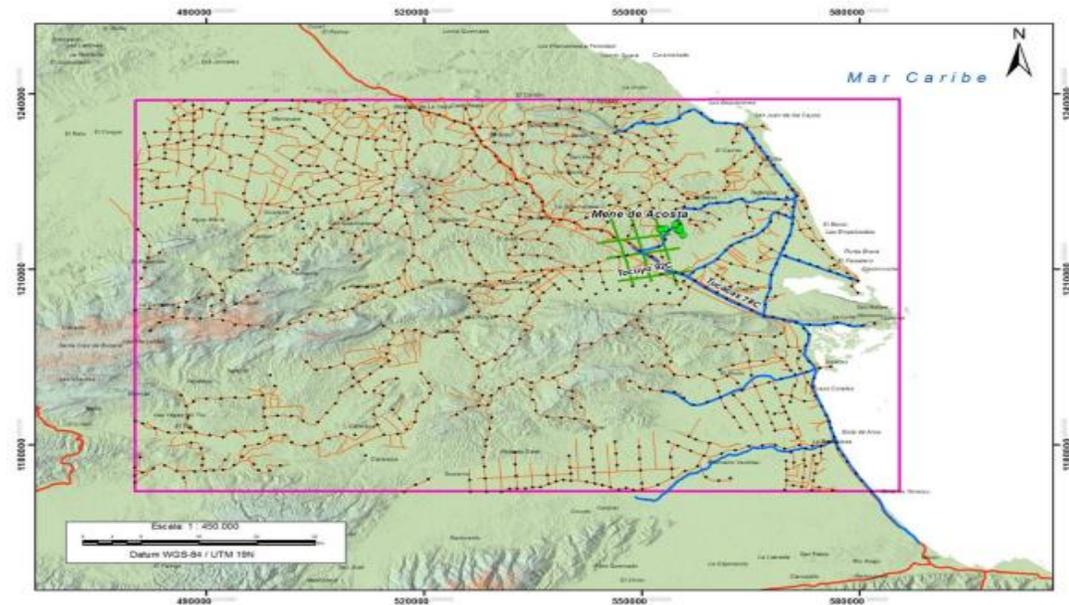


Figura 7. Estaciones gravimétricas en Falcón oriental a partir de las cuales se levantaron los mapas gravimétricos. Fuente: INTEVEP (2018).

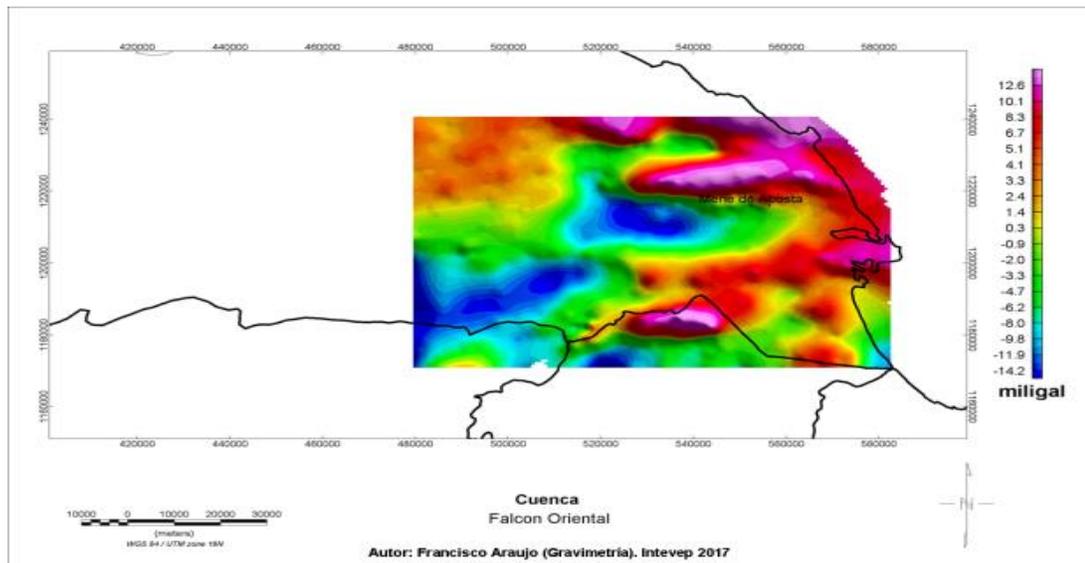


Figura 8. Mapa residual de anomalías de Bouguer que muestra la geometría del basamento para Falcón oriental, área dentro de la cual se ubica el área de estudio. Fuente: INTEVEP (2018).

ETAPA 2: INTERPRETACIÓN Y MODELADO

Una vez sistematizados los datos de la primera etapa, se procedió a la interpretación sísmica, síntesis, reinterpretación, homologación y adecuación de unidades estratigráficas, construcción de transectos estructurales y modelo estructural de la cuenca, para finalizar con la validación de los resultados y elaborar el informe final. En esta etapa se procedió de la siguiente manera:

1. Interpretación de líneas sísmicas

En la interpretación se siguió la metodología propuesta por Mitchum *et al.*, (1977) y Vail, R. *et al.* (1977) que establecen que la primera fase de un estudio sísmico estratigráfico de una cuenca, consiste en delimitar las unidades genéticamente relacionadas, llamadas secuencias depositacionales, para ello el método básico para la delimitación de los límites se denomina técnica del "mapeo de las terminaciones sísmicas de reflexión". El autor Veeken, P. (2007), divide en cuatro grandes grupos las reflexiones sistemáticas que se distinguen en las secciones sísmicas:

Reflexiones sedimentarias: Representan un intervalo de tiempo bastante corto de continuas condiciones de sedimentación, pueden considerarse líneas de tiempo (Veeken, P. , 2007). Las reflexiones son generadas por las interfaces que muestran suficiente contraste de velocidad y densidad. Esta puede ser la única separación litológica o una combinación de varias respuestas de interfaces estrechamente espaciadas. Hay varias características que ayudan a describir el carácter de la reflexión de la sísmica, como configuración, continuidad, amplitud y frecuencia de las reflexiones

Disconformidades o inconformidades: de acuerdo a Dunbar, C.D., y Rodgers, J. (1962) son superficies de erosión y/o no depositación que constituyen las brechas de tiempo en el registro geológico, las inconformidades generan reflexiones, porque separan estratos con diferentes propiedades físicas, litologías y por lo tanto, diferentes características de impedancia acústica. Reflexiones generadas por

inconformidades representan un hiato en el registro de la sedimentación y normalmente son diacrónicos. A menudo una discordancia coincide con un cambio estructural de las unidades por encima y por debajo de la interfaz.

Si este es el caso, existe un contacto angular entre las dos unidades de tiempo diferentes en ambos lados de la discordancia. Esta relación angular indica una cierta magnitud de la deformación tectónica antes de que los sedimentos jóvenes fueran depositados. La erosión provoca el truncamiento de los estratos subyacentes o unidades de tiempo (Veeken, P. , 2007).

El análisis de las secuencias sísmicas subdivide las reflexiones en paquetes de reflexiones concordantes, las cuales están separadas por superficies de discontinuidades, definidas por terminaciones de reflexiones sistemáticas. Las terminaciones de reflexiones incluyen: truncamiento por erosión, *toplap*, *onlap* y *downlap* (Mitchum *et al* 1977). A continuación se describe cada una de acuerdo a lo establecido por Veeken, P. (2007), la Figura 9 muestra de manera gráfica estas relaciones:

- *Truncación Erosional*: implica la posición de un estrato y su posterior remoción a lo largo de la superficie de disconformidad.
- *Toplap*: son las terminaciones sísmicas que se interpretan como estratos que chocan contra la superficie superior de la secuencia como resultado de la no depositación.
- *Onlap*: relación en la cual la reflexión sísmica es interpretada, inicialmente, como un estrato horizontal que termina chocando progresivamente contra una superficie inclinada o estratos inicialmente inclinados con buzamiento alto, que terminan chocando progresivamente con una superficie de mayor inclinación.
- *Downlap*: son la relación en la cual la reflexión sísmica es interpretada inicialmente como estratos inclinados con buzamiento bajo, que terminan chocando con una superficie inclinada u horizontal. Si el onlap no puede ser

distinguido del *downlap* es llamado *baselap*, estos casos se dan en zonas donde hay una intervención importante de eventos tectónicos que han alterado la depositación original de los estratos en las secuencias.

- Concordancia: se generan dos casos el primero en relación al estrato en la base en este caso la interfaz y el substrato inferior se deforman de la misma manera. Esta geometría no necesariamente quiere decir que no hay una ausencia en tiempo entre las capas. Para el caso con el estrato en el tope los sedimentos suprayacentes muestran la deformación igual a la interfaz y la unidad subyacente. La configuración estructural de las capas en ambos lados de la discordancia, y también los patrones de reflexión interna mostrada por las unidades bajo y por encima, dan información sobre el significado tectónico y del medio ambiente de la superficie límite.

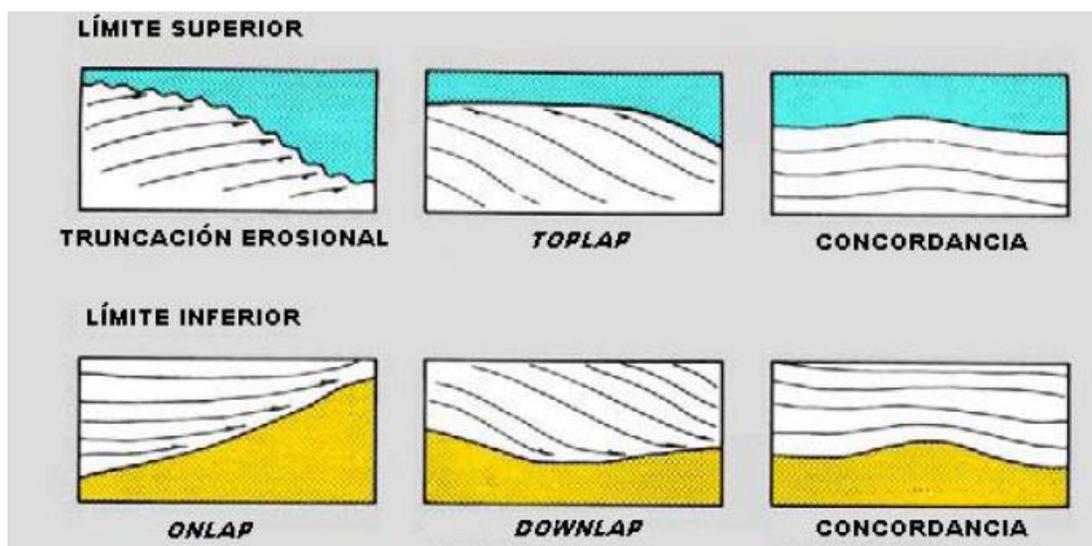


Figura 9. Relación geométrica de los estratos con las terminaciones sísmicas, límite superior e inferior de las secuencias de depositación . Fuente: Veeken, P., (2007).

No sedimentación (hiato o hiatus): es un intervalo geológico de tiempo que no está representado por un estrato en una posición específica a lo largo de la superficie estratigráfica. Si el hiato comprende un intervalo de tiempo geológico

significativo, la superficie estratigráfica es una disconformidad. La medición del intervalo de tiempo geológico que representan un hiato puede ser medido mediante métodos radiométricos, y son cuantificados en unidades tales como: épocas, períodos o zonas de fauna por bioestratigrafía, correlaciones de inversión paleomagnética y otros métodos (Mitchum *et al.*, 1977).

La interpretación sismo-estratigráfica en este trabajo se realizó en la plataforma Petrel 2011, en primer lugar se identificaron las fallas y posteriormente las secuencias sismo-estratigráficas. Es importante resaltar que por debajo de la secuencia definida como Oligocena (tope del basamento, y secuencia correspondiente al Eoceno) no hay interpretación sísmica debido a las limitaciones de resolución sísmica.

Se identificaron discontinuidades, que permitieran definir las secuencias depositacionales, posteriormente se analizaron por encima y por debajo de las discontinuidades las terminaciones como: onlap, downlap, truncamiento y toplap; para la geometría, así mismo se analizaron patrones internos de reflexión sísmica. Luego se examinaron los comportamientos en las reflexiones internas en las secuencias, identificando si las reflexiones eran continuas, concordantes, de aspecto caótico o paralelo, con amplitud reflectiva fuerte o débil, de acuerdo a la metodología establecida por Veeken, P. (2007).

Revisión estructural: La identificación de los planos de fallas se realizó sobre las secciones sísmicas de norte a sur y de este a oeste, controlando en profundidad el rumbo correcto y la continuidad de cada plano de falla interpretado, además tratando de efectuar el amarre con la información de geología de superficie, es importante resaltar que esta información fue al final comparada con modelos tectónico estructurales de áreas vecinas como los de Rueda, E. (2016), Baquero, M. (2015), Toribio, E. (2012), Margotta, J. (2010), Gorney, D. *et al* (2007), Porrás, L. (2000) y Audemard, F. (1997).

Interpretación de horizontes: En base a los patrones de reflexión la geometría de los reflectores sísmicos y la posición que ocupaban dentro de la

secuencia se interpretaron los horizontes asociados a las diferentes capas de interés. En el caso del tope del basamento y la secuencia por debajo del Oligoceno, la interpretación no es continua debido a las limitaciones de resolución sísmica vertical. Se calibró la interpretación con la información de pozos y los datos de geología de superficie (mapa geológico), lo que permitió un buen control y continuidad de información entre la superficie y el subsuelo.

2. Mapa Geológico y estratigrafía

Digitalización mapas topográficos y geológicos: Antes de la elaboración del mapa geológico se construyó un mapa topográfico base, a partir de los mapas topográficos de Cartografía Nacional a escala 1:25.000, imágenes satelitales *SPOT 5*, modelos digitales de elevación y una imagen de radar *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) obtenidos de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (2000) a 30 metros, de acuerdo a López , M. (1978) este sistema de imágenes es aconsejable para realzar estructuras geológicas en zonas de escasos relieves. Los mapas y las imágenes se integraron de manera digital en un Sistema de Información Geográfica (SIG), ARCGIS, versión 9.3, toda la información fue estandarizada al sistema REGVEN 19N.

Se georreferenciaron los mapas topográficos analizando la información a una escala semidetallada para generar el mapa base, se utilizaron imágenes *SPOT 5* y la imagen raster SRTM (NASA, 2000) como referencia para calibrar las información digitalizada. Las curvas de nivel se obtuvieron de la imagen SRTM (NASA, 2000) y se cotejaron con las hojas topográficas número 6349, 6348, 6448, 6548, 6449 y 6549 de cartografía nacional (Figura 10). Los drenajes se generaron de manera automatizada, a través del SIG, los topónimos y vialidad se obtuvieron de los mapas topográficos y de la información que ofrecía la imagen satelital *SPOT 5*. La siguiente imagen muestra la ubicación y codificación de los mapas topográficos:

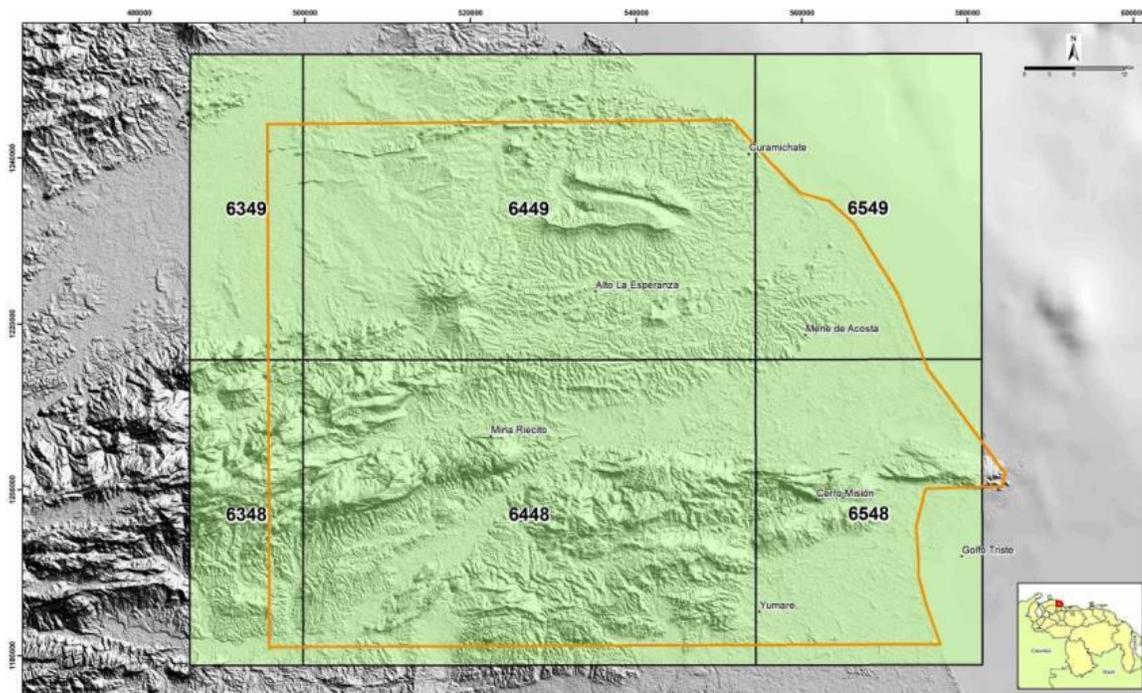


Figura 10. Mapas de cartografía nacional 6349, 6449, 6549, 6348, 6448 y 6548, que abarcan la zona de estudio en Falcón oriental.

Se actualizó los nombres de las formaciones, se unificó los miembros en sus respectivas formaciones, cumpliendo con los criterios establecidos por la Comisión Estratigráfica Internacional (ICS), se realizó la validación de datos utilizando información bioestratigráfica y fuentes documentales, para verificar que la estratigrafía plasmada en los mapas sea consistente con la que está definida en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V, 1997)

Interpretación geomorfológica: En base a principios básicos de geomorfología y fotointerpretación (tonos, texturas, contexto, relieve, vegetación) sobre la imagen de radar, la imagen Spot 5 y su relación con los mapas base, se logró la definición de los contactos formacionales y las estructuras en superficie. El procedimiento consistió en primer lugar, en colocar los buzamientos y los contactos conocidos de los mapas base sobre la imagen interpretada, posteriormente se calibró y verificó que las trazas de capas sobre la imagen tengan coincidencia y por último se comparó los datos levantados en campo con la información generada en el mapa.

Validación mediante bioestratigrafía: se fundamentó en la recopilación e integración en tablas de foraminíferos plantónicos, bentónicos y nanoplancton calcáreo para la cuenca Agua Salada, construidas por la reinterpretación de datos bioestratigráficos de los pozos Riecito 1 y Pozón 3, estudio de los pozos Yaracal 1S y Tocuyo 1S y de secciones de superficie efectuados por INTEVEP (explicado en la etapa 1).

Homologación unidades estratigráficas: se realizó de acuerdo a la nomenclatura establecida en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V, 1997), ya que algunas han sido invalidadas y otras presentan inconsistencias, además con la reinterpretación de información, los nuevos datos generados por INTEVEP (2018) y esta investigación permitió la actualización de unidades en el mapa de geología de superficie.

La integración final se efectuó en el SIG, elaborando un modelo vectorial de puntos, líneas y polígonos, en el cual se presentan las formaciones geológicas, los contactos litológicos, estructuras, drenajes, vías de acceso, la toponimia, datos de pozos, sísmica, transectos, levantamientos de superficie y ensayos de laboratorio.

Correlaciones estratigráficas: se utilizó información derivada del análisis estratigráfico, datos de pozos, información bioestratigráfica y sedimentológica, con la finalidad de mostrar las variaciones laterales de facies, batimetría, discontinuidades, así como las equivalencias entre las unidades litoestratigráficas y las secuencias estratigráficas definidas en el presente estudio.

3. Modelo Estructural

El modelo estructural se basa en la compilación de datos documentales de otros trabajos, así como los datos generados en esta investigación. La evolución de los esfuerzos en la cuenca de Falcón y los estilos estructurales se basan en el trabajo de Audemard, F. (1995 y 1997), el cual señala una evolución polifásica controlada por episodios de extensión, compresión, inversión de la cuenca y partición de la

deformación, a partir de la síntesis de su trabajo, propone el calendario tectónico para el norte de Venezuela (Figura 11).

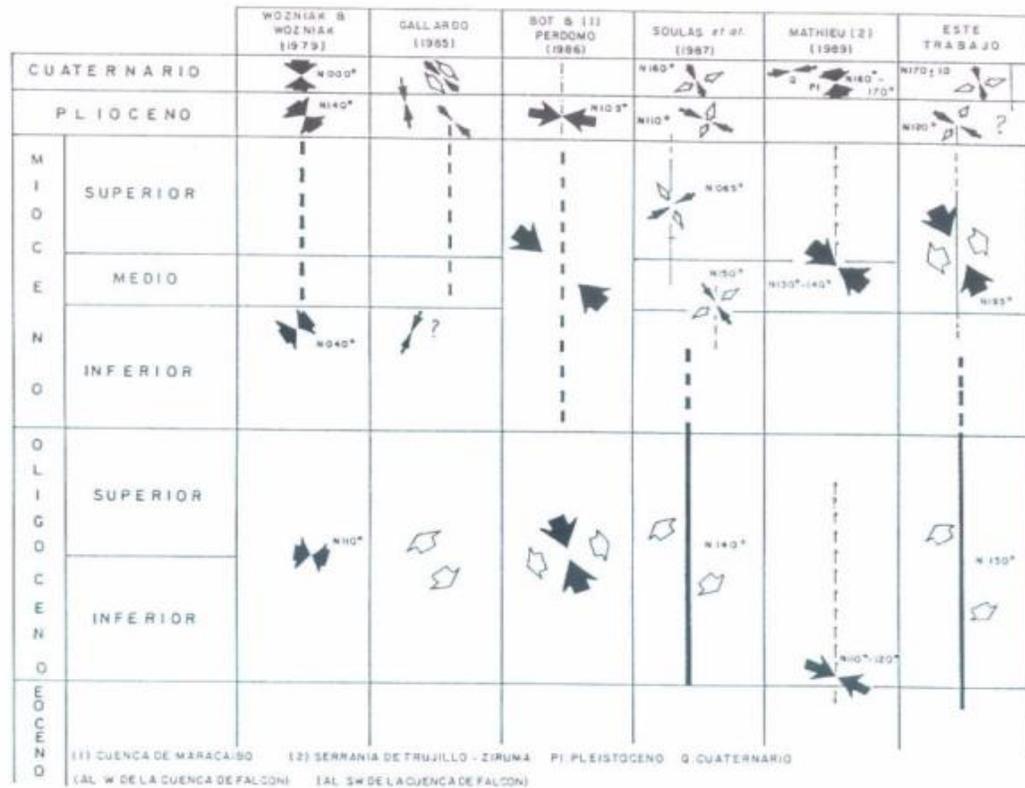


Figura 11. Calendario tectónico para el norte de Venezuela. Se observan los diferentes autores y la propuesta final de Audemard, F. (1995). Fuente: Audemard, F. (1995)

La integración de datos de líneas sísmicas, mapas de geología de superficie, modelo de basamento y cortes estructurales permite determinar evidencias asociadas a tectónica de piel fina o gruesa (*thin skinned* o *thick skinned*) y partición de la deformación relacionadas al modelo de Wilcox *et al* (1973). Para ello se buscan fallas de basamento o fallas que afecten o no el relleno de la cuenca, estructuras extensivas asociadas a una cuenca trasarco, así como evidencias de estructuras de inversión como truncamiento bloque piso (*footwall shortcut*), todo esto en base a los planteamientos de los modelos de Porras, L. (2000) y Audemard, F. (1995)

4. Elaboración de transectos estructurales

La gerencia del proyecto de INTEVEP estableció inicialmente 22 transectos estructurales regionales, orientados de manera perpendicular al eje de los pliegues y paralelo a la dirección de transporte tectónico planteada en Baquero, M. *et al* (2010); la disposición escogida para los cortes geológicos es N15W y N75E. De los transectos planteados inicialmente se decidió construir solamente cuatro (4) los cuales contenían los datos más confiables y más representativos. La construcción se basó en la integración digital de la interpretación sísmica, el modelo de basamento y anomalías de Bouguer que señala las zonas donde se ubican depresiones y elevaciones que controlan la cuenca, la estratigrafía que ofrecía el mapa base de geología de superficie, así como cortes estructurales elaborados en informes previos.

Perfiles topográficos: se realizaron de manera digital mediante la extensión 3d Analyst del Sistema de Información Geográfica ARCGIS 9.3, utilizando como base el modelo digital del terreno de la imagen SRTM (NASA, 2000), posteriormente fue exportado al software de dibujo CANVAS 11, donde se escaló y digitalizó.

La interpretación sísmica fue calibrada con información de superficie y los pozos, los buzamientos representados en el mapa de superficie así como los tipos de contactos y estructuras presentes, proyectando los horizontes interpretados y la estratigrafía de manera tal que resultaran concordantes entre sí. Para las zonas donde no existían líneas sísmicas, se proyectaron los rumbos y buzamientos en profundidad, además se utilizaron los datos de pozos cercanos proyectados sobre el transecto, el mapa de basamento permitió limitar las estructuras en profundidad permitiendo preservar las zonas donde se interpreta mayor espesor de sedimentos y zonas elevadas.

Método Kink, se escogió para realizar la construcción de los transectos, se basa en priorizar la interpolación y extrapolación de los estratos y contactos por sobre las fallas, se elige buzamientos cercanos semejantes para conseguir una estructura armónica, todo esto permite generar capas paralelas entre sí, con grosor constante

que eventualmente pueden ser usados para realizar la retrodeformación del perfil geológico (Figura 12).

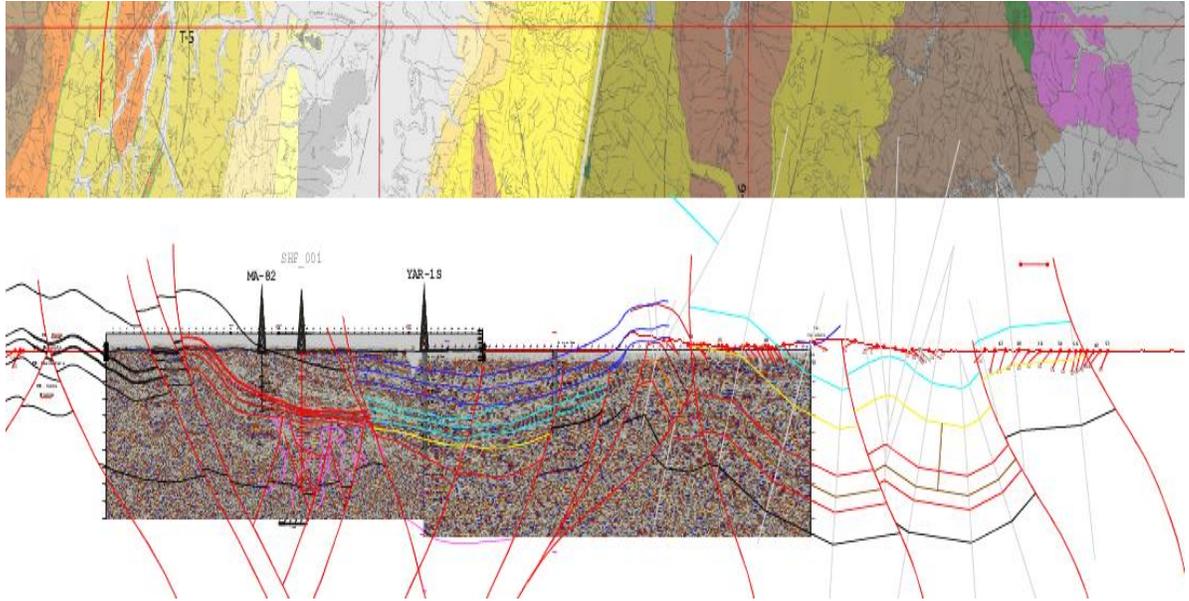


Figura 12. Integración de información de pozo, líneas sísmicas, geología de superficie y aplicación del método Kink para la construcción de los transectos estructurales, línea compuesta TO25C- TU78IV.

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

En este apartado se procederá a desarrollar el conjunto de elementos teóricos obtenidos del estudio documental y bibliográfico, que servirán de marco de referencia para interpretar los resultados de esta investigación, se abordan aspectos relacionados con la tectónica regional de la cuenca Falcón y la estratigrafía de la zona.

TECTÓNICA REGIONAL

La cuenca de Falcón se encuentra en una zona tectónicamente compleja, ubicada entre las placas tectónicas del Caribe y Suramérica, además de estas dos placas, en su generación participó una placa extinta denominada Proto-Caribe, sin olvidar fragmentos de menores dimensiones de otros bloques de los cuales se pueden observar algunas evidencias, pero no está muy clara su ubicación. Seguidamente se mencionan las características de las placas y luego se explicarán las teorías de generación de la cuenca oriental de Falcón.

Terrenos previos a la Ruptura de Pangea

Como resultado de la sutura de Laurentia y Gondwana, se generó una serie de bloques y dominios tectónicos diferentes amalgamados como se observan en la Figura 13, resaltan en la imagen los bloques con afinidad Grenvilliana como el Complejo Acatlán (AC), Andes Colombianos (CA), Bloque de Chortís (ChB), Bloque Coahuila-Delicias (CB-D), Bloque del Sur (Ac+Oax (DSB), Florida (F), Bloque El Fuerte(FB), Terreno Mérida(M), Macizo de Chiapas(MCh), Complejo

Oaxaca(Oax), Bloque Tampico(Tam), Bloque Yucatán-Chiapas(YB) y aunque no está representado, también es necesario mencionar el Terreno Falconia el cual está ubicado al NO de Venezuela, tiene afinidad Grenvilliana y se considera parte del basamento de la cuenca de Falcón. Para el Jurásico durante la apertura del súper continente se fragmentaron estos bloques y quedaron ubicados entre las dos Américas (Urbani, F., 2014; Baquero, M., 2015 y Baquero, M., *et al* 2015).

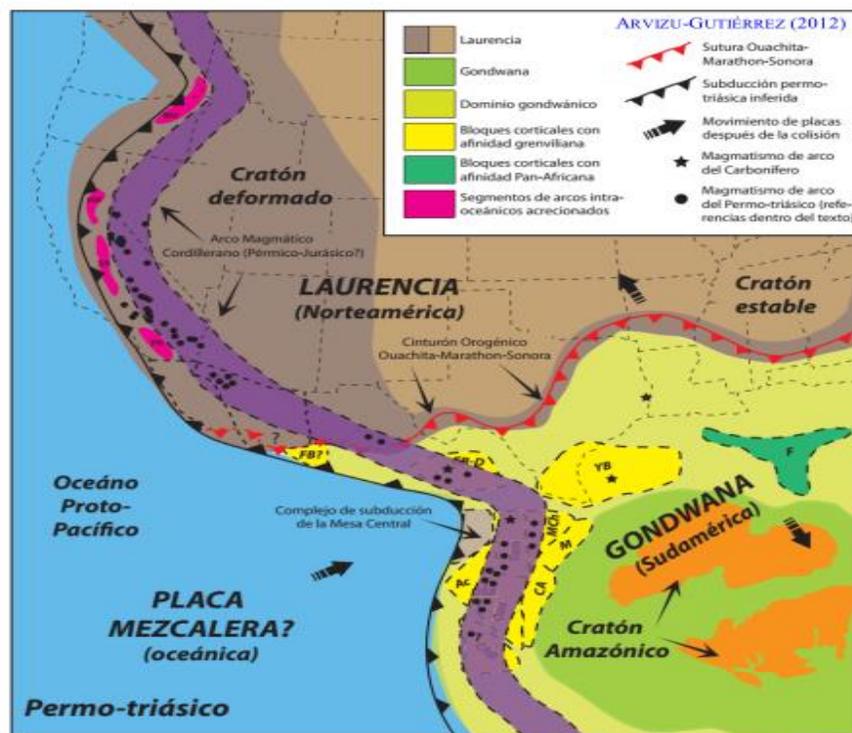


Figura 13. Reconstrucción paleogeográfica del oeste de Pangea para el Permo –Triásico, resaltan en amarillo los bloques de afinidad Grenvilliana que serán separados y reubicados en los límites de las placas Norteamericana, Suramericana y Caribeña. Fuente: Baquero, M. (2015)

Posteriormente durante el Cretácico, los bloques y micro bloques fueron transferidos hacia el norte y este con el desplazamiento de la placa Caribe, reubicándose en los límites de las placas norteamericana, Caribeña y suramericana. En el caso del norte de Venezuela los terrenos como San Julián, Yumare, El Guayabo, Nirgua y Carayaca, quedaron “flotando” como bloques más pequeños rodeados por la compleja relación del arco Caribe, la corteza oceánica Protocaribe y

las unidades sedimentarias depositadas en el margen pasivo Suramericano, esto permitió su posterior emplazamiento en la zona de deformación Caribeña (Urbani, F., 2014; Baquero, M., 2015).

Proto-Caribe

Giunta, G. *et al* (2011), indica que el Proto-Caribe se generó en múltiples centros de expansión a partir de la ruptura de Pangea entre el Jurásico y el Cretácico (180-130 Ma), inicialmente como una placa oceánica con afinidad de Basaltos de dorsales centro oceánicas (MORB), luego durante el Cretácico una parte de esta placa evolucionó a un plateau oceánico (engrosamiento) producto de inyección de basaltos intraplaca (OIB). El autor señala que posteriormente el dominio protocaribeño estuvo involucrado en dos periodos de subducción, caracterizadas por convergencia oblicua, denominadas primera y segunda fase "Eo-caribeña", estas etapas son asumidas como una transición hacia la posterior configuración de la Placa Caribe (Figura 14)

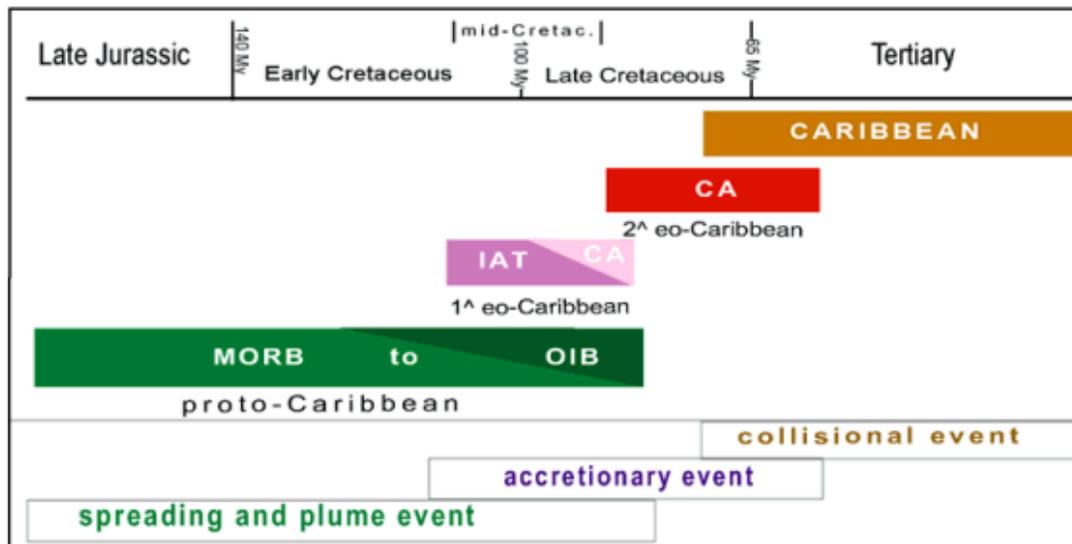


Figura 14. Línea evolutiva de eventos en la zona del Caribe. MORB=Mid Ocean Ridge, OIB= Ocean Island Basalt, IAT= Island Arc Tholeitic, CA= Island Arc Calcalkaline. El Proto-Caribe está restringido desde el Jurásico tardío, hasta la mitad del Cretácico tardío, posteriormente hay dos eventos de subducción que son la transición hasta llegar a la configuración final de la Placa Caribe. Fuente: Giunta, G. *et al* (2011)

Para Pindell, J. *et al* (2009), el Protocaribe es un ramal oeste de la dorsal Centroatlántica, es decir una placa generada a partir de la ruptura del súper continente Pangea, sin embargo, dicha placa oceánica ya no existe, pues ha sido subducida por debajo de la placa del Caribe. Al respecto Grande, S. (2012a), denomina Provincia ígnea del Proto-Caribe (PIP) a la litosfera implicada en una subducción debajo del terreno Falconia en el centro-este del estado Falcón la cual produce dos episodios de ascenso astenosférico y el adelgazamiento de la corteza que en primera instancia generó la cuenca Yaracuybare (Falcón oriental) y posteriormente la cuenca de Falcón (canal Falconiano).

Baquero, M. (2015), señala que en Falcón, el dominio Proto-Caribe está constituido por el complejo Ofiolítico Santa Ana y se compone de un conjunto de rocas máficas y ultramáficas, de edad Cretácico temprano, o que pudieran corresponder a unidades ofiolíticas formada durante el rompimiento de Pangea. Urbani, F. (2014) incluye dentro del dominio Proto-Caribe las Serpentinitas de edad Jurásico?- Cretácico? que afloran a lo largo de la cordillera de la costa y oriente de Falcón. Giunta, G. *et al* (2011), señala que Loma de Hierro y la Franja Costera de la cordillera de la costa son remanentes del Proto-Caribe la zona central de Venezuela.

Fase "Eo-caribeña"

Giunta, G. *et al* (2011), considera que es el periodo de transición del Proto-Caribe a la placa Caribe, su propuesta consiste en dos fases Eo-caribeñas de subducción denominadas Eo1 y Eo2, que se generaron entre placas oceánica-oceánica y continental- oceánica. La primera fase (Eo1), incluía en la subducción la litosfera Proto-caribeña, con generación de arcos de isla con magmatismo toleítico y calcoalcalinos, acompañado de metamorfismo de alta presión - baja temperatura (HP - LT) y melange Ofiolítico. La segunda etapa (Eo2) del Cretácico Tardío hasta mediados del Paleógeno consistió en la generación de arcos volcánicos tonalíticos de afinidad calcoalcalina, y activación de cuencas antepaís, donde se depositan olistostromos formados por bloques de las placas continentales Suramericana, Norteamericana y de los frentes de deformación.

De acuerdo a la anterior descripción, se puede deducir que los depósitos de formaciones como Matatere, Guárico, Río Guache y Pampatar son secuencias Flysch Paleoceno- Eoceno y el emplazamiento de las Napas de Lara se genera durante las etapas Eo2 y la configuración final de la placa Caribe definida por Giunta, G. *et al* (2011).

Placa Caribe

Para la evolución de la placa hay consenso desde el Cenozoico hasta la actualidad, con un movimiento continuo hacia el este de la Placa del Caribe, de 20 mm/año con respecto a las Américas (Figura 14), con colisión oblicua, transpresión, transtensión, proceso de partición de las deformaciones, expulsión de bloques tectónicos, interacción de microplacas y emplazamiento de terrenos ofiolíticos dispersos y desmembrados dentro de la placa y en los bordes de la misma (Porrás, L. 2000; Pindell, J. *et al* 2009; Escalona, A. *et al* 2010; Giunta, G. *et al* 2011; Audemard, 2014, 2009, entre otros).

Sin embargo, la generación y evolución de la placa (Pre Cenozoica) continúa en debate y ha generado dos hipótesis: el modelo Pacífico, que apoya un origen “alóctono” y el modelo Atlántico, que apoya un origen “in situ”. De acuerdo a Toribio, E. (2012), en ambos modelos se produce la separación del súper continente Pangea, sistemas de expansión, piso oceánico, generación de depósitos evaporíticos, capas rojas y carbonatos, difieren principalmente en el origen y movimiento de la placa.

El modelo “alóctono”, establece que la placa del Caribe tuvo una posición inicial en la región del océano Pacífico actual, derivándose de la placa Farallón y luego se desplazó hacia el este un aproximado de 1000 km hasta su ubicación actual (Pindell, J. y Kennan, L. 2009, Giunta , G. *et al* 2011, entre otros). La segunda teoría es conocida como “Intra-Américas” sugiere un origen in situ de la placa Caribe entre fragmentos de corteza oceánica; el primero es la Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) de edad Cretácico tardío, de espesor anómalo entre 5-15 km, correspondiente a las cuencas de costa afuera de Venezuela y Colombia; y el segundo fragmento está

constituido por las cuencas cenozoicas de Grenada, Bonaire y la Prominencia de Aves como parte del Arco de Grenada (Figura 15).

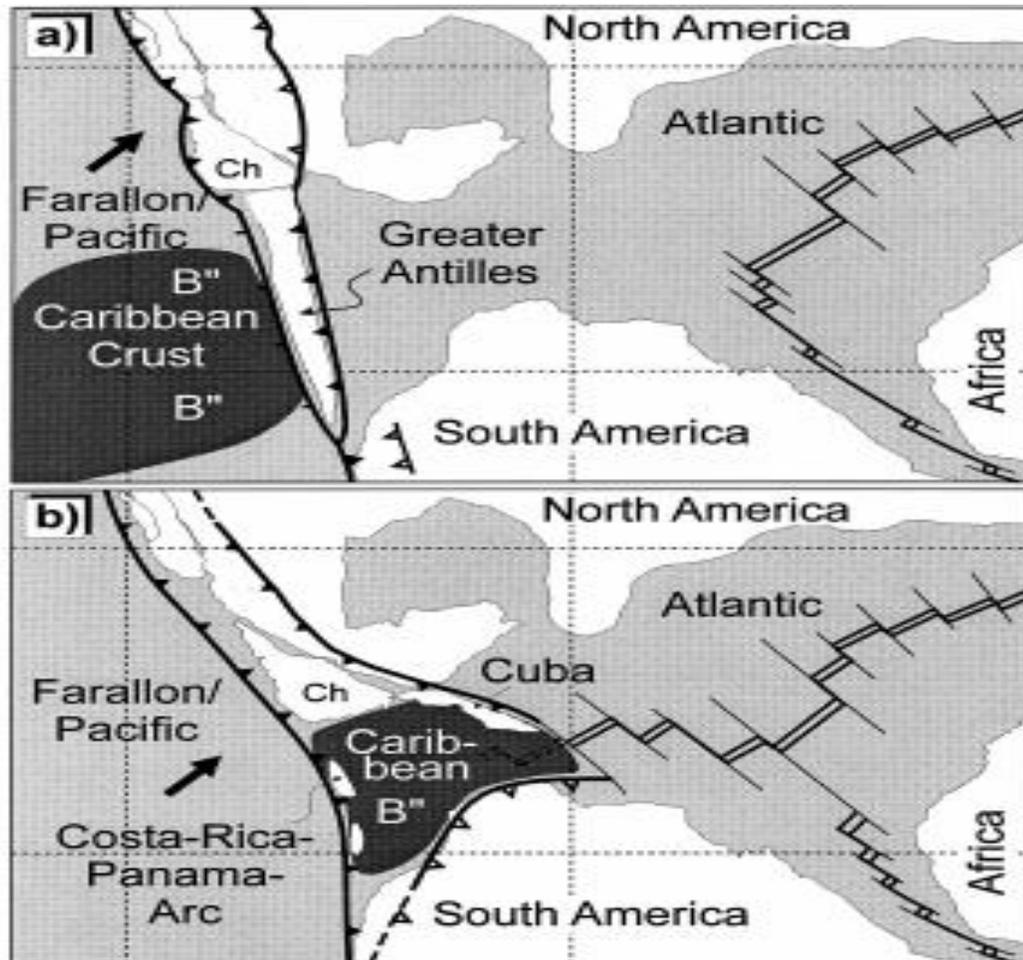


Figura 15. Hipótesis que explican el origen de la Placa Caribe, reconstrucción para el Albiano (100 Ma) a) Modelo “Pacífico”, placa Caribe proveniente desde el oeste (pacífico). b) Modelo alternativo “Atlántico”, en el cual el la Placa Caribe se forma entre las dos Américas. Fuente: Meschede, M. & Frisch W. (1998).

Por su parte, Giunta, G. *et al* (2011) señala que la placa del Caribe está definida por la meseta oceánica Cretácica de las Cuencas de Colombia y Venezuela (el cual formaba parte del Proto-Caribe) y el bloque Chortís?? Paleozoico-Mesozoico, ambos delimitados por cinturones marginales deformados, como resultado de las

interacciones Mesozoico con las placas Nazca, Cocos, y Norteamericana. En cuanto al espesor el autor señala que varía entre, 6-8 km, al oeste de la Cordillera de Beata, 20 km en la parte Norcentral de la Cuenca de Venezuela, 3-5 km en el SE de la Cuenca de Venezuela, 8-9 km, en las cuencas de Colombia y Granada, el grosor de los cinturones marginales varía de 10 a 22 km.

Placa Suramericana

Al igual que la placa Caribe, la placa Suramericana ha pasado por un proceso evolutivo asociado a varias fases tectónicas, que van desde el Precámbrico hasta el Cenozoico, en este rango de tiempo ha sufrido varios ciclos de Wilson y han sido amalgamados a ella bloques o microplacas de diferentes orígenes y edades. Para Baquero, M. (2015), las correlaciones entre los diferentes terrenos desmembrados y acrecionados al margen norte de Suramérica son aún materia de debate, a pesar de esto propone de manera general tres dominios geológicos:

- 1) Una provincia Precámbrica ubicada al sur de Venezuela conocida como el escudo de Guayana y constituida por la provincia de Imataca, provincia Maroni-Itacaiunas, y la provincia Ventuari-Tapajós, está formada por plutones granitoides, granulitas y charnockitas, además reconoce una extensión del basamento Precámbrico hacia el este de los estados Monagas y Anzoátegui conocido como Bloque Piara, este último bloque está cubierto por una espesa secuencia de rocas Cretácicas y Cenozoicas.
- 2) Un cinturón Paleozoico se ubica entre la serranía de Perijá y el margen oeste de la cuenca Barinas-Apure. Esta provincia está constituida principalmente por rocas graníticas, esquistos, gneises y metasedimentaria de edad Paleozoico (Cámbrico al Pérmico) y cubierta por una secuencia sedimentaria Cretácica o Neógeno en los Llanos centrales y occidentales, dentro de este cinturón se ubica una cuenca cámbrica no metamórfica es considerada como un antepaís “foreland basin” al sur del cinturón Paleozoico y representada por las formaciones Carrizal y Hato Viejo.

- 3) Un cinturón alóctono constituido por un complejo de rocas metaígneas, metasedimentarias, y metavolcánicas del Mesozoico-Cenozoico, el cual es reconocido en el margen norte de Venezuela y limitado al sur por un frente de corrimiento en la zona centro-oriental (Guárico-Cantagallos). Los terrenos expuestos en el alóctono son el complejo ofiolítico de Paraguaná, complejo San Julián, complejo Caucagua-El Tinaco, complejo Yumare, complejo Villa de Cura, complejo Araya-Paria-Tobago y complejo Juan Griego.

Para este cinturón de deformación, Grande, S. (2012 a, b) y Baquero, M. (2015), proponen la presencia de un bloque denominado Terreno Falconia, que es un bloque alóctono de edad Neoproterozoico, de alto-medio grado metamórfico, de posible afinidad Grenvilliana, perteneciente originalmente al orógeno Putumayo el cual subyace el noroccidente de Venezuela y es el basamento metamórfico de la cuenca de Falcón y posiblemente otras cuencas del occidente del país, el cual además fue intrusionado durante la evolución Protocaribe-Caribe (fase Eo- Caribeña de Giunta, G. *et al* 2011). Bezada, M. *et al* (2008) señala la afinidad continental del basamento, así como evidencias de adelgazamiento de la corteza y anomalías en el Moho por debajo de Falcón, en relación a esto último Silva, A. (2015), propone una variación del espesor cortical en la zona, asociado al adelgazamiento cortical de Falcón oriental.

Generación de la Cuenca de Falcón

Como se ha indicado previamente, la cuenca de Falcón está situada dentro de los límites de las placas Caribe y suramericana, (Audemard, F. 1993; Boesi, T. & Goddard, D., 1991; Muessing, K. 1984; Macellari C. 1995, Baquero, M. 2015). El autor Audemard, F. (1995), propone que la parte central y oriental se encuentra sobre un bloque alóctono Caribe lo cual va en sintonía con Bezada, M. *et al* (2008), Grande, S. (2012 a,b) y Baquero, M. (2015) que indican evidencias del denominado Terreno Falconia con corteza continental, de alto-medio grado metamórfico y afinidad Grenvilliana, en contacto con napas de rocas metamórficas (frentes de

deformación caribeños), unidades sedimentarias del margen pasivo mesozoico y de unidades turbidíticas del Eoceno.

Esta cuenca es la extensión occidental de la cuenca Bonaire a la cual estuvo unida hasta Mioceno tardío, (Audemard, F. 1995), en ella se evidencia una apertura diacrónica desde el este al oeste, que comienza en el Eoceno, una fase de extensión que generó la cuenca de Falcón Central durante el Oligo-Mioceno temprano y la posterior inversión y deformación a finales del Mioceno, por lo que no hay duda de que la cuenca de Falcón ha tenido una evolución polifásica (Audemard, F. 1995,1997; Porras, L. 2000; Gorney, D., *et al* 2007; Baquero, M. 2015)

La generación de la cuenca se ha explicado mediante varias teorías; la primera señala condiciones de tectónica extensional durante el Oligo-Mioceno, a partir de la transurrencia destral de rumbo este-oeste (Falla de Oca, San Sebastián y Cuiza), que combinadas con fallas normales de rumbo NO generaron una cuenca de tracción (*pull apart basin*), originada por la convergencia oblicua entre las placas Caribe y Suramérica, fue acompañada por el adelgazamiento de la corteza y por la inyección de magmas basálticos, condiciones causantes de la subsidencia de Falcón (Muessing, K. 1984 , Boesi, T. & Goddard, D., 1991, Macellari C. 1995; entre otros).

Sin embargo, conviene explicar que la cuenca Falcón no pudo haberse formado como una cuenca *pull apart*, porque el movimiento transcurrente destral del sistema de Oca- Ancón, San Sebastián y El Pilar, dificulta la generación de una cuenca con las dimensiones de la Cuenca de Falcón y Bonaire, además una fase distensiva es observada a lo largo de todo margen norte del continente sudamericano (Audemard, F. 1995). Para Grande, S. (2012a) otro aspecto que no es concordante con la hipótesis de cuenca *pull apart*, es la orientación de las intrusiones ígneas (**Figura 16**).

La otra hipótesis plantea que la cuenca Falcón-Bonaire nace como un orógeno en flotación durante un colapso post-orogénico, detrás de un arco de islas volcánicas, asociado a la desaceleración de la placa Caribe (Audemard, F. 1993, 1997; Mann, 1999; Porras, 2000). 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 delante de arco (*fore arc*), arco y detrás de arco (*back arc*) que se desarrollan en los márgenes convergentes (**Figura 16**).

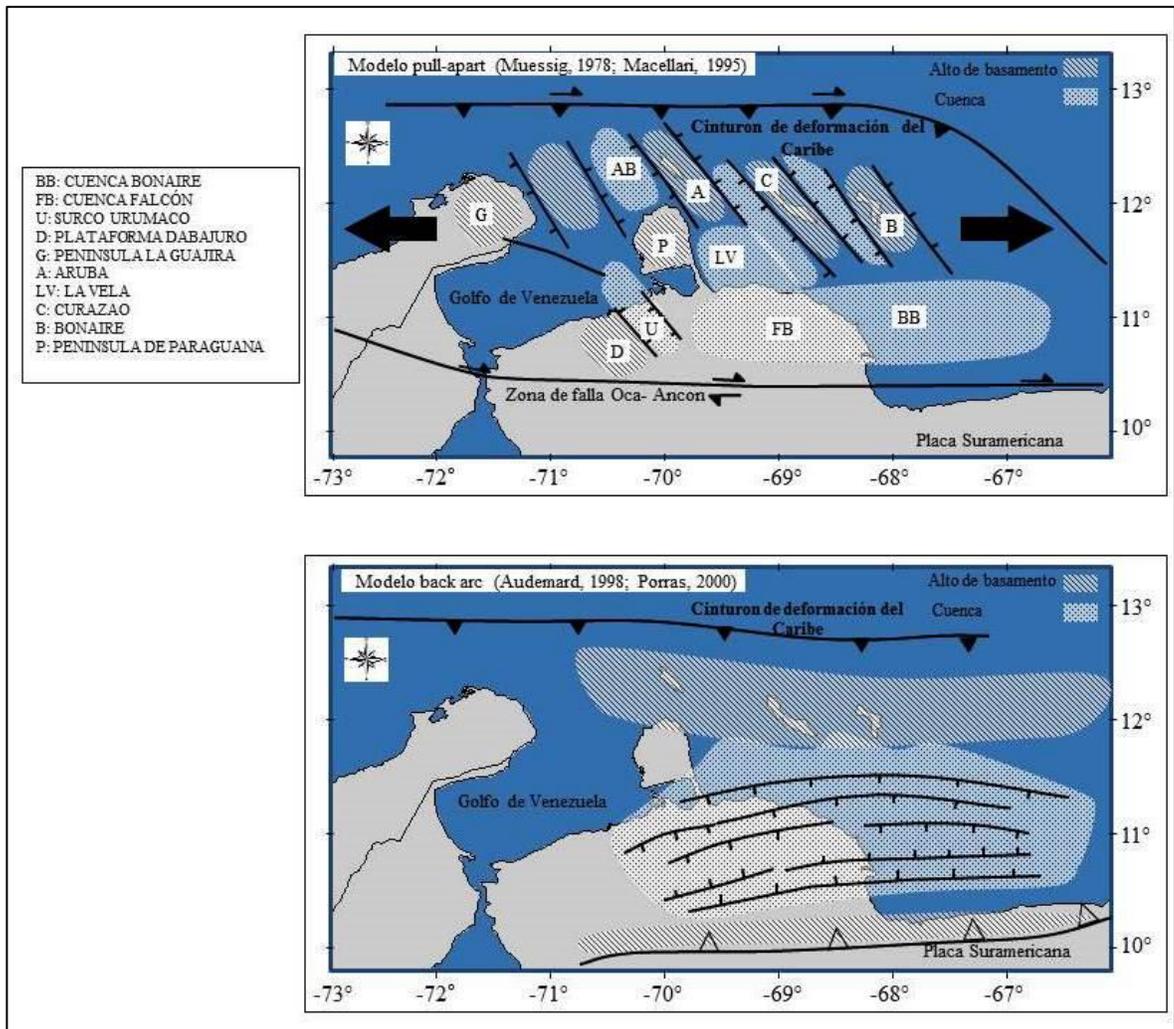


Figura 16. Modelo *Pull apart* y *back arc* de generación de la Cuenca de Falcón. Modificado de Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., the Bolívar Group (2007).

El autor Grande, S. (2012 a), plantea otra teoría que muestra que la cuenca de Falcón está conformada por dos cuencas extensionales sucesivas de edades

diferentes: Yaracuybare (Falcón oriental /Agua Salada, objeto de estudio en esta investigación) y la de Falcón central, en ambas intrusionaron magmas máficos y subvolcánicos, considera que estas se producen en dos etapas: la primera es la rotura de la cuña de subducción (*slab break off* –Eoceno tardío) y en la segunda hundimiento en el manto del extremo de la placa rota (*slab foundering*- Oligo-Mioceno). Estos episodios explican el emplazamiento de los cuerpos ígneos y la formación de las cuencas Yaracuybare durante el *slab break off* y la cuenca de Falcón durante el *slab foundering*.

La evolución polifásica de la Cuenca de Falcón es resumida por Baquero, M. (2015) en cuatro fases y algunos eventos magmáticos asociados, a continuación se hace un resumen y se complementa con información de otros autores:

1. *Primera fase (Paleoceno tardío-Eoceno temprano)*

En esta fase se generan dos tipos de cuencas, la primera una cuenca antepaís y un sistema imbricado de cabalgamientos (Napas de Lara), producto del empuje desde el norte, contra el borde noroccidental del continente Suramericano, el relleno de la cuenca es producto de masas de muy variadas dimensiones, desde olistolitos métricos, hasta bloques hectométricos, mayormente rocas del Cretácico tardío y más viejas, que predominan en la Formación Matatere.

La segunda cuenca del tipo “*back arc basin*”, asociada con la subducción oblicua del Protocaribe por debajo de la placa Caribe (Figura 17), por la migración hacia el este del arco de isla del Caribe, en este evento se generaron el arco de isla Antillas Menores, las cuencas de Grenada, Blanquilla, Falcón-Bonaire y la separación de la Prominencia de Aves como parte del Arco de Grenada (Bouysse, 1988; Audemard, 1993, 2009, en Baquero, M. 2015).

Para el emplazamiento de las napas de Lara Urbani, F. (2014) señala que se forman de manera diacrónica de oeste a este, fue apilando distintos terrenos en el norte de Suramérica, comenzando en la zona del actual estado Lara, pero continuando en la Cordillera de la Costa, las penínsulas de Araya, Paria y la

cordillera del norte de Trinidad. La frontera entre las napas y el autóctono corresponde a la denominada Sutura peri-Caribe. (Figura 17 y 18)

FASE SUBDUCCIÓN OBLICUA (60-50 Ma)

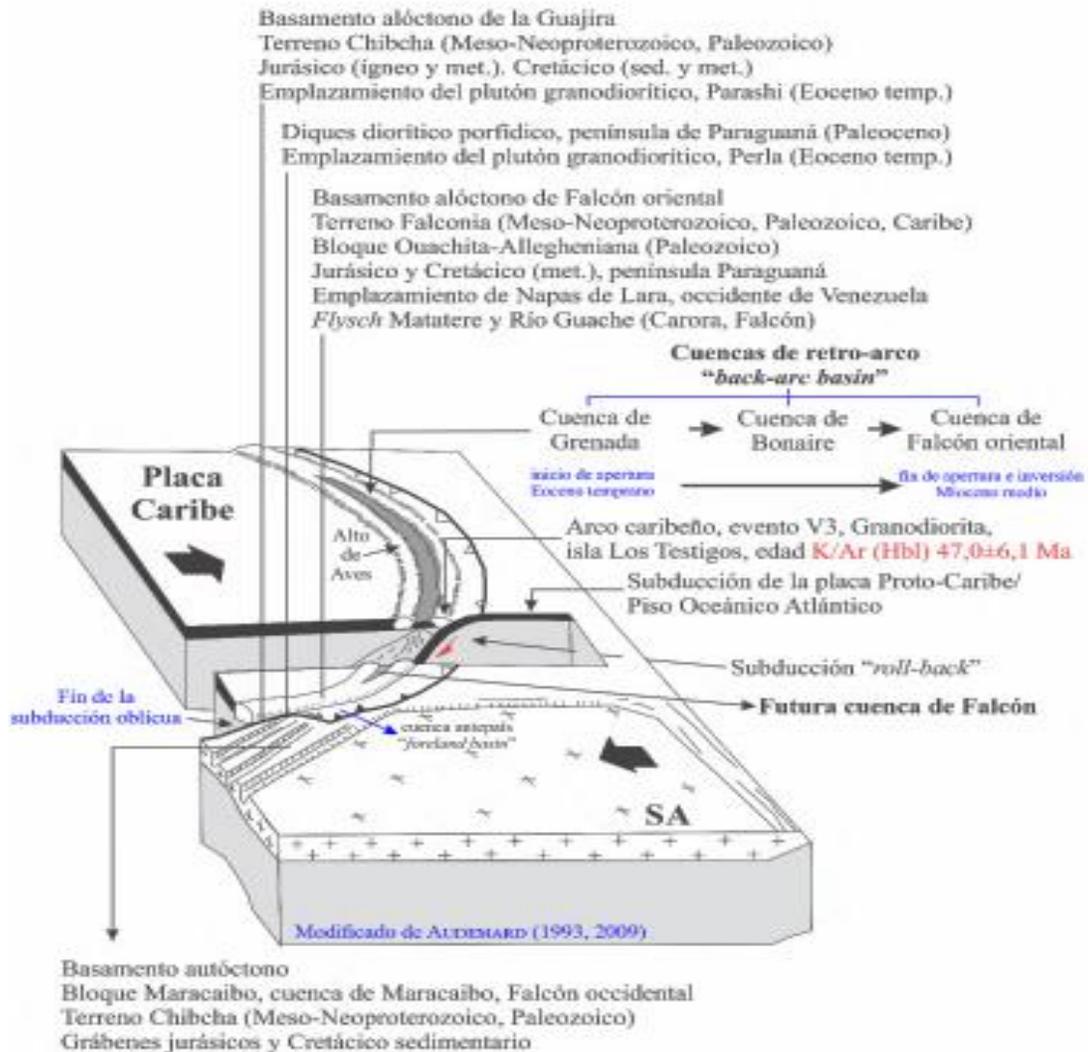


Figura 17. Reconstrucción geodinámica del límite SO de la placa Caribe durante el Paleoceno-Eoceno temprano (60-50 Ma). Las cuencas de Grenada, Blanquilla, Bonaire y Falcón formaron parte de una única cuenca de tipo retro-arco "back arc basin" asociado a la migración del Arco Caribeño Mesozoico y subducción del Proto-Caribe por debajo del arco. Emplazamiento de las Napas de Lara. Fase de subducción oblicua del Proto-Caribe por debajo de la placa Caribe. Fuente: modificada de Audemard en Baquero, M. (2015).

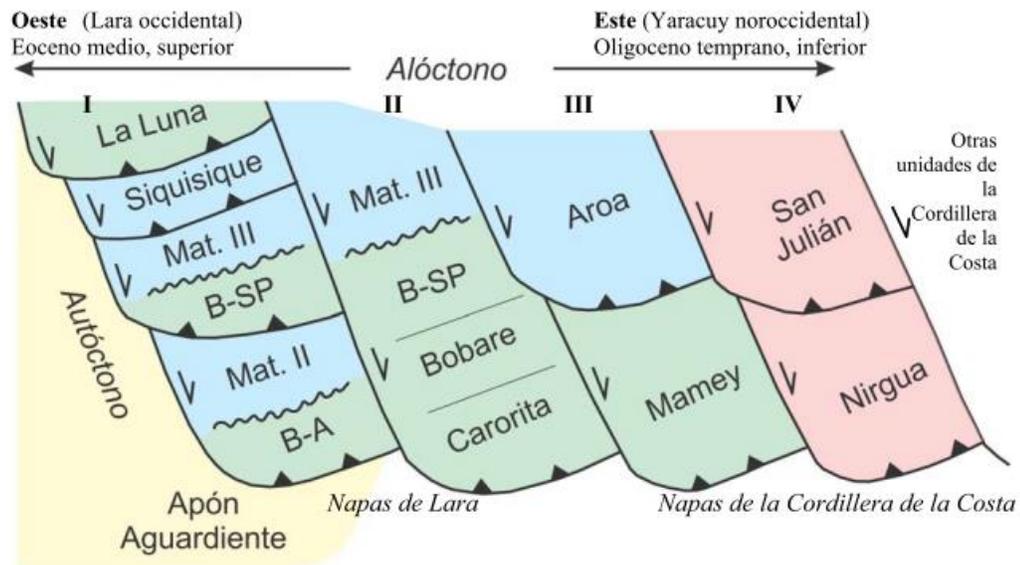


Figura 18. Esquema del apilamiento de napas en forma diacrónica de oeste a este para la zona de estudio. Clave de colores: Amarillo: Unidades autóctonas, depositadas en el margen pasivo Cretácico en el norte de la placa Suramericana. Verde: Unidades alóctonas, formadas en el margen pasivo Cretácico y posteriormente involucradas en las napas. Azul: Unidades alóctonas de dominio oceánico. Rosado: Unidades alóctonas de origen continental de edad pre-cretácica. Abreviaturas: Mat.: Formación Matatere. B-A: Formación Barquisimeto – subunidad Atarigua. B-SP: Formación Barquisimeto – subunidad San Pablo. Fuente: Urbani, F. (2014)

2. Segunda fase (Eoceno medio-tardío)

Desarrollo de un evento de adelgazamiento cortical en la zona oriental de Falcón, fallas normales y un evento extensional responsable del emplazamiento de diques de afinidad intraplaca simultáneos al depósito de la Formación Cerro Misión. La explicación es por fracturamiento (*slab break off*) de un remanente de la placa del Protocaribe contigua a Suramérica que fue subducida parcialmente por debajo del bloque alóctono conocido como Terreno Falconia (Figura 19a), Grande (2012 a) y Baquero, M. (2015). Para Porras, L. (2000), durante este tiempo en Falcón oriental se desarrolló el Alto de Guacharaca, el cual probablemente estuvo activo hasta el Oligoceno, se originó como una inversión tectónica de una falla normal pre-existente de basamento, durante los inicios de la colisión de las placas.

3. Tercera fase (*Oligoceno temprano – Mioceno medio*)

Ubicada al norte de la cuenca antepaís (Paleoceno –Eoceno), se apertura otra cuenca extensional (Falcón central), es una amplia zona de adelgazamiento cortical con una rápida subsidencia, es de mayor tamaño a la desarrollada en la primera etapa (Yaracuybare), generó un graben por colapso en el centro de la cuenca que causó un levantamiento local tanto al norte como al sur. La rápida subsidencia, asociada a los espesos depósitos y la relativa poca extensión, podría indicar que algunas de las fallas normales eran pre- existentes y que fueron reactivadas durante este evento. Durante esta fase se genera una discordancia, usualmente de gran angularidad y de extensión regional. Esta discordancia ocurre mayormente en el margen sur de la cuenca de Falcón. (Baquero, M. 2015).

En Falcón central se depositaron en el borde de cuenca cuerpos arrecifales y de plataforma de las formaciones San Luís, al norte, y Churuguara, al sur, las formaciones El Paraíso y Castillo, ambas depositadas en un ambiente continental a costero que evoluciona en un ambiente nerítico más o menos profundo hacia el tope, secuencia de lutitas de la Formación Pecaya en zona batial. El hundimiento en el manto de restos de la placa Protocaribe generó un proceso de *slab foudering* (Figura 19b) que ocasionó que las secuencias sedimentarias fueran intrusionadas por cuerpos subvolcánicos ($22,9\pm 0,9$ Ma a $15,4\pm 0,5$ Ma) utilizando como conductos las fallas transtensivas dominantes. (Grande, S. 2012a; Audemard, F. 2009; Muessing, 1978 y McMahon, 2000, en Baquero, M. 2015).

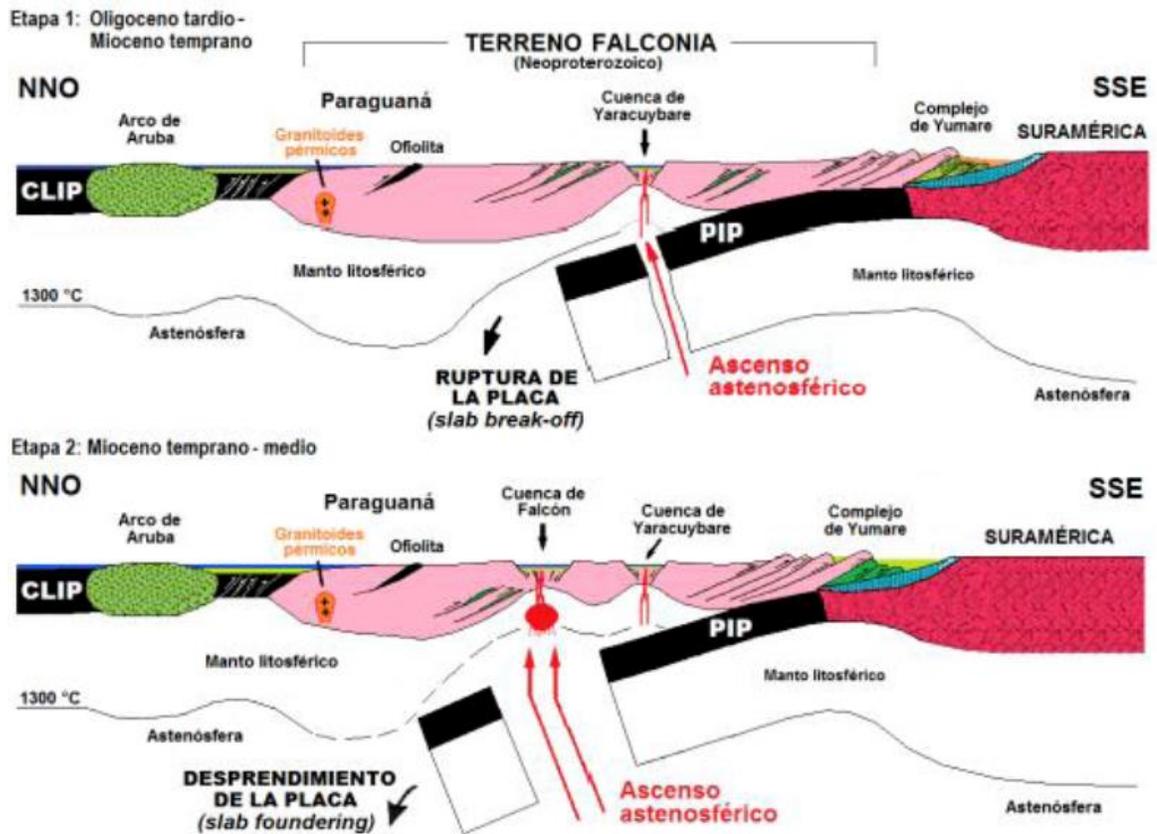


Figura 19. Modelo de generación Grande, S. (2012a) para Cuencas de Falcón oriental (Yaracuybare) y Falcón central. a) Ruptura inicial *slab break off* durante el Eoceno. b) Cuenca de Falcón central generada por *slab foundering* durante el Oligoceno. Las figuras concuerdan con las fases dos y tres de Baquero, (M. 2015). Fuente: Grande, S. (2012a)

4. Cuarta fase (Mioceno medio a Pleistoceno)

Se caracteriza por la reactivación de fallas pre-existentes e inversión de la cuenca, generación del cinturón plegado y fallado, producto de esfuerzos compresivos en dirección NO-SE. Durante esta fase la región se caracteriza por un patrón de fallas rumbo-deslizantes dextrales y marca el inicio de la transpresión predominantemente en los sistemas Fallas de Boconó y Oca-Ancón, (Audemard & Audemard, 2002, en Baquero, M. 2015; Audemard, F. 2009) o siniéstrales (Falla de Santa Marta-Bucaramanga, en Colombia), posiblemente en respuesta de la colisión del arco de Panamá (Cediel *Et al.*, 2003; Grande, 2005; Bermúdez, 2009; Orihuela-

Guevara, 2012, en Baquero, M. 2015) durante el Mioceno tardío contra el borde occidental de la placa Suramericana (Colombia).

Audemard (1995) muestra la evolución de los esfuerzos en el NO de Venezuela, identificando las fases oligocenas extensivas y posteriormente fases compresivas, con desplazamiento de los esfuerzos hasta mostrar una tendencia cercana al norte-sur. La tectónica actual en la cuenca de Falcón está caracterizada por un esfuerzo principal orientado en dirección NNO-SSE y el esfuerzo mínimo horizontal ENE-WSO. Audemard, F. (1997) identificó cinco familias de fallas: 1) Transcurrentes dextrales en dirección W-E; 2) Transcurrentes dextrales NO-SE, sintéticas; 3) Normales NNO-SSE 4) Transcurrentes siniéstrales N-S a NNE-SSO antitéticas e 5) Inversas ENE- WSO, por último reporta régimen transpresional ocasionando partición de la deformación en el sistema de Fallas Oca-Ancón, y las fallas subordinadas a ésta.(Figura 11)

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Audemard, F. (1995), señala que la cuenca de Falcón está constituida por depósitos que abarcan desde el Eoceno hasta el Cuaternario, está instalada en su parte central y oriental sobre el alóctono Caribe sobrecorrido durante la fase compresiva Paleoceno-Eoceno, indica que las facies cambian lateralmente y se hacen más marinas hacia el este, su variación vertical pasa de ambientes marinos profundos a depósitos continentales y litorales.

La estratigrafía de la cuenca Falcón oriental (cuencas Agua Salada y Casupal) es compleja, debido al control de la actividad tectónica que se ve reflejado en los cambios de facies y períodos de erosión, que impide realizar correlaciones estrictamente litológicas, además intrusiones ígnea que necesitan mayores estudios para entenderlas a cabalidad. Los ambientes van desde batiales hasta costeros fluviales/marginales, se desarrollaron a lo largo de la historia geológica, propiciando condiciones para la generación de grandes espesores de rocas lutíticas, carbonáticas y en menor medida areniscas.

Es importante señalar que los trabajos más significativos en la cuenca de Falcón oriental en cuanto a estratigrafía y bioestratigrafía son los de Renz, H. (1948) y Díaz de Gamero, M. ((1985a y 1985b); él primero trabaja en la zona de Mene de Acosta al sur del cerro Guacharaca-Esperanza, a partir de datos de pozo y geología de superficie en el área, define las secciones tipo de la Formación San Lorenzo y Pozón, sin excluir que hace menciones a las rocas de edad Eoceno y Oligoceno.

Por su parte, Díaz de Gamero, M. (1985a y 1985b), trabaja al norte de la zona estudiada por Renz, H. (1948), debido a que sólo se basó en geología de superficie y no hay secciones representativas, señala que no pudo diferenciar las formaciones definidas en Mene de Acosta, por eso plantea el nombre de Formación Agua Salada, con la limitante de que no define secciones tipo, y no elabora una cartografía para entender una posible diferenciación entre las formaciones al norte y sur del alto de Esperanza-Guacharaca (Figura 20). El miembro El Salto propuesto por Díaz de Gamero, M. (1985a), para la Formación Agua Salada, estratigráficamente y petrográficamente parece no corresponder con el definido por Renz, H. (1948), en la Formación San Lorenzo.

Respecto a las discordancias en Falcón oriental y Costa Afuera, Margotta, J. (2010) indica que a partir de interpretación sísmica y sus correlación con datos bioestratigráficos de los pozos estudiados por Haak, 1980, Evans 1982 y Duran, 2006 se logró definir las edades de 5 discontinuidades estratigráficas, las cuales marcan eventos de importante deformación y modificación de la cuenca de Falcón-Bonaire a nivel regional, señala que estas discordancias se hacen angulares en las zonas cercanas a los altos y concordantes al ubicarse en el centro de la cuenca o sus depocentros.

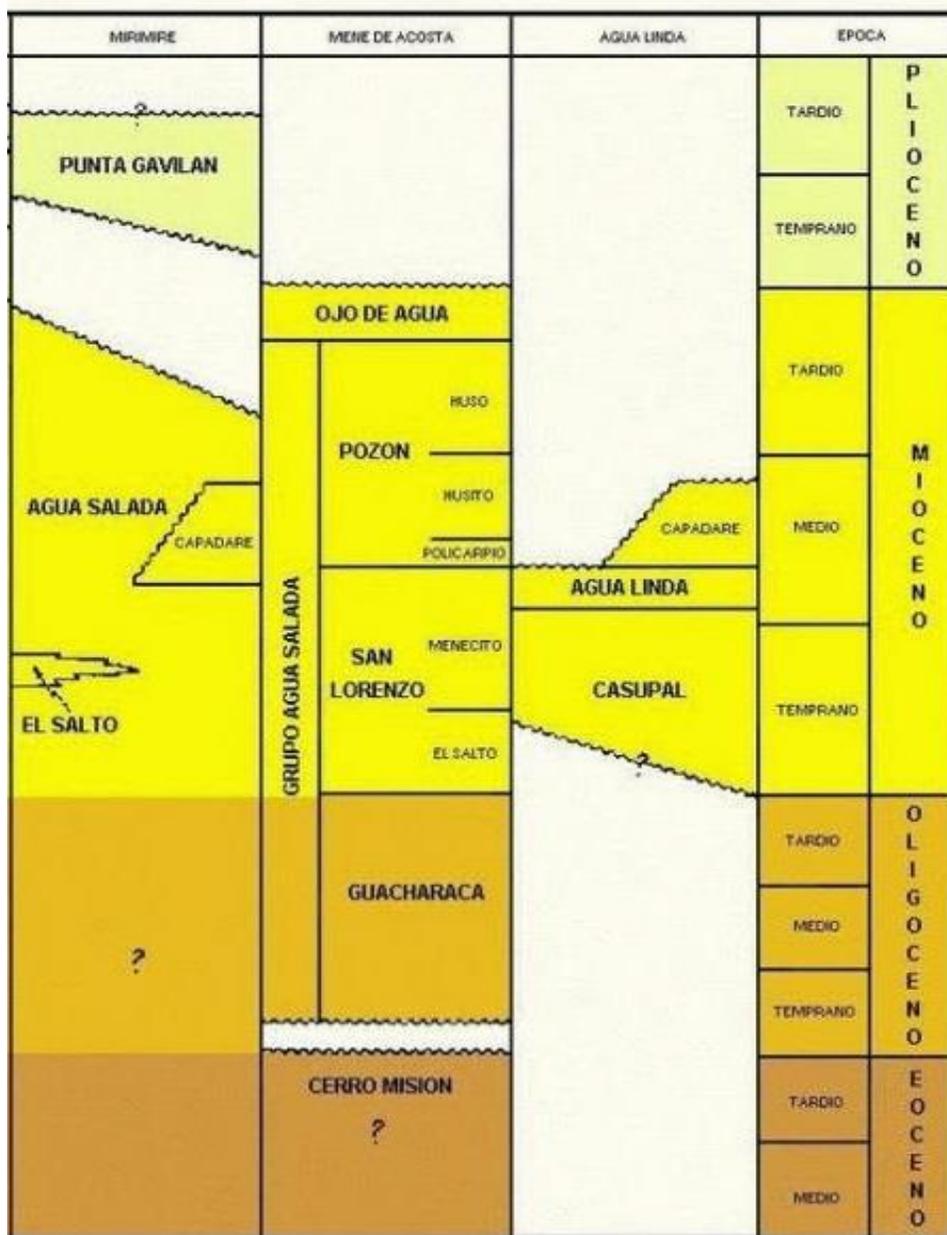


Figura 20. Cuadro Cronoestratigráfico Falcón oriental en base al trabajo de Díaz de Gamero, 1985a y 1985b. Fuente: Ministerio de Energía y Minas (1997)

Basamento de la Cuenca

A partir de información de geología de superficie y muestras de pozos Grande, S. & Urbani, F. (2009), Baquero, M., *et al.* (2011), Grande, S. (2012 a,b), Grande S. (2013), Baquero, M. (2015), Baquero, M., *et al* (2015), señalan que la Cuenca de

Falcón oriental descansa sobre un basamento denominado Terreno Falconia (Figura 21), el cual es ígneo-metamórfico de medio-alto grado, con rocas calco-silicatadas, granulitas máficas y félsicas, gneises pelíticos de alto grado, anfibolitas granatíferas y clinopiroxenitas, de edad Neoproterozoico y con afinidad Putumayo/Grenvilliana, sus dimensiones son de 200 km de largo por 80 km de ancho aproximadamente. Audemard, F. (1995), revela que el basamento metamórfico alóctono sólo se encuentra en la parte central y oriental de la cuenca de Falcón así como en parte del Golfo de Venezuela.

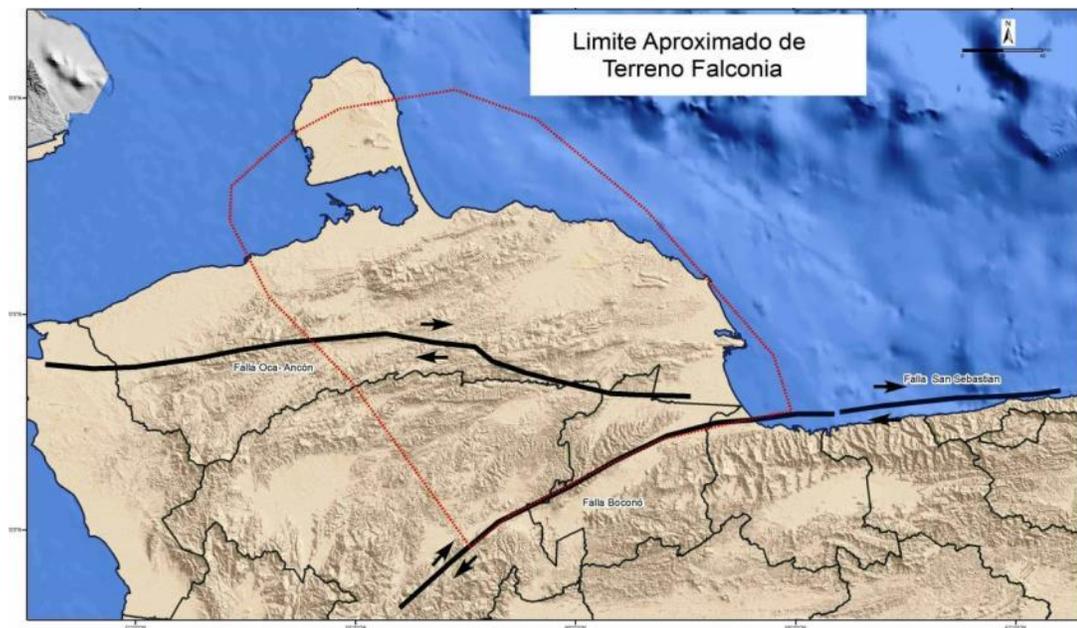


Figura 21. Límites aproximados del terreno Falconia (rojo). Modificado de Grande, S. (2012b).

El terreno Falconia es de naturaleza continental de acuerdo a los trabajos de Bezada, M., *et al* (2008) y Baquero, M. (2015), por lo tanto, no forma parte de la placa Caribe y de acuerdo a su edad no está relacionado con el cratón Amazónico. Este bloque se desplazó dentro de un proceso regional de emplazamiento tectónico de varias napas, terrenos y bloques alóctonos acrecionados a Suramérica, a partir del Paleoceno por la interacción de las placas suramericana y caribeña. Baquero, M.

(2015), indica que presentan semejanzas litoestratigráficas y geocronológicas con el terreno Chibcha en Colombia (macizos de Santa Marta y Santander)(Figura 22) y los terrenos Mesoamericanos (Oaxaca-Maya-Chortís).

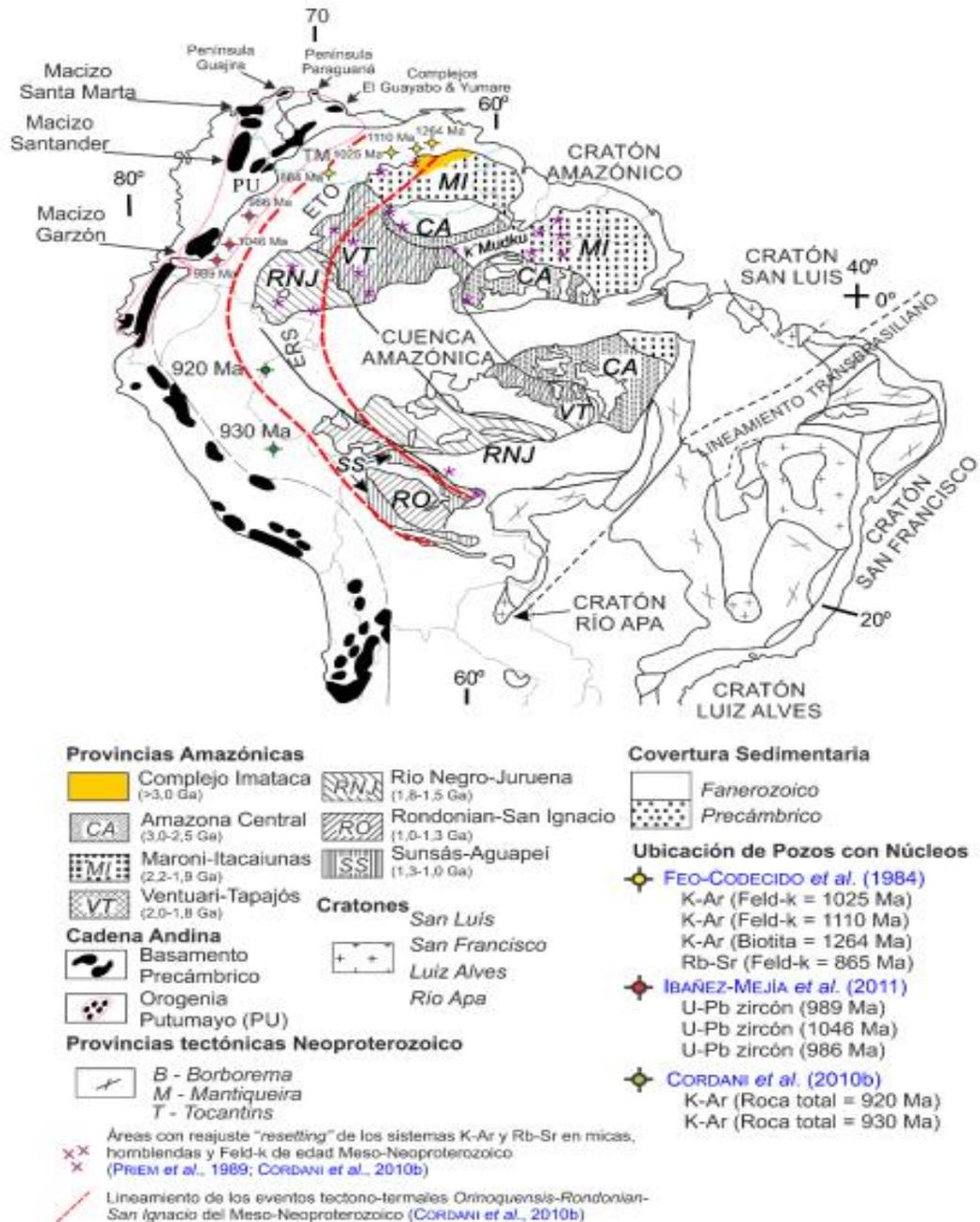


Figura 22. Mapa Geológico regional de Suramérica, mostrando los principales rasgos tectónicos y remanentes de corteza de edad Putumayo- Grenvilliana emplazados en la cordillera de Los Andes y norte de Venezuela. Fuente: Baquero, M. (2015)

Al norte de Venezuela, en la zona de Lara, Yaracuy y Falcón oriental, este terreno está cubierto por napas de rocas metamórficas formadas a partir de protolitos sedimentarios del margen pasivo Mesozoico (Cretácico) y de unidades turbidíticas del Eoceno medio (Grande, S. 2013 Urbani, F. 2014; Urbani, F. *et al* 2015). Falconia ha sufrido diversos episodios de intrusiones ígneas, el primero de ellos en el Pérmico en el cual fue intrusionado por plutones graníticos, (Grande, S. 2012a), el segundo episodio relacionado a una serie de sills y diques magmáticos de edad Paleoceno-Eoceno y basaltos alcalinos durante el Oligo-Mioceno medio (Muessing, K. 1984; Baquero, M. 2015).

Las intrusiones ígneas del segundo episodio afectaron parte de la cobertura sedimentaria y están relacionadas al adelgazamiento cortical que sustenta la generación de la Cuenca de Falcón en un periodo de esfuerzos distensivos que se ubica entre el Eoceno tardío y parte del Oligoceno.

Estudios efectuados por Mendi, *et al.* (2005) en el basamento de seis pozos en la Ensenada La Vela(LVC-12, LVC-13, LVC-14, LVC-17, LVC-18 y LVC-22) y el pozo Mero 1X al suroeste de Aruba, indican tres (3) pozos(LVC-12, LVC-14, LVC-18) donde el protolito de las muestras es ígneo, plutónico, félsico con afinidad de corteza continental, otros tres (3) pozos (LVC-13, LVC-17, LVC-22) con muestras de roca máficas, con afinidad oceánica semejantes a las rocas aflorantes en la Península de Paraguaná (Cretácico), su parte el pozo Mero 1X tiene muestras de afinidad oceánica (Precámbrico), sometidas a metamorfismo de alto grado, es importante destacar que las granulitas más cercanas se encuentran en el Complejo de Yumare, estado Yaracuy, a unos 150 km, y en la parte central del macizo de Santa Marta, Colombia.

Urbani, F. (2014) y Urbani, F. *et al* (2015), proponen una simplificación y agrupación de las unidades geológicas ígneo-metamórficas de la Cordillera de la Costa, siguiendo el concepto de terrenos, o de grandes bloques tectónicos con orígenes diversos en cuanto a edad y ambiente de Formación del protolito, en la zona

de Yaracuy –Falcón, específicamente en el área al norte de Yumare (Figura 23) los terrenos corresponden a:

- Terreno Ávila: su unidad mayoritaria es el Complejo San Julián, en él se encuentra una mezcla diversa de rocas metasedimentarias y metaígneas de origen de corteza continental. Las edades determinadas a la fecha oscilan entre 512 y 471 Ma (U-Pb zircón), éste ha estado sometido a metamorfismo de grado alto a medio.
- Terreno Yumare: Este bloque incluye al Complejo homónimo compuesto por anortosita y gneises granulíticos, pertenecientes a la asociación ígnea anortosita - mangerita - charnockitas - granito. Debido a la presencia de anortosita titanífera, la edad corresponde al Neoproterozoico, presenta metamorfismo de alto grado Facies de Granulitas
- Terreno Tacagua (Aroa): Dentro de este terreno se incluye el Esquisto de Tacagua, que aflora como una franja costera, así como las unidades Urape y Muruguata en la región de Caucagua, y el Esquisto de Aroa, en la parte occidental de la Cordillera de la Costa (Yaracuy-Lara), la litología es esquisto o filita de color gris oscuro con cuarzo moscovita y grafito, intercalados con niveles carbonáticos (esquisto carbonático y mármol) y rocas de color verde claro por la presencia de epidoto, actinolita y clorita. Edad Cretácico?
- Terreno San Quintín: Constituido por el Complejo San Quintín (rocas de protolito volcánico y sedimentario) y el Metagabro de La Zurda, afloran en el cerro de San Quintín al norte de Yumare, ambas metamorfizadas a la facies de Esquisto verde (clorita). Edad Cretácico?.

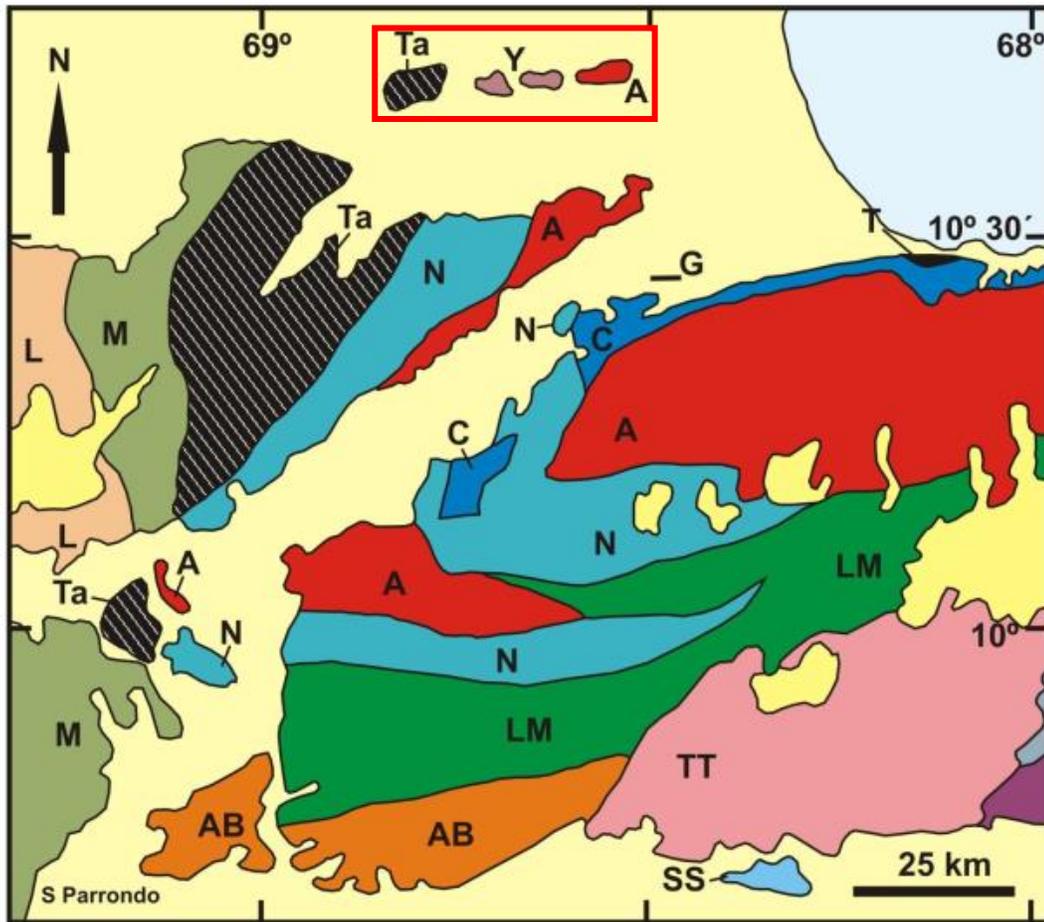


Figura 23. Esquema de distribución de terrenos en la zona centro-occidental de Venezuela. Abreviaturas: A: Ávila. AB: Agua Blanca. C: Carayaca. G: El Guayabo. L: Napas de Lara. LM: Las Mercedes. M: Los Cristales (Mamey). N: Nirgua. Ta: Tacagua (Aroa). TT: Tinaco-Cachinche-Tucutunemo. Y: Yumare, y San Quintín. Amarillo: Cenozoico. Resalta en Rojo los terrenos que forman parte del presente estudio. Fuente: Urbani *et al* (2015)

De acuerdo a Margotta, J. (2010) la discordancia entre el basamento y las rocas que rellenan la cuenca costa afuera, se caracteriza por presencia de pliegues y fallas, tanto en basamento como en los estratos, por lo que señala tectónica de piel gruesa “*thick skinned*”, son reflectores de fuerte impedancia acústica, con fallas extensivas, se presume de carácter regional. Toribio, E. (2012) indica que en líneas sísmicas el basamento se observa por debajo de los 2 segundos, pudiendo pasar en otras líneas hasta los 8 segundos.

En la región de Yumare existe una discordancia entre la Formación Matatere (unidad Matatere III Eoceno temprano-medio), con el basamento ígneo metamórfico del Complejo San Julián (Urbani, F. 2014), pero esta Formación es considerada del dominio del Alóctono Caribe, sin embargo, no hay una evidencia clara de cómo es el contacto del basamento con los depósitos autóctonos de la cuenca.

Eoceno

La tectónica y los depósitos evidencian la formación de una cuenca antepaís profunda, durante el Eoceno temprano, producto de la interacción al oeste, de las Placas Caribe y Suramericana (subducción), esta cuenca está representada por depósitos de ambiente batial donde se depositaron sedimentos finos y turbidíticos (Formación Matatere y equivalentes). Los remanentes de depositación del Eoceno están restringidos a depocentros angostos orientados noroeste-sudeste, que fueron controlados por fallas y posteriormente deformados, todo este proceso es previo a la generación de la cuenca de Falcón (Macellari, C. 1995, Urbani, F. 2014).

La geometría y su distribución de facies sugiere que las cuencas de Falcón central y Falcón oriental fueron formada por un tren de extensión norte-sur más que este- oeste proceso que comienza a finales del Eoceno y culmina en el Oligoceno (Bezada et al., 2008). Para Baquero et al (2010), el inicio coincide con el emplazamiento de los últimos bloques alóctonos (Paleoceno –Eoceno temprano?) sobre ellos rocas metasedimentarias (Cretácico tardío) y la sedimentación flysch. Urbani, F. (2014) señala la presencia de afloramientos al norte de Yumare, Los Chorrerones, Las Tinajitas, Macuere, noroeste de Siquisique, Puente Limón, las Llanaditas, Los Algodones, entre otras áreas, asociados a la unidad alóctona Matatere III, estos depósitos son considerados por el autor como la unidad turbidítica infrayacentes a la Formación Cerro Misión que menciona Hunter, 1972.

Baquero *et al* (2010) indica que la secuencia sedimentaria más antigua perforada en Falcón central, está representada por el Grupo Agua Negra (formaciones Santa Rita, Jarillal y la Victoria en Falcón central) y Formación Cerro Misión

(Falcón oriental), las cuales representan una secuencia sedimentaria de tercer orden. En general las relaciones estratigráficas del Eoceno en la cuenca de Falcón oriental no es totalmente clara, aunque aflora y algunos pozos han reportado rocas de esta edad, no se conocen exactamente sus espesores, si está en parte erosionado o su continuidad (Toribio, E., 2012).

De acuerdo a lo antes descrito, se puede señalar que en la cuenca oriental de Falcón existen partes de las napas Caribe de edad Eoceno temprano- medio representados por la unidad Matatere III y rocas autóctonas de edad Eoceno medio-tardío, de la Formación Cerro Misión, además hay diques intrusivos en la quebrada Yaracuybare contemporáneos al depósito de Cerro Misión. A continuación se procede a describir las formaciones que han sido reportadas en la cuenca oriental de Falcón:

Formación Matatere- Unidad Matatere III (Eoceno temprano – medio)

Stephan, 1985 (Citado en Urbani, F. *et al* 2015), subdivide a la Formación Matatere (Paleoceno-Eoceno medio), en tres subunidades informales (I, II y III). Matatere III, es la más joven, presenta litologías pelítico-psamíticas y conglomeráticas, que corresponde más a un flysch arenáceo típico, consiste en una monótona alternancia rítmica de subgrauvacas y lutitas, con intercalación de brechas y microbrechas sedimentarias (Figura 24). Los olistolitos se encuentran tanto en los niveles pelíticos como en los psamíticos, predominando la caliza, pelita litificada, esquisto y cuarcita; más raramente gneis y rocas volcánicas básicas. Los olistolitos carbonáticos son muy variables en composición lítica y contenido de faunas con edades desde el Cretácico Temprano hasta el Paleoceno. Es considerada parte de las napas de Lara (alóctona).

La secuencia fue depositada en una cuenca antepaís, ubicada entre el margen suramericano y la parte frontal de los terrenos de dominio Caribe (arco volcánico) con olistolitos de ambas fuentes. Matatere III, según Noguera, 2008 y Noguera *et al.* 2008 (en Urbani, F. *et al* 2015), presenta depósitos diacrónicos de este a oeste: 1) Siquisique - Los Algodones - Macuere (53,8 Ma), 2), La Mesa y Siquisique (49,8 Ma) y 3) norte de Carora (39,4 Ma), lo que implica distintos lóbulos turbidíticos

depositados en el intervalo del Eoceno temprano a medio. Con los estudios geocronológicos de zircones detríticos realizados por Noguera, (citado en Urbani, F. *et al*, 2015), se muestra una notable semejanza de los patrones de edades entre las formaciones Matatere III y Pampatar (isla de Margarita).

Stephan, J. (1977) señala en la zona de Yumare, ubicada a 15 km al sur de Cerro Misión, un “Eoceno Superior” - Formación Cerro Misión con olistolitos, discordante sobre el complejo ígneo metamórfico e infrayacentes al “Mioceno Inferior”- Pozón. Urbani, F. (2014), indica que este afloramiento no corresponde a la Formación Cerro Misión, sino se ha cartografiado como Formación Matatere (Matatere III) precisamente una unidad flysch del Eoceno temprano-medio, que tiene como características la presencia de olistolitos, además Jaimes, 2008 (citado en Urbani, F., 2014) describe un pequeño cuerpo de caliza del Eoceno con abundantes ejemplares del género *Nummulites*, ubicado al sur de Yumare entre los poblados de Tesorero y Carabobo, estado Yaracuy.

Díaz de Gamero, M. (1985a), señala que el muestreó en la carretera Morón-Coro, reporta la presencia del flysch Eoceno medio, indicando que por encima de este hay un grueso paquete de lutitas aparentemente estéril y rocas microfósilíferas del oligoceno, la autora no presenta la cartografía de la unidad, señalando que es la misma zona de trabajo de Hunter (citado en Díaz de Gamero, M. 1985a), aunque no hay un estudio formal sobre este tema, es posible que estas descripciones coincidan con la unidad Matatere III. La investigadora señala además que Senn, H. en 1935, reportó la presencia de calizas con orbitoides en la zona de cerro Campana, fósil que restringe la roca al Eoceno medio.

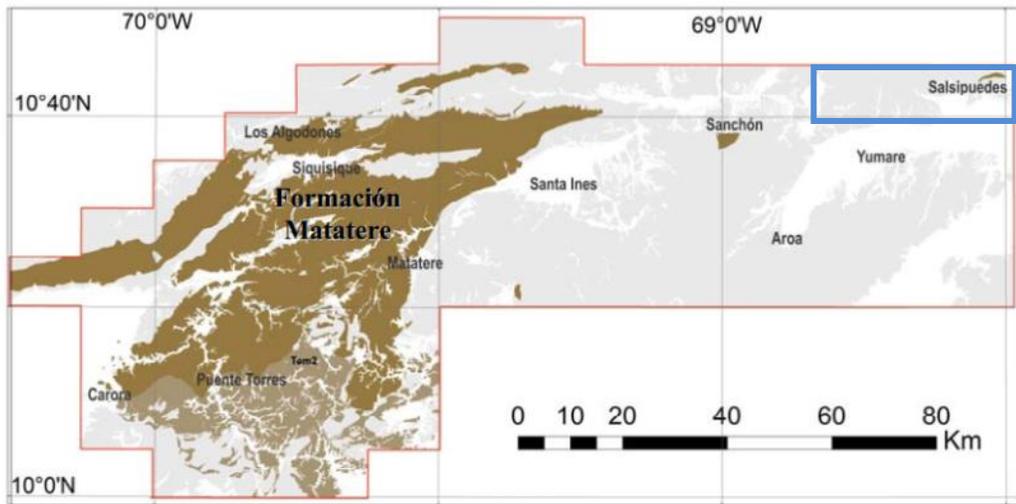


Figura 24. Distribución de la Formación Matatere. Marrón Oscuro: Formación Matatere (III). Marrón Claro Formación Matatere (II). Resaltado en azul parte del área del presente estudio. Fuente: Urbani, F. *et al* (2015)

Formación Cerro Misión (Eoceno medio- tardío)

Entre las rocas más antiguas en superficie en Falcón suroriental, se encuentra la Formación Cerro Misión, que aflora en varios cuerpos relativamente pequeños: en el cerro Esperanza o Alto de Guacharaca, en el cerro Campana, en la quebrada Yaracuybare y en una pequeña quebrada que drena hacia el norte de Cerro Misión, a 20 km al oeste del anterior, que corresponde a la localidad tipo (Natera, B. 1957).

Según Hunter (citado en L.E.V, 1970) la Formación Cerro Misión es una lutita marina de color gris oscuro, calcárea, ricamente microfosilíferas, en la zona de *globigerina semiinvoluta*. Por su parte, Renz, H. (1948), señala que consiste de lutitas calcáreas, de color gris oscuro, de ambiente marino, rica en foraminíferos, la secuencia tiene unos 400 metros, aflora en el borde sur de la cuenca de Falcón oriental, el autor indica que parece que grada concordantemente hacia arriba a la Formación Guacharaca, respecto a esto Suter, H. (1947) considera el contacto superior con la Formación Guacharaca como discordante en la zona de Mene de Acosta. Esta Formación ha sido penetrada por varios pozos en Riecito y en El Mene de Acosta (Figura 25).

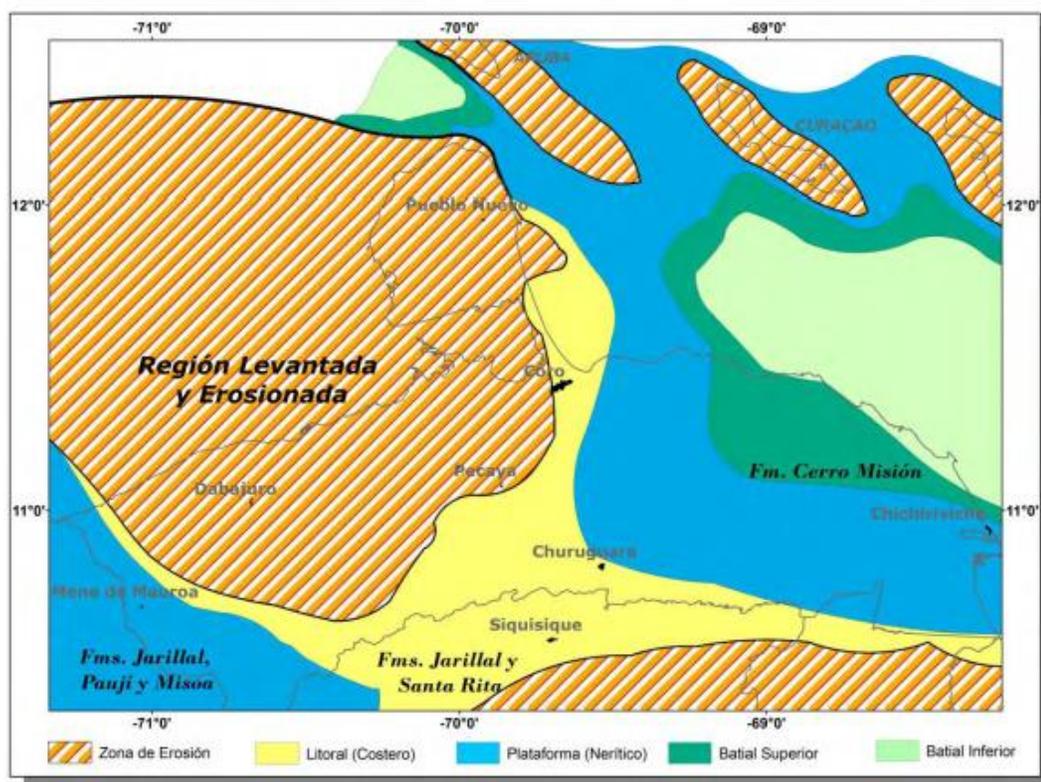


Figura 25. Mapa Paleobatimétrico del Eoceno en la cuenca de Falcón. Fuente: Wheler 1963, Boesi y Goddard, 1991, Macellari, 1995, Carnevalli et al 2000, integrado en Toribio, E. (2012)

Margotta (2010) describe los pozos en la zona del Golfo Triste y subraya que los litotipos son arcillosos, ligeramente metamorfizados hacia la base, con materia orgánica degradada en el tope, la roca presenta características carbonaceas, por lo que se asocian a los afloramientos de Cerro Misión observados en la Subcuenca El Tocuyo.

Diques de Basalto de Yaracuybare

Comprende varios diques de basalto que intruyen a la Formación Cerro Misión del Eoceno medio-tardío, ubicados en la quebrada Yaracuybare, localizada a 5,5 km al oeste del pueblo de Sanare, fueron reconocidos por Natera, B. (1957), para luego ser redescubiertos por personal del Ministerio de Minas e Hidrocarburos a principios de la década de los 70, del siglo pasado, en las actividades de exploración de

depósitos de fosfatos. Así mismo, Urbani, F. (2014), señala que la roca corresponde a basalto alcalino, con minerales primarios como plagioclasas, olivino y clinopiroxeno, todos muy alterados hidrotermal o diagenéticamente, de manera que gran parte de la roca esta carbonatizada y cloritizada.

Baquero, M. (2015), indica que a las muestras de los diques de Yaracuybare se efectuaron dataciones obteniendo dos edades: la primera de $42,4 \pm 3,4$ Ma (Eoceno medio), la segunda edad de $34,1 \pm 3,1$ Ma, decidió tomar la menor edad ya que la definición oficial de la Formación Cerro Misión en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) corresponde al Eoceno tardío. La presencia de los diques en Falcón oriental confirman un evento extensional (Eoceno medio-tardío), en el área de Sanare-Golfo Triste, donde la Formación Cerro Misión fue depositada e intrusionada por diques de basaltos presentes en la quebrada Yaracuybare.

Por su parte, Urbani, F. (2014) en base a los diques de basalto de Yaracuybare señala un adelgazamiento cortical que permitió la penetración del magma de origen mantélico, atravesando el bloque alóctono, terreno Falconia, por lo que es un evento diferente (más antiguo) a las intrusiones reportadas en Falcón central y analizadas en los trabajos de Grande, S. *et al* (2009), Muessing, K. (1984), entre otros autores. Grande S. (2012) plantea que en Falcón oriental se produce un episodio de ascenso astenosférico y el adelgazamiento de la corteza producto de la rotura de la cuña de subducción (*slab break off*), esto explica el emplazamiento de los cuerpos ígneos en Yaracuybare

Interpretando de manera conjunta las intrusiones en Falcón oriental y central, Urbani, F. *et al* (2008), Urbani, F. *et al* (2012) y Urbani, F. (2014) señalan que la extensión que se generó en el terreno Falconiana, probablemente comenzó a actuar en la zona de Yaracuybare, en el extremo SE y luego fue seguida en la zona del actual Falcón central, permitiendo generar allí un conjunto de cuerpos subvolcánicos diatrémicos, desde cerro Atravesado-Garrapata a cerro Redondo en el extremo SO de la misma, que a su vez prosiguió con cuerpos de series transicionales en forma de

mantos o “*plugs*”, seguidos por intrusiones y “*plugs*” más grandes de lavas toleíticas en el extremo NE.

Para Margotta, J., (2010), la discordancia regional del Eoceno tardío muestra expresiones sísmicas de una superficie fallada con fuertes contrastes, controlada por la influencia tectónica predominante en el área, las unidades litológicas presentan variaciones importantes de espesor por subsidencia diferencial y depositación sintectónica producto de la tectónica dominante, para Renz, H. (1948), la relación entre las rocas Eocenas y Oligocenas son concordantes.

De acuerdo a Wheeler (citado en Baquero *et al* 2010) la formación Casupal yace con discordancia angular sobre la Formación Cerro Misión. Por su parte, Ghosh, S. *et al* (1997), proponen una discordancia entre 36 Ma y 33 Ma, en la zona de Cerro Esperanza- Guacharaca y Mene de Acosta, para las formaciones Cerro Misión y Guacharaca (ausencia de piso Priaboniano y parte de Rupeliano, zonas de foraminíferos plantónicos M13 en adelante), para el área de Casupal y Yumare propone extenderla desde 36 Ma y 30 Ma, para las formaciones Cerro Misión y Casupal (ausencia de piso Priaboniano y parte de Rupeliano)

Oligoceno

Durante el Oligo- Mioceno la cuenca Agua Salada estaba conectada a la cuenca de Falcón, por la configuración tectónica se forman graben y horst que controlan la sedimentación, con fuerte subsidencia, generando depósitos marinos profundos en los depocentros, además depósitos carbonáticos y clásticos de ambientes transicionales- continentales en los bordes oeste y sur. En la zona central de la cuenca de Falcón se depositan en este período las formaciones El Paraíso, Pecaya, Churuguara y San Luis. Díaz de Gamero, M. (1985a), Porras, L. (2000), Toribio, E. (2012), Audemard, F. (1995)).

En Falcón oriental se depositó la Formación Guacharaca de ambiente marino profundo, hacia el sur se depositó la Formación Casupal, en ambientes deltaicos a marino someros y más al oeste la plataforma carbonática de Churuguara. Este tipo de

relaciones estratigráficas son típicas de zonas bajo regímenes extensivos, donde se depositan calizas de aguas someras sobre los altos estructurales, sedimentos clásticos de aguas someras en los márgenes de la cuenca, provenientes de la erosión de los altos estructurales, y lutitas de ambientes profundos en el centro de las cuencas o grábens (Díaz de Gamero (1985a), Porras, L. (2000), Toribio, E. (2012)). La Figura 26, muestra un mapa batimétrico del Oligoceno con las formaciones geológicas más representativas de la cuenca de Falcón.

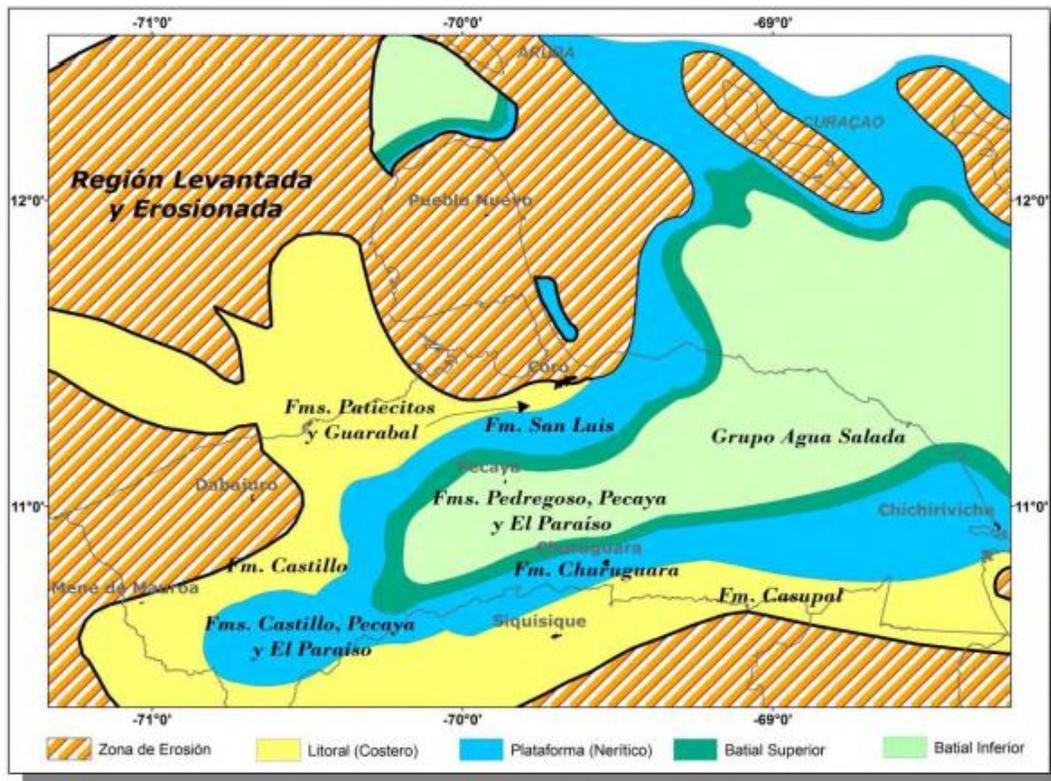


Figura 26. Mapa Paleo batimétrico del Oligoceno en la cuenca de Falcón. Fuente: Wheler 1963, Boesi y Goddard, 1991, Macellari, 1995, Carnevalli et al 2000, integrado en Toribio, E. (2012)

Formación Guacharaca

Renz, H. (1948) menciona que la Formación Guacharaca aflora parcialmente en el flanco sur del alto estructural Guacharaca- Esperanza, describe lentes de caliza con orbitoides “tipo cerro Campana” en la parte inferior de la Formación Guacharaca, pero Díaz de Gamero, M. (1985a) excluye las calizas con orbitoides (Eoceno medio)

además propone incluir la Formación Guacharaca dentro del Grupo Agua Salada. La descripción original de Suter, H. (1947) menciona que, la unidad contiene areniscas glauconíticas en su parte superior, dispuestas en capas delgadas (1,5 a 6,5 m), que denomina Arenas de Guayabal-La Danta.

Wheeler, C. (1960) indica una subdivisión en tres miembros, efectuada por la *North Venezuelan Petroleum* en el flanco norte del alto de Esperanza- Guacharaca: el miembro inferior, de intercalaciones de lutitas con areniscas, denominado La Danta, corresponde en nombre a las Arenas de Guayabal-La Danta de Suter, H. (1947), pero en posición estratigráfica muy distinta; el miembro intermedio, margas de Tucurere; el miembro superior, arcillas de Cotiza, con algunas delgadas intercalaciones de areniscas y limolitas. Al sur de la estructura de Guacharaca, la *North Venezuelan Petroleum* reconoce solamente La Danta y el autor discute ampliamente este hecho, sin llegar a ninguna conclusión.

Wheeler, C. (1963) correlaciona la Formación Guacharaca con las formaciones El Paraíso y Pecaya de Falcón central, en lo que coincide Díaz de Gamero, M. (1985a); se correlaciona asimismo con las Formación Churuguara del borde sur de la cuenca de Falcón. La Formación agrupa probablemente depósitos batiales existente hacia el este de Falcón y al sudeste del alto marcado por la Formación San Luis. La Formación contiene una fauna que indican un ambiente batial: *Laticarinina pauperata*, *Cribroarella mexicana*, *Cyclammina acutidorsata*, *C. cancellata*, *Reticulophragmium rotundidorsatum* (Díaz de Gamero, M. 1985b). Las relaciones estratigráficas según Renz, H. (1948) son de concordancia, tanto en su base como en su tope.

Blow (1959) considera la Formación Guacharaca como Oligoceno, en base a foraminíferos planctónicos (Zona de *Globorotalia kugleri*). Wheeler (1963) la considera enteramente oligocena., Bolli, *et al* (1985), señala que la Formación está restringida a la zona de foraminíferos plantónicos *globorotalia opima opima*, *globorotalia kugleris*, otro autor que aborda la edad de la Formación es Kugler, H. (1949), que propone su límite en su biozona A6, Bolli, *et al* (1994) reinterpreta la

zona A6 y hace la equivalencia con la zona de foraminíferos plantónicos a O7 del Oligoceno.

Formación Churuguara

La Formación Churuguara, descrita en el borde sur de la cuenca oligocena de Falcón, es una alternancia de calizas arenosas, arenas calcáreas, calizas arrecifales, calizas bioclásticas, arcillosas, areniscas a veces glauconíticas, limolitas y arcillas, la sedimentación de las facies carbonáticas de Churuguara se desarrolló en un ambiente de aguas tranquilas, claras, bien oxigenadas, de salinidad normal, en un clima tropical Lético Estratigráfico de Venezuela (1997).

Según Wheeler (1963), se encuentran los siguientes foraminíferos diagnósticos: *Globigerina ciperoensis* (O7-Oligoceno), *Globorotalia opima opima*, *Uvigerina adelinensis*, *U. sparsicostata* (M2-M3, Mioceno Temprano), que corresponden al Oligoceno y parte inferior del Mioceno. La Formación Churuguara es equivalente en tiempo a las formaciones Guacharaca - Casupal del Oligoceno y Agua Linda del Mioceno temprano. Díaz de Gamero (citada en el L.E.V. 1997) considera la Formación Churuguara, Oligoceno temprano a Mioceno temprano, indica que hacia el sur y sureste grada lateralmente a la Formación Casupal. Hacia el norte, la parte media de la Formación Churuguara se interdigita con la Formación Pecaya.

Formación Casupal

Wheeler, C. (1963) indica que la Formación Casupal en su área tipo se divide en dos miembros: el inferior se caracteriza por el predominio de areniscas de grano fino y arcillas, la presencia de material carbonoso y por la estratificación en capas delgadas a medias. El miembro superior contiene areniscas de grano grueso y conglomerados, menos material carbonoso, ausencia de carbones y estratificación en capas masivas. En términos generales, la formación se hace de grano más grueso hacia el tope.

El contacto entre ambos miembros se basa en la abundancia de material carbonáceo en el miembro inferior, el cual está constituido por areniscas carbonáceas

de grano fino a medio, interestratificadas con lutitas gris a negro, con intervalos ocasionales carbonosos, que pasan gradualmente a lignitos impuros, se encuentran pocas calizas densas, intercaladas en las lutitas.

El miembro superior consiste en su base en areniscas limpias a impuras, areniscas bien cementadas por material calcáreo, la litología se hace más conglomeráticas hacia el tope, con conglomerados poco consolidados, existen también capas de margas arenosas con fragmentos de fósiles. Hacia el oeste, en la vecindad de Churuguara, la Formación Casupal no puede ser subdividida en dos miembros.

Grande S. (2013), señala que en los conglomerados de la Formación Casupal existen cantos decimétricos de mármol dolomítico-flogopítico con espinela y cuarzo-sienita charnockítica, que están relacionados con el basamento ígneo metamórfico de alto-medio grado, lo que se explica por exhumación del basamento del Terreno Falconia durante el Paleógeno (Paleoceno-Eoceno-Oligoceno) sirviendo de fuente de aporte de sedimentos gruesos y olistolitos a los conglomerados no solo de Casupal sino de las formaciones Matatere, Nuezalito, y Soebi Blanco (isla de Bonaire).

Urbani, F. (2014) indica que por la gran variedad de clastos se interpreta que la fuente de sedimentos puede estar relacionada a una zona donde afloraban tanto rocas sedimentarias cretácicas, como rocas metamórficas máficas a ultramáficas, rocas metasedimentarias y metaígneas félsicas (Complejo San Julián), junto a rocas metamórficas de alto grado de posible afinidad Grenvilliana (Yumare). La Formación Casupal representa depósitos deltaicos, proximales al SSE de la cuenca de edad Oligoceno de Falcón, suprayace con discordancia angular sobre la Formación Cerro Misión o rocas más antiguas.

El autor del presente estudio logró observar, en los Alrededores del Cerro San Quintín bloques de conglomerados de Casupal sobre las rocas pertenecientes al Complejo Yumare, los fragmentos heterométricos están compuestos principalmente por cuarzo con madurez textural alta y una matriz arenosa.

El Léxico Estratigráfico de Venezuela L.E.V. (1997) señala que en base a la evidencia paleontológica y palinológica, se considera la edad de la Formación Casupal como Oligoceno?-Mioceno Temprano, con posible extensión al Mioceno Medio (Méndez, 1967). Sin embargo, se debe destacar que los fósiles son escasos y que ningún estudio presenta evidencia clara de una edad definitiva. Estratigráficamente está comprobado que encima de Casupal está la Formación Agua Linda, que es de edad Mioceno temprano-medio.

Es importante resaltar que Renz (citado en L.E.V. 1956) consideró el término Capas de Casupal como sinónimo de la Formación Bachacal, Wheeler (1960-1963) aceptó esta sinonimia, pero aclaró que Bachacal nunca ha sido descrita ni publicada formalmente, y empleó el término Formación Casupal, proporcionando una descripción formal de la unidad. En los cortes estructurales y revisión documental de este trabajo se explica que estratigráficamente la Formación Bachacal al norte del cerro de Guacharaca-Esperanza, no es similar en tiempo a Casupal, sino su equivalencia es con la Formación Pozón. De acuerdo a Senn, A. (1940) Bachacal corresponde a la zona bioestratigráficas A2, que según Bolli, *et al* (1994) forma parte de los pisos Langiano- Tortoniano del Mioceno tardío.

De acuerdo a las líneas sísmicas interpretadas por Margotta, J, (2010) en la cercanía del Golfo Triste en la secuencia Oligoceno tardío- Mioceno temprano se observan alguna evidencia de la transición de régimen extensivo a inversión de la cuenca. Baquero, M. (2015), señala que durante esta fase (Oligoceno Mioceno temprano), se genera una discordancia, usualmente de gran angularidad y de extensión regional. Esta discordancia ocurre mayormente en el margen sur de la cuenca de Falcón, Senn, A. (1940) y Renz, H. (1948), en el campo Mene de Acosta, señalan la ausencia de la zona de plantónicos *globigerinoides primordius*(zona de foraminíferos plantónicos M1), en la base del miembro El Salto lo cual puede ser interpretado como evidencias de la discordancia Oligoceno - Mioceno temprano (Piso Aquitaniano), Díaz de Gamero, M. (1985a), reporta igual situación al norte del cerro Guacharaca-Esperanza.

Mioceno Temprano

Para la secuencia Mioceno Temprano, Margotta, J. (2010) señala que continúa la tendencia de somerización de la cuenca, pasando de ambientes marino profundos a zonas más plataformales y transicionales (Figura 27). En Falcón oriental la sedimentación está representada al sur por la Formación Agua Linda, caracterizada por calizas y lutitas desarrolladas en áreas nerítico internas y al norte por la Formación San Lorenzo, con pequeños aportes de areniscas inmaduras (El Salto) y lutitas (Menecito), al norte del Alto de Guacharacas-Esperanza, Díaz de Gamero, M. (1985a), señala la presencia de la Formación Agua Salada.

Las formaciones equivalentes en Falcón central son Pecaya, Pedregoso, Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, San Luis, Patiecitos, Guarabal y Socorro. A continuación se muestra un mapa paleobatimétrico para el Mioceno Temprano en la cuenca de Falcón, además se describen las formaciones presentes en Falcón oriental:

Grupo Agua Salada

Renz, H. (1948) define inicialmente el grupo Agua Salada compuesto por las formaciones San Lorenzo (miembros El Salto y Menecito) y Pozón (Miembros Policarpio, Husito y Huso), se caracteriza por margas, areniscas, lutitas y limolitas, define la localidad tipo al sur del Alto de Guacharaca, cerca de Pozón, señala que hacia el norte del poblado Curamichate cambia gradualmente hacia lutitas calcáreas, hacia el SE y este pasa a unidades arenosas con calizas descritas como formaciones Casupal y Agua Linda. Díaz de Gamero, M. (1985a), propone redefinir el grupo Agua Salada e incluir en la Formación Guacharaca, además la autora introduce el término Formación Agua Salada para la región al norte del alto de Guacharaca, ya que la litología uniformemente lutítica, no permite su subdivisión.

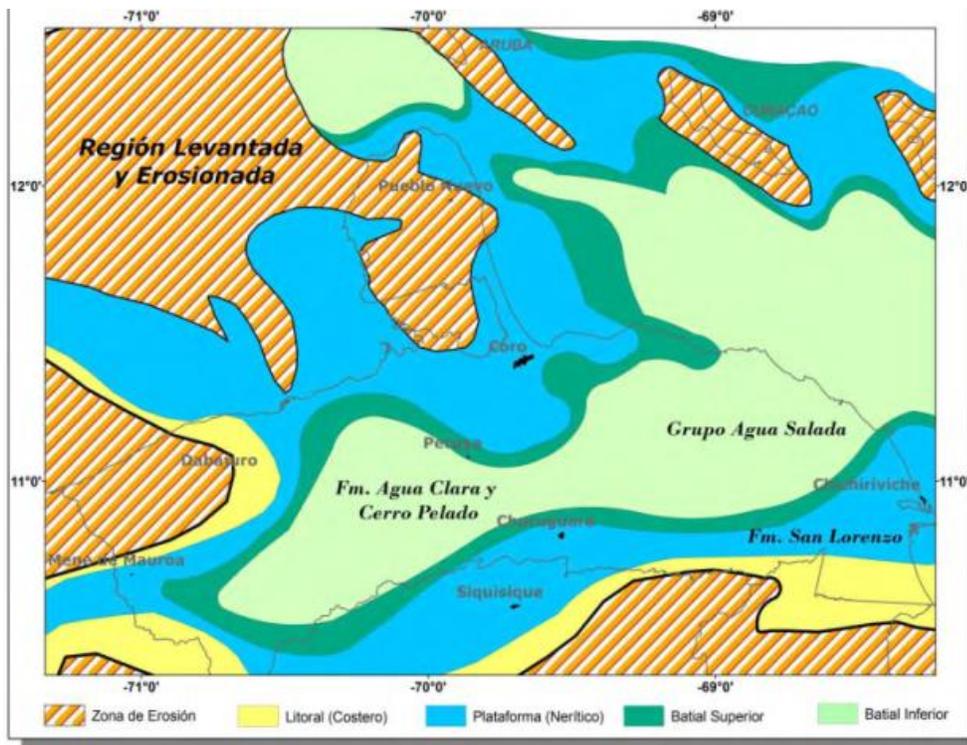


Figura 27. Mapa Paleo batimétrico del Mioceno Temprano en la cuenca de Falcón. Fuente: Wheler 1963, Boesi y Goddard, 1991, Macellari, 1995, Carnevalli et al 2000, integrado en Toribio, E. (2012)

González de Juana, C., *et al* (1980) en las cercanías de pozo Isidro 1, reportó fauna bentónica que indica profundidades de 1300 m, es decir condiciones similares a los de la cuenca Bonaire actual, además cita el trabajo de Truskowski, I. (1976), donde correlaciona las secuencias lutíticas del pozo Isidro con secciones lutíticas de superficie. En este pozo identificó zonas de *Globorotalia opima opima* (Oligoceno zona foraminíferos O6), *Catapsydrax dissimilis* (Mioceno Temprano M1-M3) *Catapsydrax stainforthi* (Mioceno Temprano M3-M4), *Globerinatella insueta* (Mioceno Temprano M4).

Para la sección en superficie del anticlinal de Isidro, Truskowski, I. (1976) identificó *Praeorbulina glomerosa* (Mioceno Temprano/Medio M5-M6), *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Mioceno Medio M6), *Globorotalia fohsi fohsi* (Mioceno Medio M7-M8), *Globorotalia fohsi robusta* (Mioceno Medio M9-M10),

Globorotalia mayeri (Mioceno Tardío M11), *Globorotalia menardi* (Mioceno Tardío M12), secuencia que definió como Formación Pozón.

Esto último implica que al norte del Alto de Guacharaca la secuencia Oligo-Miocena está presente, sólo que sus ambientes implican mayor profundidad y escasos aportes de sedimentos arenosos, lo que hace difícil diferenciar las formaciones por características litológicas ya que son secuencias monótonas de sedimentos finos.

Formación Agua Salada

El término Formación Agua Salada es usado por Díaz de Gamero, M. (1985a y 1985b), para designar la gruesa secuencia de lutitas sin diferenciar que ocupa la región nororiental de Falcón (Subcuenca Hueque) y es equivalente al Grupo Agua Salada, redefinido por la misma autora para incluir en su base la Formación Guacharaca. La Formación Agua Salada incluye el Miembro El Salto, de carácter arenoso.

Díaz de Gamero, M. (1985 a y b) divide las litofacies del Miembro “El Salto” en cuatro unidades informales, denominadas I, II, III y IV. La unidad I es considerada un olistostromo, en el que varios bloques de areniscas, limolitas y carbón se encuentran embebidos en una matriz lutítica. La unidad II consiste de lutitas con intercalaciones de areniscas de grano fino, que muestran características de turbiditas. La unidad III está compuesta de finas intercalaciones de limolitas, generalmente con abundancia de restos vegetales y areniscas, en capas que aumentan de espesor y granulometría hacia arriba. La unidad IV consiste de pocas areniscas turbidíticas, algunas de gran espesor, en una sección predominantemente arcillosa.

Díaz de Gamero, M. (1985b) reconoce, en el intervalo lutítico, las siguientes zonas de foraminíferos planctónicos, de más antiguo a más joven: *Globorotalia opima opima* (Oligoceno P21), *Globigerina ciperoensis* (Oligoceno O6-O7), *Catapsydrax stainforthi* (Mioceno Temprano M3-M4), *Globigerinatella insueta* (Mioceno Temprano M4), *Praeorbulina glomerosa* (Mioceno Temprano/Medio M4-M5), *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Mioceno Medio M6), *Globorotalia fohsi*

fohsi(Mioceno Medio M7-M8), *Globorotalia fohsi lobata*(Mioceno Medio M8-M9), *Globorotalia fohsi robusta*(Mioceno Medio M9-M10), *Globorotalia mayeri* (Mioceno Tardío M11), y *Globorotalia menardii*(Mioceno Tardío M12) al este del río Hueque, alcanzando la Zona de *Globorotalia acostaensis* (Mioceno Tardío M13), al oeste del mismo. El intervalo total cubre, Oligoceno Medio a Mioceno Tardío (Tabla 2).

La facies arenosas las denomina miembro “El Salto” y está entre las zonas de foraminíferos de *Praeorbulina glomerosa* (Mioceno Temprano/Medio M5-M7), *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Mioceno Medio M7), es decir, entre el final del Mioceno Temprano y el Mioceno Medio. Es importante resaltar este aspecto que Renz, H. (1948), establece en la sección tipo del miembro el salto en la Zona sur del Alto de Guacharaca (Subcuenca El Tocuyo) la base de la zona de *Uvigerinella sparsicostata* para el Miembro El Salto (zonas *catapsydrax dissimilis* M2-M3), además las litofacies descritas no coinciden con lo descrito por Renz, H. (1948), por lo que se considera que son cuerpos arenosos de edades y condiciones ambientales diferentes.

De acuerdo al L.E.V.(1997) en el paso del Oligoceno al Mioceno hay un corto intervalo, con conjuntos exclusivamente de foraminíferos arenáceos complejos y faltan las dos primeras zonas de foraminíferos del Mioceno Temprano (M1-M2), esto es una evidencia de interrupción en la sedimentación durante este tiempo, pero Truskowski, I. (1976) reporta para el pozo Isidro 1, espesor de 110 metros de *Catapsydrax dissimilis* (Mioceno Temprano M1-M2), lo que implicaría que la interrupción no afectó totalmente la zona norte (subcuenca Hueque)

Formación San Lorenzo

De acuerdo a Renz, H. (1948), se subdivide en dos miembros bien diferenciados: el inferior, El Salto, consiste de capas lenticulares de arenisca de hasta 10 m de espesor, intercaladas con arcillas limolíticas y limos gris-azules. Las areniscas son predominantemente de grano medio y de carácter inmaduro, con presencia de glauconita. El Miembro El Salto parece pasar lateralmente a una facies

denominada Marga Glauconíticas de La Culata, al norte-NE de El Mene de Acosta. El miembro superior, Menecito, consiste de una sucesión uniforme de arcillas de color gris a gris-azuloso, con algunas capas de arcillas glauconíferas y margosas.

En la sección tipo, la formación suprayace transicionalmente a la Formación Guacharaca y el contacto entre los dos miembros es también concordante. El contacto superior con el Miembro Policarpio de la Formación Pozón, presenta una leve discordancia angular, pero pasa a ser concordante hacia el norte y oeste (Renz, H. 1948).

Blow, W. (1959) hace un levantamiento en superficie en la cercanía de los pozos Pozón a unos 20 km al oeste del campo Mene de Acosta, identifica parte del miembro Menecito entre las zonas de foraminíferos *Catapsydrax stainforthi* y *Globigerinatella insueta* (zonas plantónicas M3-M4), lo que asigna a la Formación una edad de Mioceno temprano. Renz, H. (1948), establece en la sección tipo la base de la zona de *Uvigerinella sparsicostata* para el Miembro El Salto (zonas plantónicas N5), de *Robulus wallacei* y la parte inferior de *Siphogenerina transversa* para el miembro Menecito (zonas plantónicas M3-M4 hasta la base M5), lo que enmarca la sección tipo en el Mioceno temprano.

En relación al miembro El Salto, Renz, H. (1948) señala que la zona de *Uvigerina Sparsicostata* es predominantemente clástica la zona enriquecida en glauconita debe representar un área no costera, sino de ambiente marino somero, considera una posible fuente ígneo metamórfica y que la generación de glauconita está relacionada a la alteración de biotita, por último señala que se generó no muy lejos de un área emergida con vegetación baja.

Para el miembro “El Salto” al norte del Alto de Guacharaca- Esperanza, Díaz de Gamero, M (1985a y 1985b), identifica las zonas de foraminíferos *Praeorbulina glomerosa* y *Globorotalia fohsi peripheroronda* (zonas plantónicas parte superior de M5 hasta la base M7), pero estos rangos de tiempo son del Mioceno medio, que son más consistentes con el miembro Husito la formación Pozón y como se mencionó previamente sus descripciones corresponde a un ambiente de turbiditas.

Formación Agua Linda

Baquero, *et al* (2010), señala que la Formación Agua Linda está restringida al SE del estado Falcón, en las cercanías del área de Golfo Triste. EL Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) indica que consiste en una intercalación de lutitas y calizas con menor proporción de conglomerados calcáreos, areniscas calcáreas y limolitas. Las lutitas constituyen la mayor parte de la formación, son calcáreas, limosas o arenosas, de color gris verdoso a gris azulado, micáceas y/o yesíferas, incluyendo concreciones, restos de plantas y conchas pequeñas; frecuentemente tienen olor a petróleo. Calizas grises a pardo amarillentas, duras, en lentes o en capas de unos 20 a 40 cm de espesor y limolitas grises, duras, se encuentran frecuentemente entre las lutitas.

En toda la formación se observan intervalos más duros formados por calizas grises a pardo amarillentas en capas gruesas, duras, arenosas a guijarrosas, arcillosas, asociadas con areniscas calcáreas, conglomerados calcáreos y arcillas calcáreas. Las calizas pasan a areniscas calcáreas hacia el este. González de Juana, C., *et al* (1980) señala que el tope es discordante con la Formación Capadare

Pertenece a las zonas de foraminíferos plantónicos N 9- N 11 según los datos del Léxico Estratigráfico de Venezuela. (1997) *Fohsiella fohsi peripheronda*, *F. fohsi fohsi*, *Jenkinsella mayeri* y *Orbulina universa*. Sin embargo, González de Juana, C., *et al* (1980) indican que su base puede alcanzar la zona *Paeorbulina glomerosa* (M5 foraminíferos plantónicos), en este mismo sentido Baquero, *Et al* (2010) señala que se encuentra un nivel carbonático dentro de la formación con *Miogypsina* sp., que corresponde a la zona M5 de finales del Burdigaliano- Langhiano (Caliza de Riecito), por lo que puede ser considerada Mioceno Temprano- Medio.

Mioceno Medio - Tardío

En el área de Riecito y Golfo Triste esta secuencia está representada por las formaciones Pozón, Ojo de Agua, Capadare y la parte superior de la Formación Agua Linda, corresponde a depósitos marinos, que van progresivamente migrando hasta

llegar ambientes transicionales salobres y costeros. Las correlaciones con formaciones de Falcón central son las formaciones Socorro y Caujarao, a continuación se muestra el mapa paleo batimétrico para el Mioceno Tardío (Figura 28).

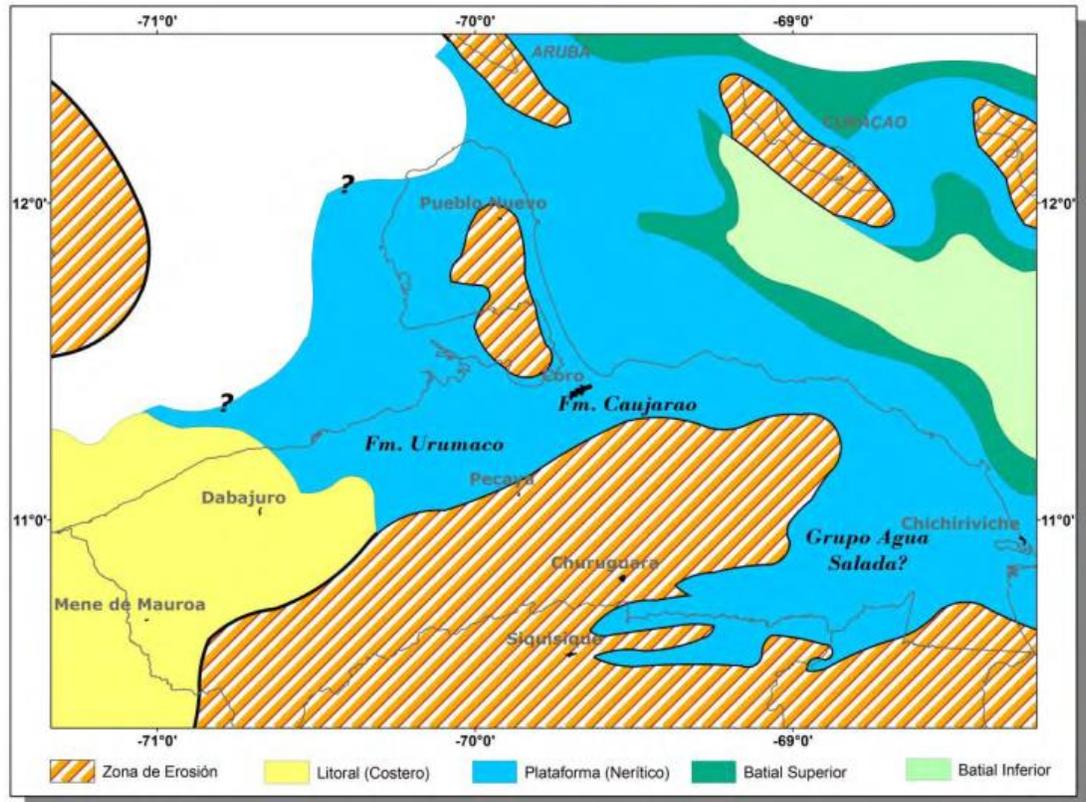


Figura 28. Mapa Paleo batimétrico del Mioceno Tardío en la cuenca de Falcón. Fuente: Wheler 1963, Boesi y Goddard, 1991, Macellari, 1995, Carnevalli et al 2000, integrado en Toribio, E. (2012)

Formación Pozón

De acuerdo con Renz, H. (1948), la Formación Pozón suprayace a la Formación San Lorenzo con una discordancia angular. El miembro basal Policarpio consiste de lutitas fosilíferas, lutitas margosas y areniscas glauconíticas, de acuerdo a Baquero *et al* (2010), el término arena está mal empleado, por estar constituido por granos de glauconita en una matriz arcillosa. El Miembro Husito, intermedio; consiste en lutitas margosas, fosilíferas. El Miembro Huso al tope, está constituido de lutitas calcáreas

con intercalaciones de margas y lutitas margosas. La Formación Ojo de Agua (Mioceno Tardío) suprayace a la Formación Pozón.

Para Baquero *et al* (2010) la capa detrítica “El Salto” descrita por Díaz de Gamero, M. (1985a) corresponde a la Formación Pozón, en la sección de Mirimire-Agüide, consiste de un olistostromo en la base con bloques entre uno y cinco metros de diámetro, esta unidad tiene un espesor de 100 metros. Otros tres niveles detríticos ocurren en los siguientes 700-800 metros de Pozón, sus bases se encuentran en contacto erosivo y muestran capas de areniscas deformadas y deslizadas depositadas por corrientes turbidíticas.

Es posible que el intervalo basal conformado por bloques corresponda al frente de un corrimiento y a un depósito de wildflysch. Tomando en cuenta la diferencia de edades y la ausencia de intervalo transicional entre las dos unidades (El Salto-Pozón) se considera que es un cuerpo diferente a El Salto reportado por Renz, H. (1948) en Mene de Acosta. En este campo la Formación Pozón suprayace a la Formación San Lorenzo, con un contacto de ligera discordancia angular, que pasa a ser concordante hacia el norte. El contacto superior con la Formación Ojo de Agua es concordante, transicional y de carácter diacrónico, ya que es más antiguo en el oeste y gradualmente más joven hacia el este (Renz, 1948).

Díaz de Gamero, M. (1985a), indica que a edad de la Formación Pozón, en su localidad tipo, ocupa todo el Mioceno Medio y casi todo el Mioceno Tardío, desde las zonas de *Globorotalia fohsi peripheroronda*, hasta un nivel indeterminado dentro de la de *Globorotalia humerosa* (zonas foraminíferos plantónicos M5-M14). Blow, W (1959), en la zona aledaña a Pozón señala que el miembro Huso corresponde a la zona *Robulus senni* de Renz, H. (1948) (zona M13a actual), el miembro Husito desde la zona *siphogerina transversa* hasta *Marginilopsis basispinosus* de Renz, H. (1948) (zona M6-M13a actual), el miembro Policarpio se restringe exclusivamente a la base de la zona *siphogerina transversa* (zona M13a actual).

Formación Capadare

Díaz de Gamero (1985a) describe la caliza de Capadare en los cerros Capadare, Mirimire y Jacura de color claro, compuesta mayormente por algas, con foraminíferos y fragmentos bioclásticos. Baquero, M. *et al* (2010), señala que se constituye de calizas bioclásticas o arrecifales, localmente empieza con arenas limosas donde se intercalan capas de calizas. Esta facies se vuelve dominante hacia el tope con niveles donde predominan moluscos o equinodermos.

En la zona de Yumare la Formación Capadare está erosionada y cubre discordantemente a la Formación Casupal luego dando paso posteriormente a la unidad molásica Formación Ojo de Agua (Urbani F., 2014). En la región de Riecito - Cerro Misión, Mendi *et al.* (Citado en Urbani F. 2014) realizó la petrografía de muestras de caliza de mezcla de la Formación Capadare, donde observa la presencia de abundantes clastos de rocas ígneas máficas y cristales de plagioclasas, probablemente procedentes de la erosión de rocas semejantes a las hoy día expuestas en los cerros del norte de Yumare.

El Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997), señala que el contacto inferior es discordante con las formaciones Casupal y Agua Linda (Méndez, 1967) y con las rocas metamórficas en el valle del río Aroa (Bellizzia A. & D. Rodríguez. G. 1968). Díaz de Gamero, M. (1985a) reporta contacto transicional de lutitas moderadamente calcáreas a muy calcáreas y calizas en varias localidades al este del río Hueque. En la mayoría de los cuerpos carbonáticos que conforman la Formación Capadare, está expuesta a la erosión y no la recubre ninguna otra unidad estratigráfica.

Llorente, M. (1978), señala que la formación Capadare se encuentra restringida en los cerros Mirimire y Capadare a las zonas *Globorotalia fohsi peripheroronda* hasta la base de *Globorotalia menardi* (zonas foraminíferos plantónicos M6 hasta M12) correspondientes a una edad Mioceno medio- tardío (pisos Langhiano-Tortoniano), para el grupo Agua Salada da un rango entre *Globigerinatella insueta peripheroronda* hasta la base de *Globorotalia menardi* (zonas foraminíferos plantónicos M4 hasta M12) correspondientes a una edad Mioceno temprano- tardío

(pisos Burdigaliano- Tortoniano), esto último hace pensar que en la zona de estudio, la autora estudió parte de las formaciones San Lorenzo, Pozón y Capadare. Díaz de Gamero (1985a) indica que la base de la formación comienza a partir de la *Globorotalia fohsi fohsi* (zonas foraminíferos plantónicos M7) y culmina en la zona de *Globorotalia menardi*, su edad es Mioceno Medio a Tardío.

Formación Ojo de Agua

De acuerdo, al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) la formación consiste en areniscas micáceas interestratificadas con lutitas, conglomerados y calizas arenosas con ostras. Se encuentra en contacto concordante con la Formación Pozón infrayacente, estando el contacto entre las dos formaciones a nivel de la base de la primera arena masiva. Hacia el oeste del anticlinal de Pozón-El Mene de Acosta, la formación se interdigita con las lutitas del Miembro Huso (Formación Pozón), hasta reemplazarlas totalmente. Hacia el este ocurre al contrario, pues las lutitas del Miembro Huso se interdigita con la Formación Ojo de Agua, hasta reemplazarla (Renz, H. 1948).

Urbani, F. (2014), señala que al sur de Yumare, las rocas metamórficas de la serranía de Aroa están cubiertas discordantemente por la unidad molásica de la Formación Ojo de Agua, para el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997), la unidad representa un ambiente marino costero. En relación a la discordancia del Mioceno Medio, Margotta, J, (2010) indica que costa afuera, es un reflector continuo que muestra la inversión de la cuenca y levantamiento regional, presenta truncamientos erosivos de algunos estratos y solape con mioceno tardío. Pernía, S. y Tirado, K. (2011), muestran una posible discordancia entre las Calizas Riecito (Agua Linda) y las calizas de Capadare, aunque no ha sido estudiada a profundidad.

La discordancia Mioceno tardío- Plioceno según Margotta, J. (2010) es la más continua y explícita en la parte del Caribe central presentan onlap y downlap y es en ocasiones concordante. Díaz de Gamero, M. (1985a) señala un hiatus, en el que la cuenca oriental de Falcón fue levantada con un declive este- oeste, sometida a erosión, la parte norte se hundió y se depositaron las calizas de Punta Gavilán durante

el Plioceno, en general en el oriente de Falcón parte de la secuencia de esta edad ha estado expuesta y se presenta sobre depósitos cuaternarios en las cuencas de los ríos Tocuyo, Aroa y Araurima.

La Tabla 2 muestra el resumen de las unidades geológicas presentes de acuerdo a su edad, ambiente de generación, si forman parte o no del alóctono Caribe. Es importante señalar que las unidades que se presumen forman parte del basamento, son las que pertenecen al transporte del Alóctono Caribe, comprenden unidades sometidas a metamorfismo de medio-alto grado (Yumare y San Julián), de bajo grado (Serpentinita, San Quintín, La Zurda) y unidades no metamorfizadas (Matatere III). Por último se muestran las formaciones autóctonas que rellenan Falcón oriental (cuencas Agua Salada y Casupal).

Tabla 2. Síntesis de Unidades Geológicas en función de su Edad, Ambientes y Lugares de Formación.

Alóctono Caribe						
	Norte de Sudamérica	Antearco/Antepais	Proto Caribe	Rodinia	Arco Volcánico	
Naturaleza	Autóctono Post-Napas	Alóctono ¿?				
Cuenca	Falcón Oriental					
Facies de Metamorfismo	No	¿?	Esquistos Verdes (clorita)	Granulita	Antibolita	
Ambiente	Relleno de Cuenca Falcón	Extensional Rift o Retroarco	Esquistos Verdes (clorita)	Asociación metaplutónica AMCG	Cuenca retroarco con basamento granítico	Raíz de Arco Volcánico
Neógeno	Depositos Cuaternarios		Volcano sedimentarias de Arco arco			
Paleógeno	• Guacharaca • Casupal	• Fm. Cerro Misión • Actividad ígnea: Yaracuybare, y en pozos TOC, Silva y EGT2	Euxinico			
Cretácico tardío		La Luna ¿?	Turbiditas			
Cretácico temprano			Arca			La Zurda
Jurásico			Maatere III			
Neoproterozoico			Serpentina ?			
			San Quintín			
				Yumare		San Julián

Fuente: Modificado de Urbani, F. (2014)

CAPÍTULO IV.

INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRATIGRÁFICA “CUENCA AGUA SALADA CUENCA - SUBCUENCA EL TOCUYO”

Para la interpretación sísmo-estratigráfica, en este estudio se identificaron en primer lugar, discontinuidades y terminaciones como: *onlap*, *downlap*, truncamiento y *toplap*; además patrones internos de reflexión sísmica. Posteriormente se analizó el comportamiento en las reflexiones internas de las secuencias, identificando si las mismas son continuas, concordantes, de aspecto caótico, paralelo, con amplitud reflectiva fuerte o débil, de acuerdo a la metodología establecida por Veeken, P. (2007).

La identificación de los planos de fallas se realizó sobre las secciones sísmicas de norte a sur y de este a oeste, controlando en profundidad el rumbo correcto y la continuidad de cada plano de falla interpretado. Además se identificaron los horizontes con mayores respuestas, posteriormente la interpretación fue validada con la información de geología de superficie, los datos de pozos y el modelo de basamento realizados por INTEVEP (2018).

CALIDAD DE LOS DATOS SÍSMICOS

Es importante señalar que antes de interpretar las líneas se procedió hacer un exhaustivo control de calidad sobre la información, arrojando múltiples problemas que se mencionan a continuación:

La baja calidad de las líneas sísmicas, limitó en gran medida la interpretación ya que no permitió distinguir un basamento acústico, no aclaraba el comportamiento

y la continuidad de muchos de los reflectores y estructuras por debajo de los 2 segundos, en ellas no se puede observar ningún tipo de geometría de estratos o patrón alguno que sirva para interpretación (Figura 29), esta condición se encuentra en todas las líneas sísmicas y fue reportada en parte por INTEVEP (1989), en el informe “Reprocesamiento e Inversión de las líneas TU-78, del área de Tucacas, Edo. Falcón”, que concluye la imposibilidad de mejorar la calidad de la sísmica.

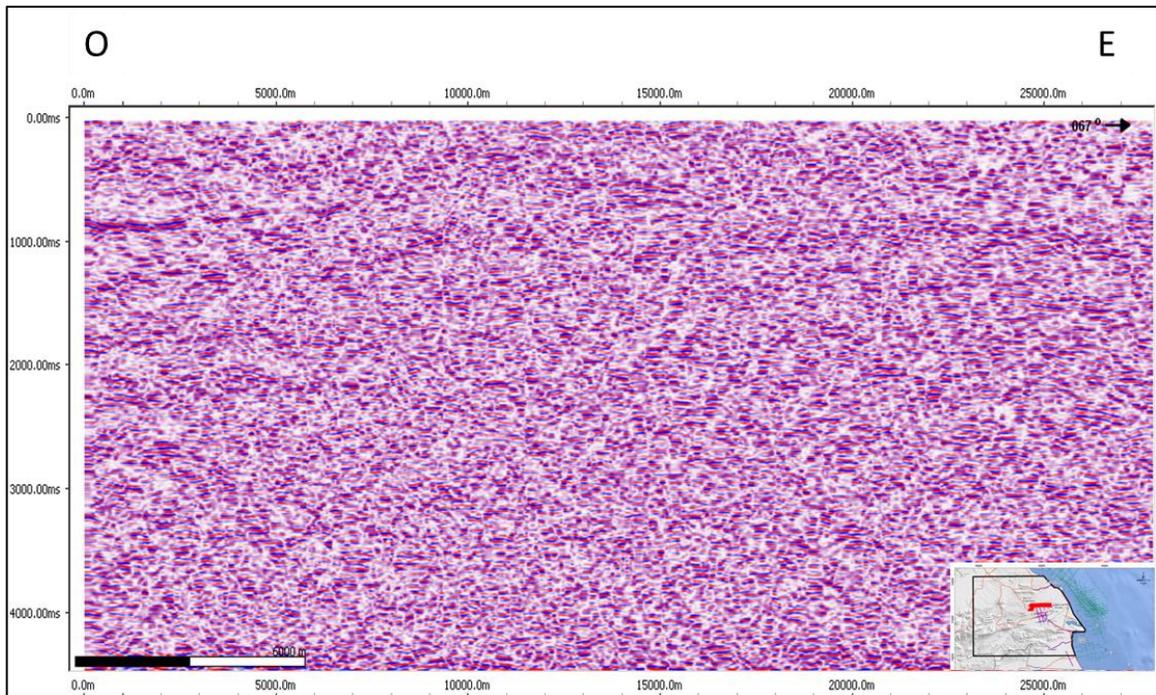


Figura 29. Línea 78VII. Muestra un ejemplo de zonas donde la calidad de la sísmica limita la interpretación, ya que no se observan rasgos, patrones o contrastes que permitan interpretar la línea sísmica.

De un total de once (11) líneas sísmicas reportadas dentro del área de estudio, solo se validaron siete (7) (TO92C25, TO92C21, TO92C23, TO92C10 TO92C12 TO92C14 y TU78 IV) ya que algunas líneas estaban mal posicionadas, perdidas, o invertidas. Seis (6) de las líneas se ubican en el campo Mene de Acosta y una atraviesa transversalmente el valle del Río El Tocuyo (Figura 30). Todas las condiciones antes descritas implican poca cobertura de líneas sísmicas y limitaciones para llegar a interpretaciones más detalladas.

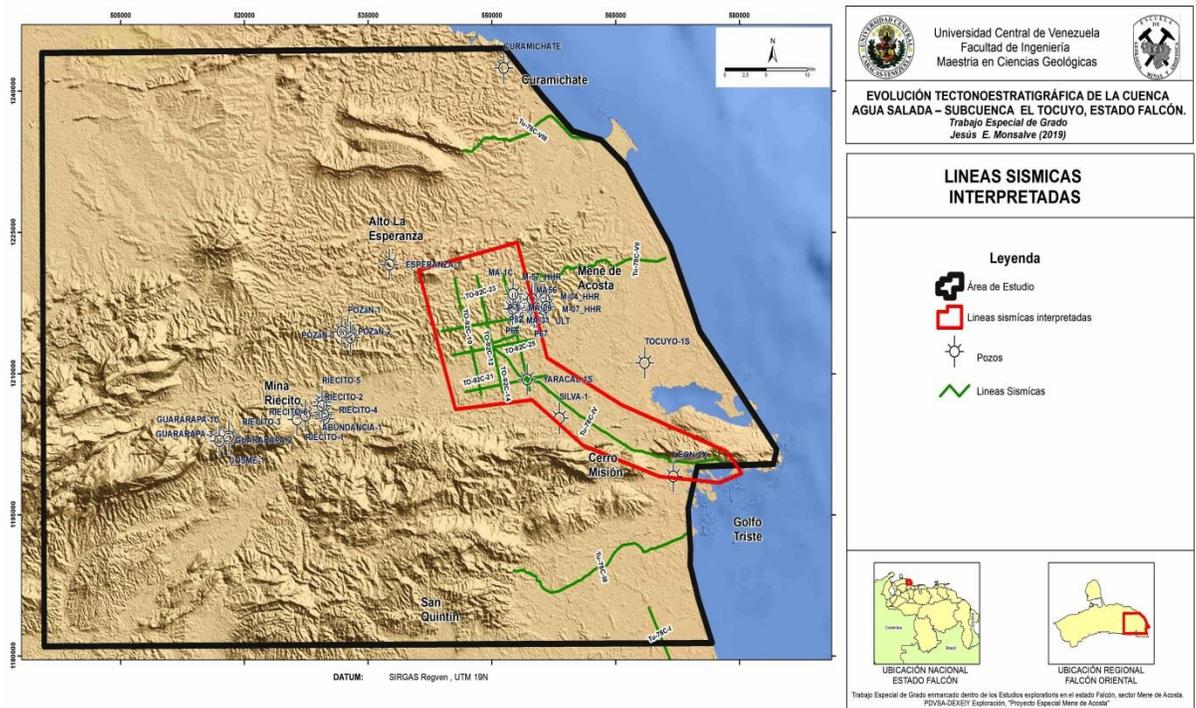


Figura 30. Resultado en el recuadro rojo las 7 líneas sísmicas utilizadas en el área de estudio

Hasta el presente trabajo, INTEVEP no ha realizado un modelo de velocidades, solamente el pozo Yaracal pasa por las líneas TU 78 IV y la TO 25, por lo que en este estudio las velocidades fueron calculadas con la ley del pozo Yaracal-1S, por lo tanto no se generó un modelo de velocidades como tal, sino la TZ, transformada mediante software Move 2015, módulo 2dmove. Es importante resaltar que no es objetivo de este trabajo la generación de un modelo de velocidades, sino aprovechar los insumos existentes y tratar de realizar la integración de información. En el Anexo 4, se muestra el esquema de trabajo seguido para la construcción de este dato, este método es muy restringido y no es el ideal, pero con el tipo de datos que se tiene es lo más cercano a un modelo de velocidad.

TERMINACIONES SÍSMICAS

Se identificaron terminaciones que definieron límites concordantes con los definidos en los pozos y que fueron utilizados en este trabajo para la calibración sísmica pozo. Se interpretaron reflectores infrayacentes contra una superficie suprayacente, del tipo *toplaps- truncations*, además terminaciones del tipo concordantes en las cuales se observa paralelismo del estrato base sobre el límite de secuencia, en la siguiente figura se observa un ejemplo de truncation que corresponde a la discordancia del Oligoceno- Mioceno.(Figura 31).

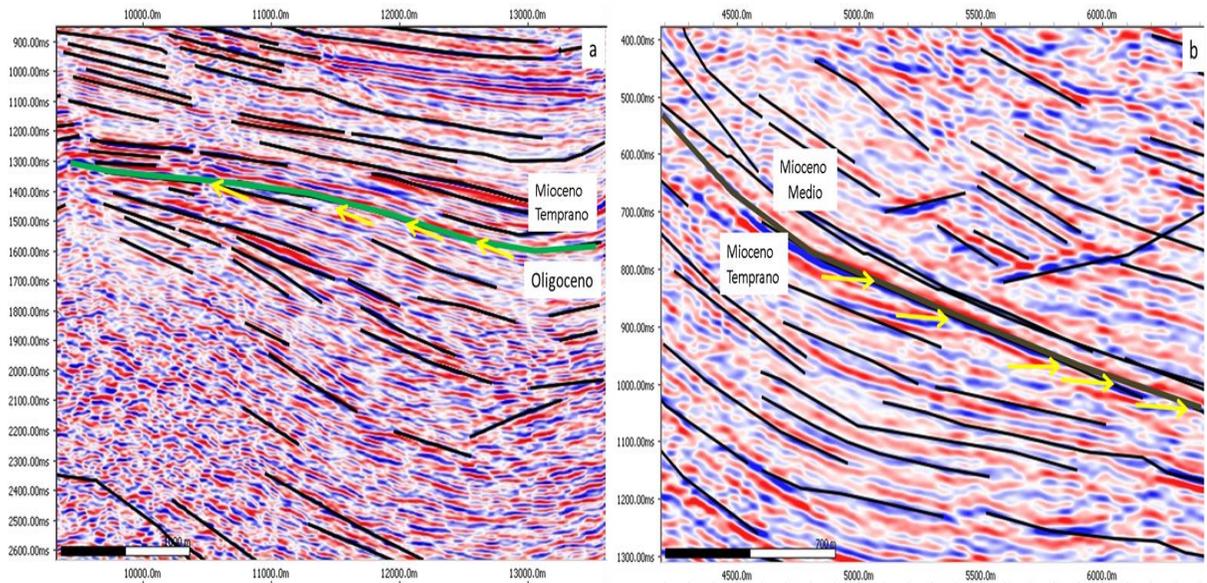


Figura 31. Sección de la línea TO92C25 en la que se visualizan a) toplaps y b) truncaciones de los reflectores

CONFIGURACIÓN DE REFLEXIONES INTERNAS

La observación de las líneas sísmicas permitió identificar una configuración interna con geometrías paralelas a subparalelas, es importante mencionar que por la baja calidad de la sísmica, se generan grandes zonas dentro de la línea sísmica que no pueden diferenciarse de otras, ya que no presentan patrones o rasgos característicos, ni continuidad que permitan interpretarlas, seguidamente se muestran ejemplos de la configuración de reflexiones observadas:

Configuración paralela a subparalelas: Sobre la secuencia depositacional del Mioceno tardío tanto en las líneas norte sur como este oeste, se observa que la configuración de los estratos paralela a subparalelas (Figura 32)

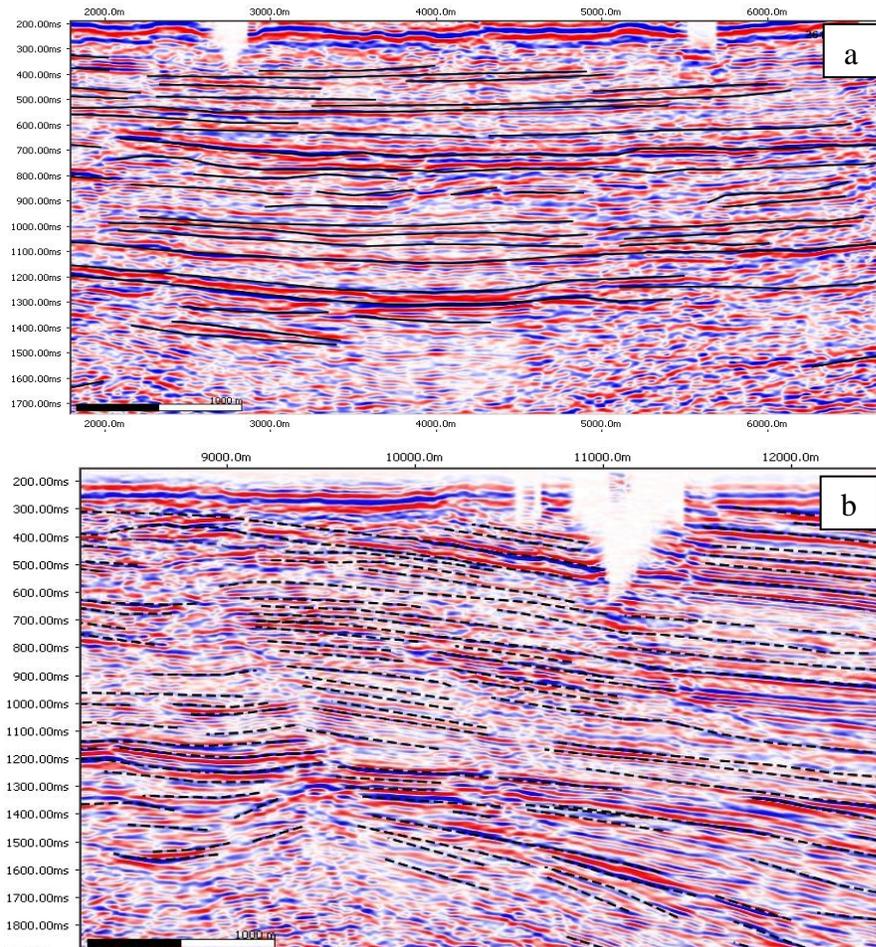


Figura 32. Configuración paralela a subparalelas. a) Sección E-W correspondiente a la línea TO92C10
b) Sección SO-NE de la línea TO92C25.

Las líneas sísmicas orientadas en sentido este-oeste, presentan reflectores continuos y un patrón de configuración paralelos a subparalelos, lo que implica que los controles estructurales no se ven reflejados en variaciones de espesor abruptos de la sedimentación, hay dos fallas que afectan toda la secuencia, las cuales se observan en la línea TO92C14. Las mayores variaciones se presenta en las líneas con orientación norte- sur donde las estructuras muestran saltos pronunciados, variaciones

de espesores, adelgazamiento de capas y evidencias de inversión, se observan truncaciones erosionales y paquetes de reflectores con alta amplitud, intercalados con paquetes de baja amplitud.

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

La interpretación de líneas sísmicas muestra indicios de estructuras plegadas, pero no hay cobertura ni criterios suficientes para definir su orientación y extensión, por lo que se descartaron para el análisis de resultados en la presente investigación (Figura 33). En superficie la orientación de los ejes de los pliegues es perpendicular al esfuerzo principal dominante desde el Mioceno.

No se pudo identificar transurrencia en las líneas sísmicas, pero las evidencias del mapa de geología de superficie y la revisión de información previa (Audemard, F. 1995 y 1997), muestran de manera inequívoca la actividad de fallas transcurrentes en superficie. La interpretación permitió identificar principalmente fallas con comportamiento normal y evidencias de inversión parcial, las cuales se muestran a continuación.

En las líneas sísmicas TO92C12, TO92C14, TO92C10 (este- oeste), se logró identificar fallas con comportamiento normal, la geometría es plana en su mayoría, éstas afectan sobre todo la secuencia de reflectores interpretadas como Oligo – Miocenas, otras son fallas que cortan la secuencia más profundas, pero en la sísmica no pueden interpretarse totalmente, es importante mencionar que en esta dirección preferencial los saltos de las fallas no son muy marcados, exceptuando dos fallas que se presumen llegan hasta el basamento y tres fallas normales en la línea TO92C10 (Figura 34)

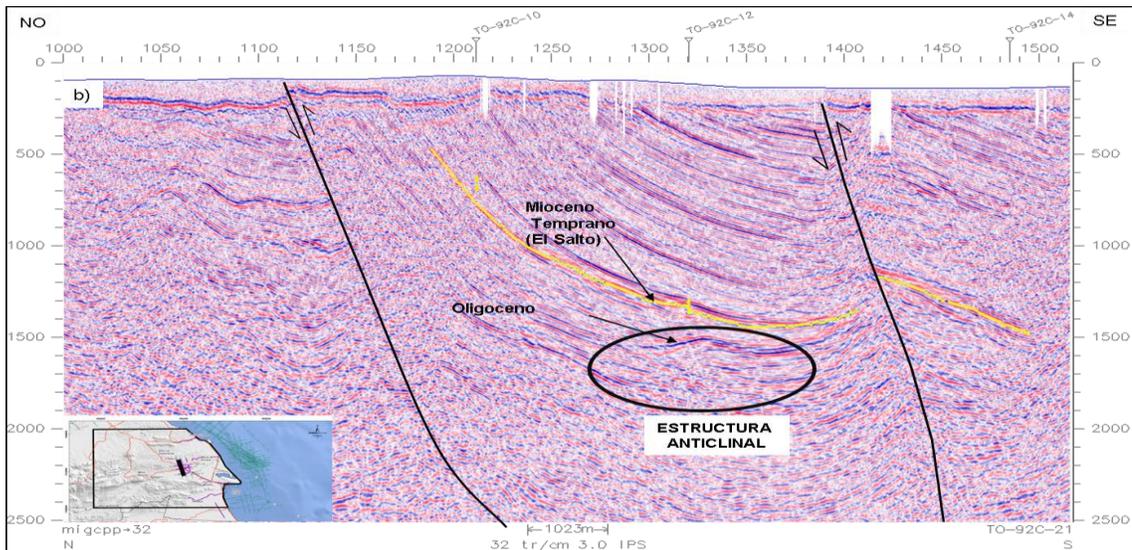
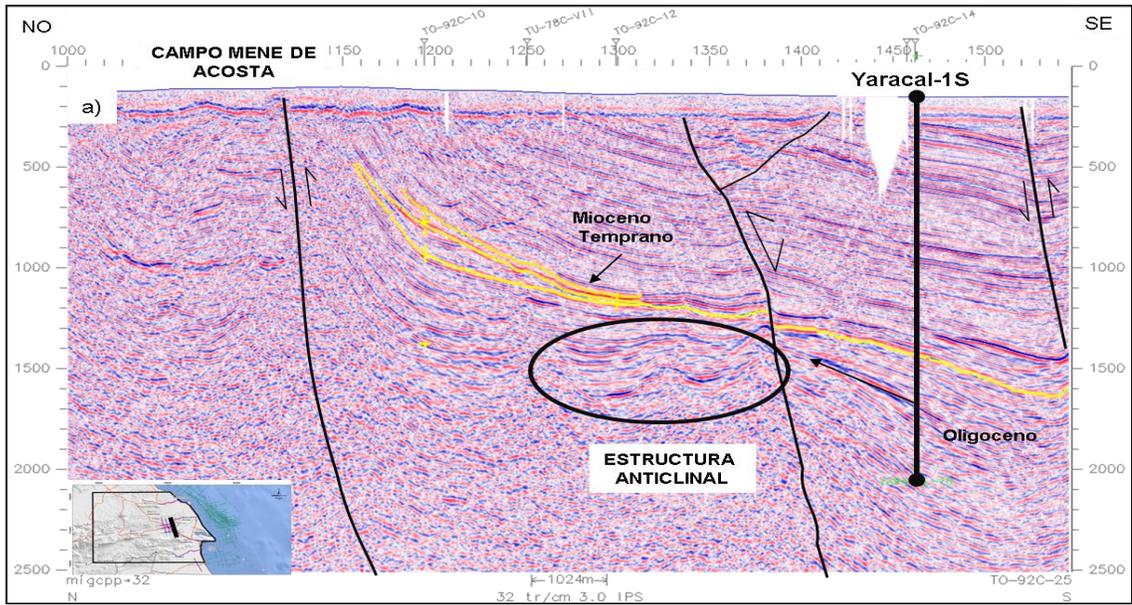


Figura 33. Evidencias de estructura anticlinal. a) Línea TO92C25 b) Línea TO92C10.

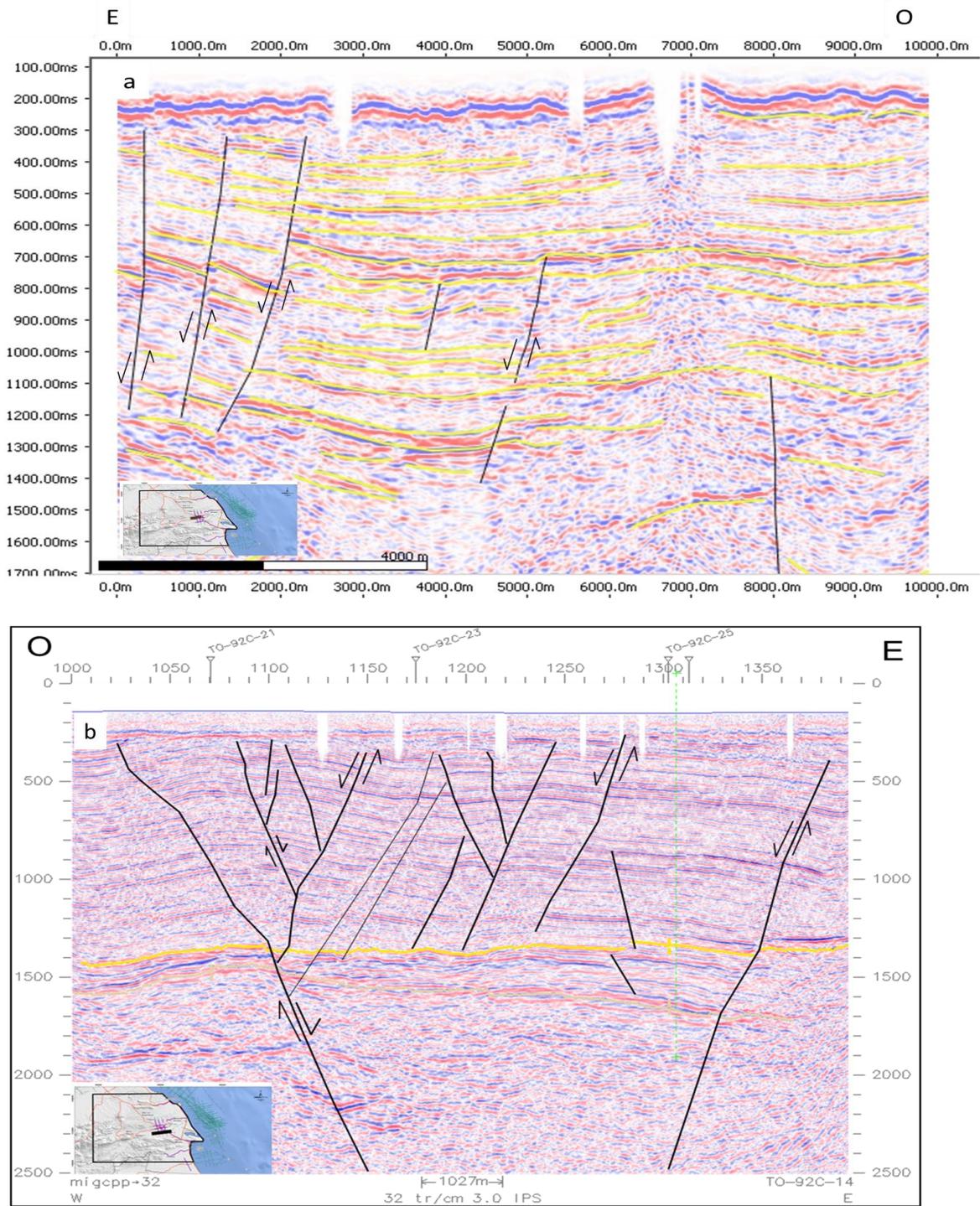


Figura 34 a). Línea sísmica TO92C10, fallas normales que cortan principalmente la secuencia Oligomiocena. b) Línea sísmica TO92C14, en la que se interpreta presencia de fallas normales, con dos fallas maestras que cortan zonas más profundas.

En las líneas sísmicas TO92C21, TO92C23, TO92C25 y TU78 IV (norte-sur), se observó dos zonas con características resaltantes: la primera, en las proximidades del campo Mene de Acosta donde las capas presentan un buzamiento abrupto, el tipo de deformación está relacionado a estructuras de inversión *footwall short cut* (Figura 35); la segunda zona al sur, en la cual se ubica la depresión asociada a la subcuenca El Tocuyo, está controlada por varios sistemas de fallas (orientadas al NE), algunas de las cuales presentan estructuras tipo arpón que también evidencian de inversión parcial en el área de estudio.

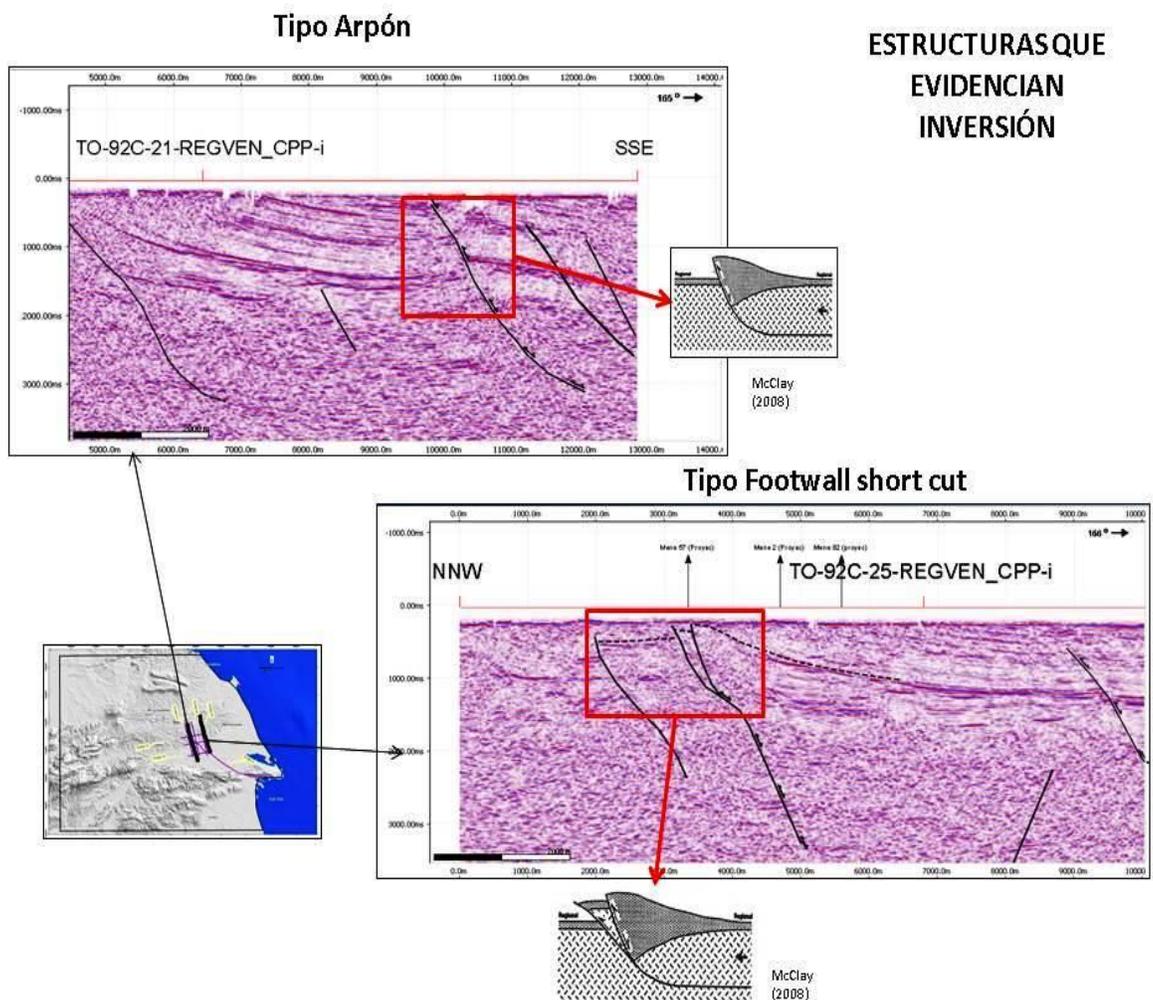


Figura 35. Línea TO92C21 y TO92C25, en recuadro rojo resaltan las zonas relacionadas a las estructuras tipo arpón y tipo footwall short cut. La estructura tipo arpón se ve reflejada al sur del campo Mene de Acosta donde actualmente discurre el río El Tocuyo

Se interpretó que las estructuras se generaron a partir de la inversión de fallas generadas en dominios extensivos (Eoceno Oligoceno) que fueron reactivadas y sometidas a esfuerzos compresivos desde el Mioceno hasta el presente. En superficie hay indicios de intensa deformación reflejada por plegamientos y fallamiento, así como continuidad de fallas observadas mediante la sísmica principalmente en la zona de Mene de Acosta y Cerro Misión.

El marco estructural regional propuesto por Audemard, F. (1995 y 1997), señala de una evolución polifásica controlada por episodios de extensión, compresión, inversión de la cuenca y partición de la deformación (ver Figura 11. Calendario Tectónico para el Norte de Venezuela), este modelo está en consonancia con las fallas interpretadas en esta investigación ya que, los sistemas de fallas con evidencias de inversión observadas en las líneas sísmicas TO92C21, TO92C23, TO92C25 y TU78 IV pueden interpretarse como perpendiculares u oblicuos al esfuerzo principal y relacionarse con las estructuras reflejadas en superficie.

INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA

La interpretación de horizontes sísmicos se basa en criterios haloestratigráficos, en los cuales se consideran líneas de tiempo y no sólo litología, por lo que una línea de tiempo puede tener diversos cambios de facies que forman la unidad cronoestratigráfica. La interpretación de horizontes se efectuó a partir de la calibración sísmica entre las líneas TO92C14, TO92C25, TU78 IV y el pozo Yaracal, el único que pasa por estas líneas y es considerado el pozo de amarre, de éste se tienen registros, descripción de núcleos, además se integró la interpretación bioestratigráfica efectuada por INTEVEP (2018), definiendo los topes de acuerdo a las edades y no solo las variaciones litológicas (Figura 36 y 37).

Una vez calibrados los topes definitivos del pozo Yaracal, se construyeron dos líneas compuestas entre TO92C14- TU78 IV y TO92C25-TU78 IV, además se proyectaron los pozos Silva, León, Mene 2, Mene 82 y Mene 57 sobre las líneas. Todo esto permitió integrar la información digitalizada de pozo, los nuevos topes

obtenidos por datos bioestratigráficos y de esta manera se extendieron e interpretaron los reflectores a las líneas usadas en la investigación (Figura 37).

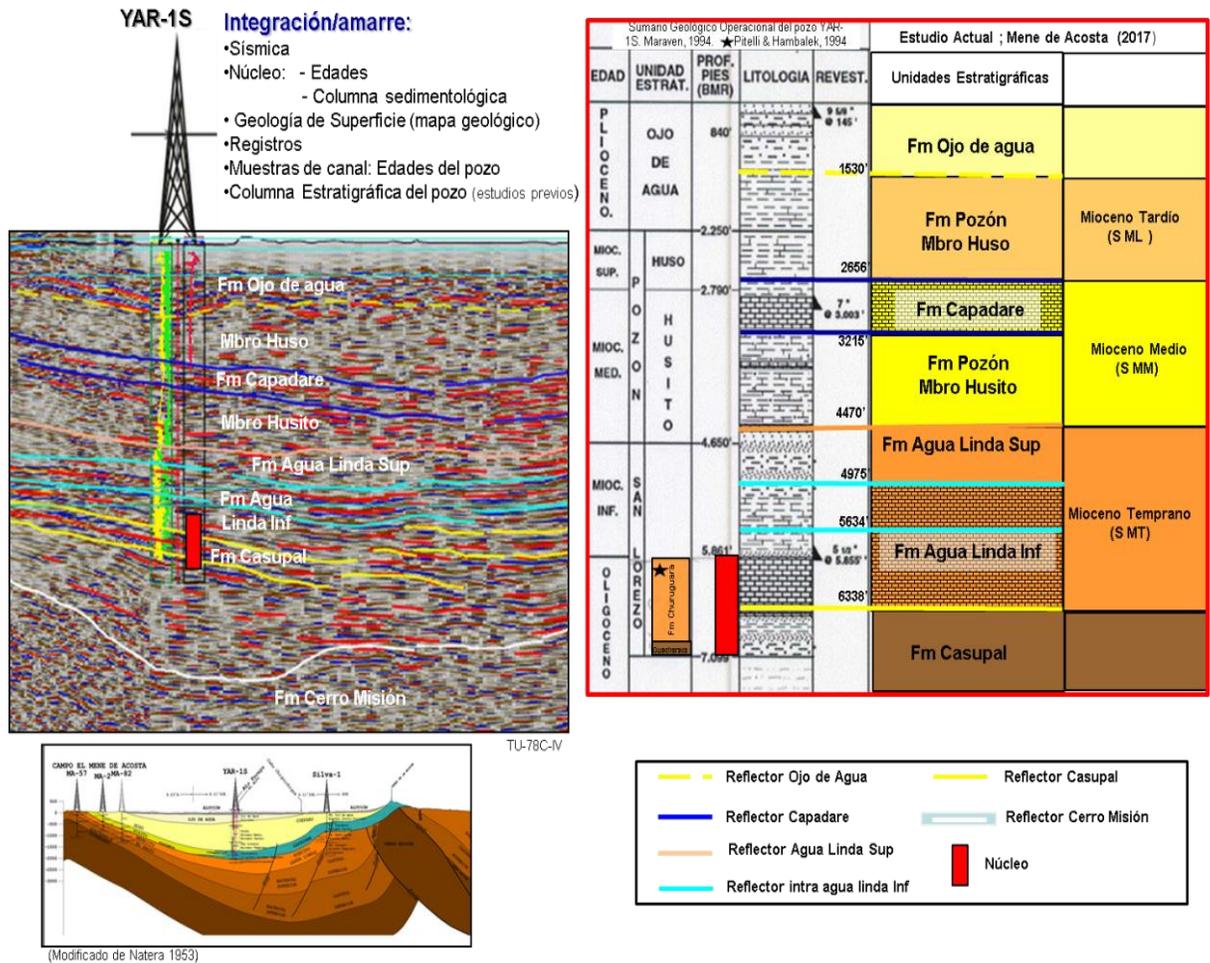


Figura 36. Calibración sísmica- pozo

En la interpretación sísmica se observó la continuidad de tres reflectores con fuerte respuesta, que calibrados con el pozo de amarre a través de bioestratigrafía, corresponden a las calizas de Capadare (Mioceno medio tardío), calizas de Agua Linda (Mioceno temprano) y mantos de carbón de Casupal (Oligoceno), estos horizontes se ubican al sur del pozo Yaracal hasta las inmediaciones del Cerro Misión, correlacionándose con la información del pozo Silva, por lo que hay dos puntos que permiten el control de la interpretación sísmica

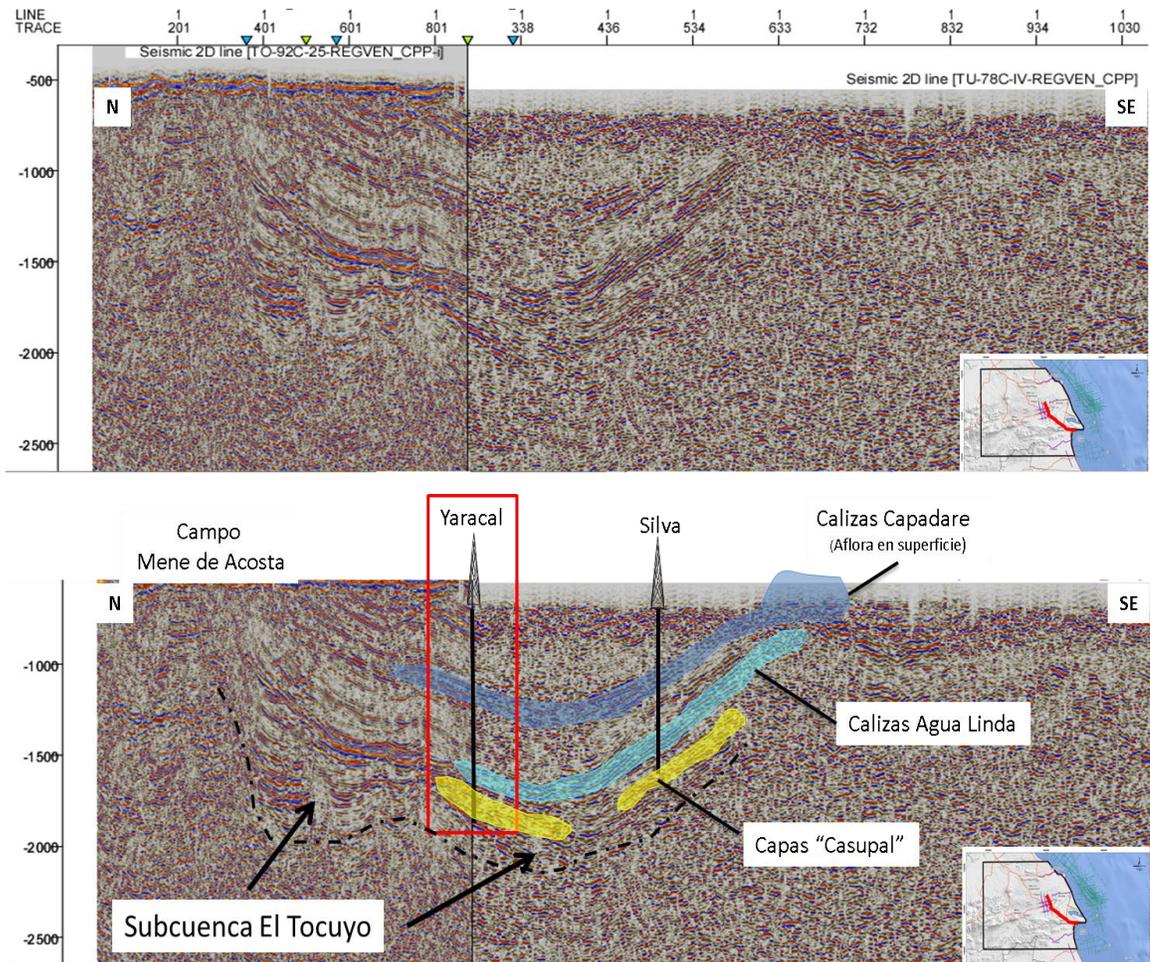


Figura 37. Integración de datos de pozo Yaracal calibrados con la línea sísmica compuesta TO92C25-TU78 IV, el pozo Silva y proyección de topes en relación a los reflectores con mayor respuesta, la distancia entre el pozo Yaracal y Silva es de aproximadamente 4,7 Km.

En la línea compuesta TO92C25-TU78 IV, se observó una depresión asimétrica limitada al sur por el Alto de Cerro Misión y al norte por el Alto del Campo Mene Acosta, esta depresión representa la subcuenca El Tocuyo. La depresión tiene su expresión en superficie en el valle del río Tocuyo, además el modelo de basamento de INTEVEP (2018) permite interpretar control estructural del basamento sobre la geometría de la subcuenca (Figura 37 y 38).

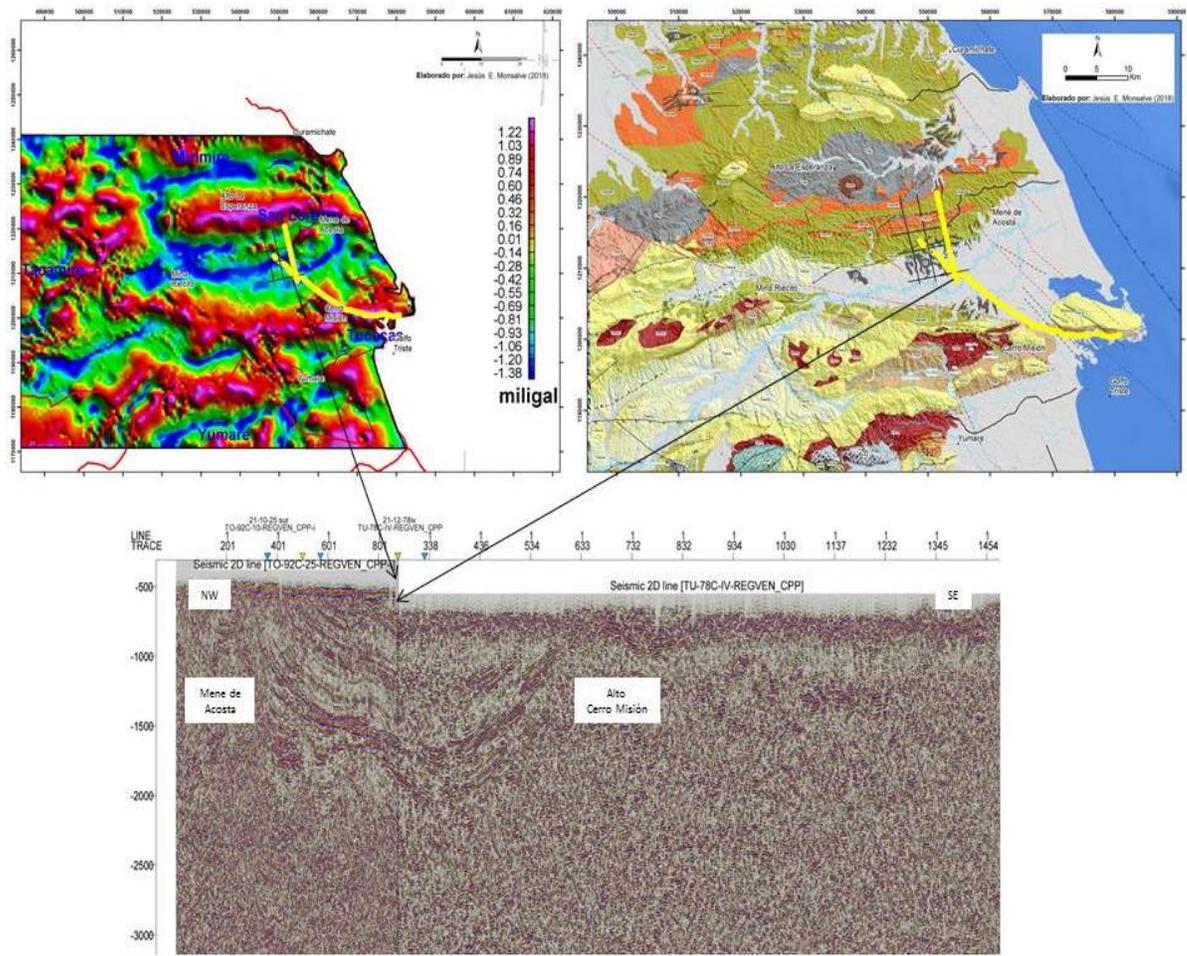


Figura 38. Depresión identificada en línea sísmica compuesta TO92C25-TU78 IV y confirmada mediante modelo de anomalías de Bouguer y expresión en mapa de geología de superficie, en los cuales la línea sísmica compuesta esta resalta con color amarillo.

El modelo de anomalías de Bouguer de INTEVEP (2018), permitió interpolar los datos para obtener la profundidad aproximada de basamento para cada pozo (*Anexo 5*) y para cada línea sísmica, además se utilizó en la construcción de los transectos estructurales para modelar de manera aproximada la forma del basamento. Los rangos de profundidades varían entre 8600' a 10900' en las zonas más profundas, en sitios como el alto de Guacharaca /Esperanza el basamento se ubica alrededor de los 3500' y al sur en las proximidades de Yumare, el basamento está exhumado, en los siguientes capítulos se explicaran más detalles de las características del basamento.

El límite Eoceno-Oligoceno, no se identificó mediante sísmica, ya que la calidad de la misma lo impidió, este fue calibrado a partir de la información de pozos en el campo Mene de Acosta, el pozo Esperanza y el pozo Silva, además al contar con un estimado de profundidad del tope de basamento se interpretó la presencia del Eoceno como una espesa secuencia entre este tope y los reflectores oligocenos sin descartarse que por debajo de ésta existan capas más antiguas (Cretácico?-Paleoceno?).

Mediante la sísmica se logró definir el límite Oligoceno Mioceno, marcado por una discordancia que es notoria en 6 de las líneas sísmicas, en la línea TU78 IV se encuentra cercana al valor 1750 ms, en la línea TO92C25 en el rango 1750 y 1250 ms, esta discordancia muestra truncación de los reflectores alrededor del pozo Yaracal (Figura 39).

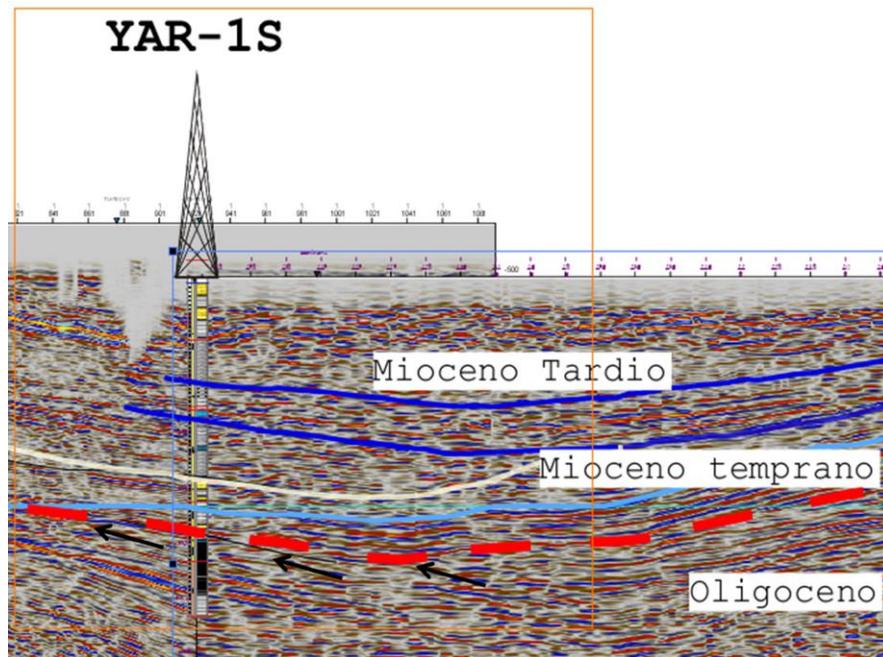


Figura 39. Discordancia Oligoceno Mioceno (segmentada), registros del pozo Yaracal en la línea TO92C25.

La interpretación efectuada sobre la línea TU78IV integrada con los pozos Silva y Yaracal permitió identificar el límite Oligoceno- Mioceno temprano y

Mioceno temprano-medio. El limite Oligo-Mioceno al sur del pozo Yaracal (Figura 40), está marcado por un truncamiento erosional que hace que la secuencia de la Fm Casupal (Oligoceno) culmine de manera abrupta y encima de esta se identificó uno de los tres reflector fuerte relacionado a la Fm Agua Linda (Mioceno temprano).

Por encima de las calizas Agua Linda ocurre un *onlap* en la base de una secuencia lutítica la cual progresivamente se va acuñaando hasta desaparecer y su tope sufre truncamiento para dar paso al reflector que forma las calizas de Capadare (Mioceno medio-tardío), aunque pareciera que por encima de este reflector ocurre de nuevo un *onlap*, sin embargo los reflectores se observan caóticos y no señalan mayores evidencias.

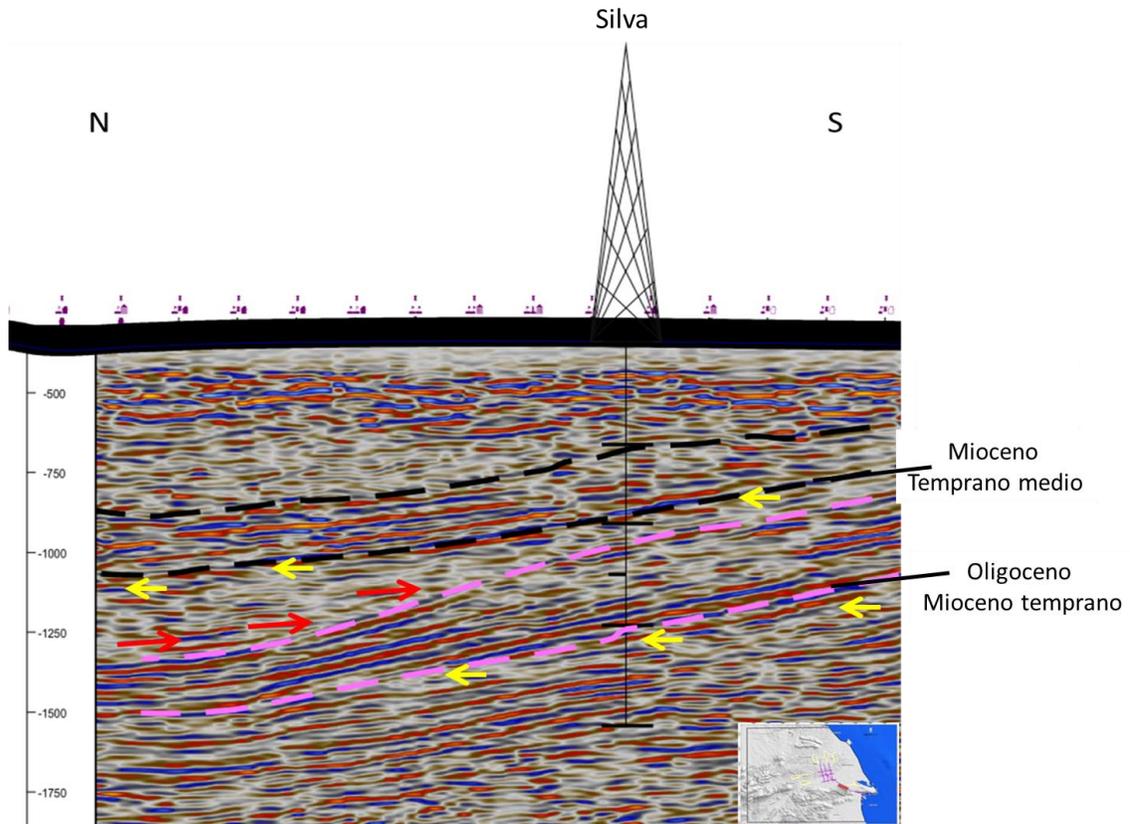


Figura 40. Línea TU78IV y pozo Silva. Reflectores fuertes de las Calizas de Agua Linda (rosado) y Calizas de Capadare (negro) en el medio de ambas, un reflector que se acuña hasta desaparecer, el cual está asociado a un paquete de material lutítico, en amarillo truncamiento erosional y en rojo limite tipo onlap

Al norte del pozo Yaracal en las líneas TO92C25, TO92C23 y TO92C21, se observó que el reflector interpretado como miembro El Salto de la Formación San Lorenzo (Mioceno temprano) se presenta en forma de capas amalgamada que se extienden de norte a sur, va disminuyendo su espesor hacia al sur hasta interdigitarse con el reflector correspondiente a los horizontes interpretados como Formación Agua Linda (Mioceno temprano) (Figura 41). El control de este reflector proviene de tres fuentes, la línea sísmica, los datos de pozos en el campo Mene de Acosta y el mapa de Geología de Superficie.

En relación a este reflector se interpretó que la fuente de aporte proviene desde el norte, presumiblemente del Alto de Guacharaca, con poco transporte y en condiciones de poca profundidad, lo cual puede conectarse con la propuesta de Renz, H. (1948), que señala inmadurez mineralógica y textural, así como fuentes de aportes ígneo metamórficos y posiblemente rocas Eocenas- Oligocenas (se explica en sección de homologación de unidades estratigráficas).

Suprayacente al reflector interpretado como Miembro El Salto, existe una espesa secuencia, monótona, con reflectores opacos y difusos, los cuales se asocian a lutitas principalmente (Formación Pozón Mioceno medio- tardío), la monotonía de esta secuencia es rota al sur, por el reflector de fuerte respuesta que corresponde posiblemente a unas Calizas de Capadare Mioceno medio-tardío, el cual se acuña dentro de esta espesa secuencia. La interpretación de las líneas sísmica fue cotejada con el mapa de superficie, lo que permitió obtener una interpretación integrada de superficie y subsuelo. El *Anexo 6* señala las interpretaciones de las líneas TOC92C21, TOC92C 14 y una línea compuesta, interpretada entre la línea TU78IV y TOC92C 25.

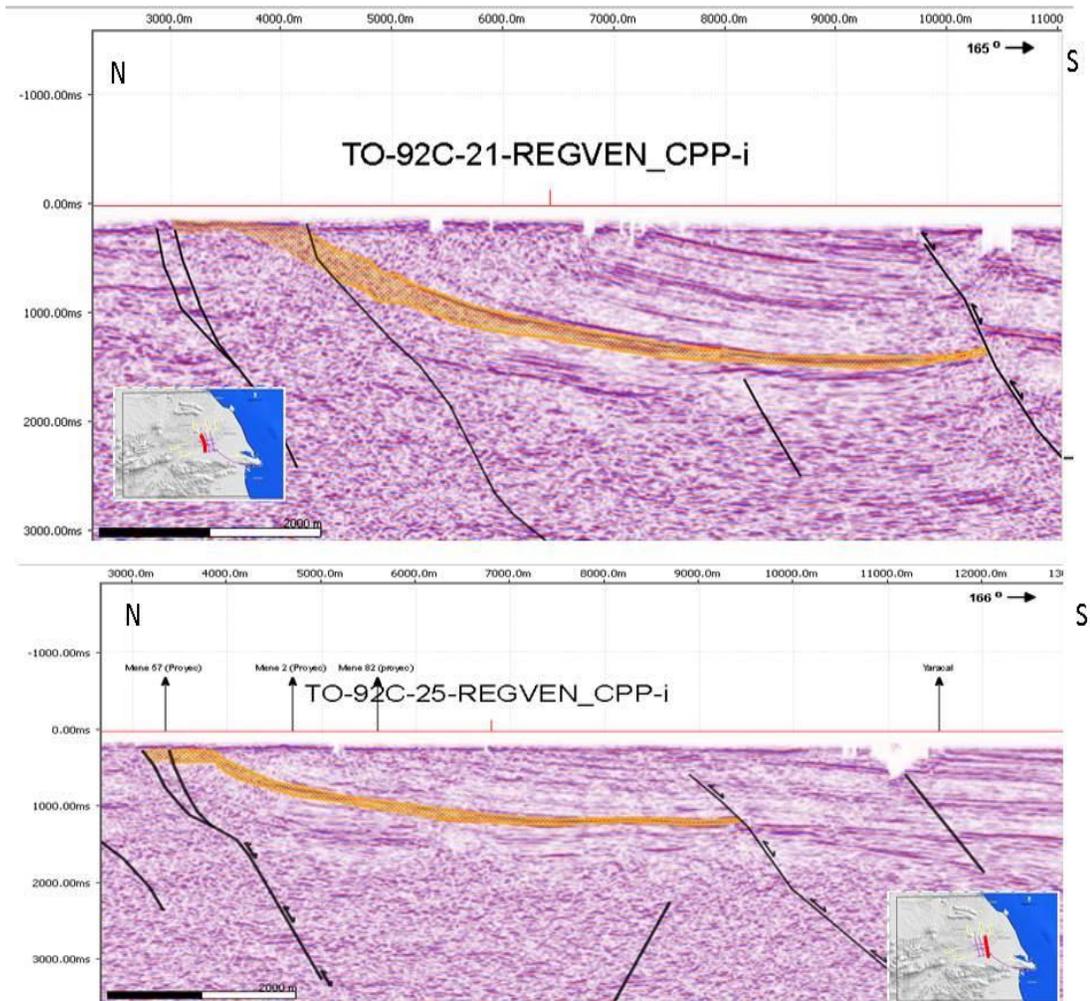


Figura 41. Líneas TO92C21 y TO92C25, que muestran el adelgazamiento del Miembro El Salto(naranja) hacia el sur, esta interpretación en base a los datos de pozos, mapa de superficie y la respuesta del reflector sísmico.

CAPITULO V

MAPA GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA DE LA “CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO”

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos de los análisis y adecuación de datos geomorfológicos, cartográficos y bioestratigráficos, a partir de los cuales se logró homologar la estratigrafía del área de estudio; en primer lugar se muestran la digitalización de la cartografía, interpretación mediante sensores remotos, además los datos recopilados y analizados de bioestratigrafía, los cuales son la base para actualizar la información plasmada en los mapas y correlaciones; se muestran las propuestas de actualización del mapa Geológico, la columna cronoestratigráfica, las correlaciones estratigráficas elaboradas a partir de la integración de la información bioestratigráfica.

DIGITALIZACIÓN MAPAS TOPOGRÁFICOS Y GEOLÓGICOS

Las coordenadas de los mapas topográficos, geológicos, puntos de pozos y puntos de muestreo, se entregaron en Datum La Canoa, por lo tanto los datos se transformaron mediante el sistema de información geográfica (SIG) ARGIS 9.3, para unificarlos en el sistema REGVEN 19N, Datum oficial del país, esto permitió trabajar toda la información generada en un mismo sistema de proyección.

El área de trabajo representa 4800 km², los drenajes y curvas de nivel se generaron de manera automatizada, a través del SIG, utilizando como base la imagen SRTM (NASA, 2000) y se cotejaron con las hojas topográficas número 6349, 6348,6448,6548, 6449 y 6549 de cartografía nacional a escala 1:25000, además para

los drenajes se utilizó como control de calidad la imagen satelital SPOT 5, a partir de la cual se observaron zonas que no fueron consistentes, por lo que se procedió a refinar de manera manual las zonas con errores. En total se digitalizaron 1206 drenajes, que representan 2600 Km lineales, los ríos más importantes son El Tocuyo, Agua Linda, Araurima, Casupal y Guaidimia. La Figura 42, muestra los drenajes sobre la imagen satelital SPOT5 y sobre la imagen SRTM (NASA, 2000).

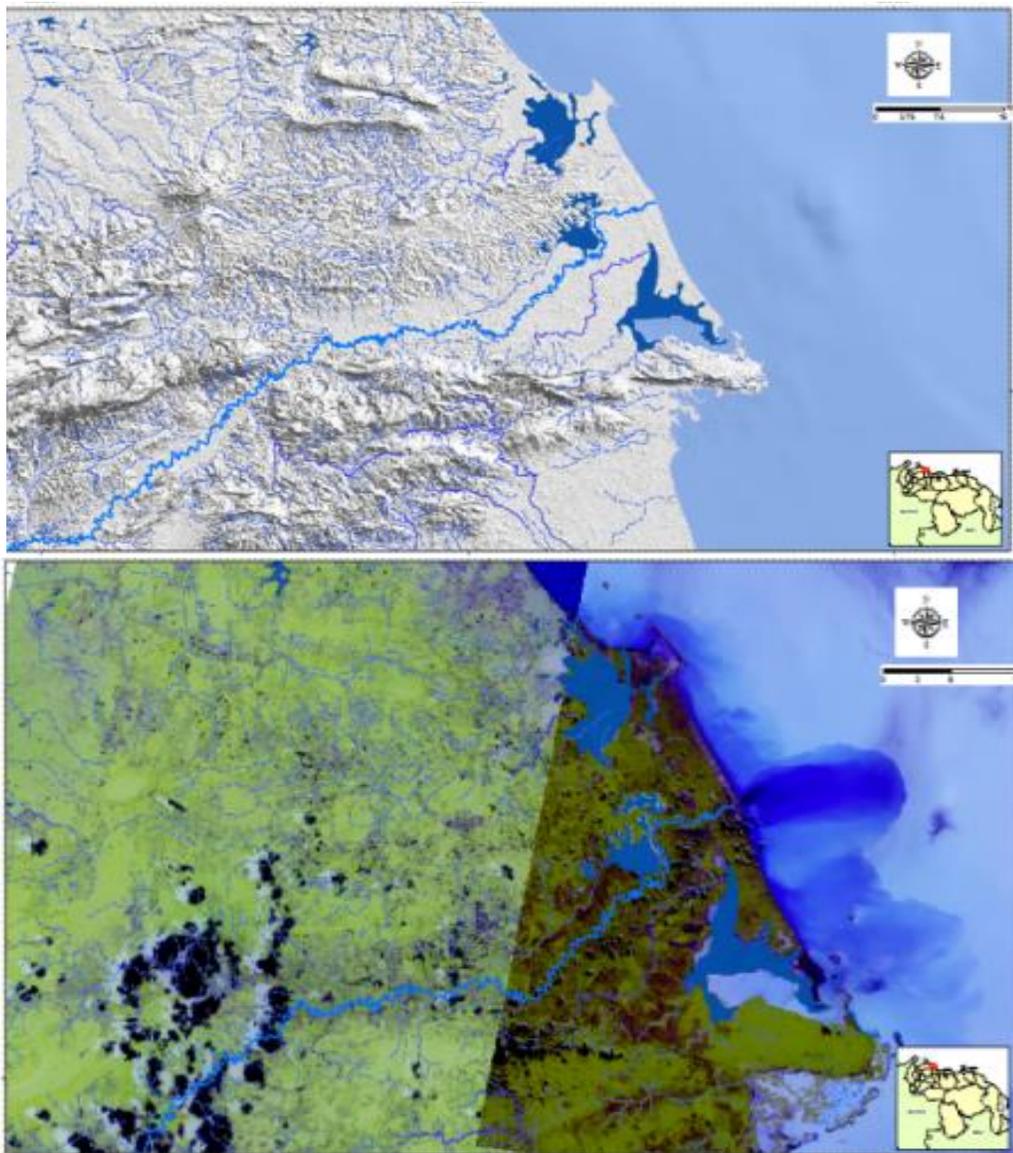


Figura 42. Drenajes interpretados y corregidos. Superior: imagen SRTM 30 m donde resaltan los drenajes construidos. Inferior: Imagen Spot 5 Falso color bandas 321 que muestra parte de la información cotejada y verificada de los drenajes

El manejo de información digital permitió la identificación de controles estructurales y geomorfológicos, sobre los drenajes representados por cambios abruptos en los cauces, valles longitudinales, drenajes tipo paralelo, subparalelos y angular como lo muestra la Figura 43, este análisis fue complementado y calibrado con la cartografía de estructuras presentes en la zona. La construcción de capas base permitió ubicar pozos, secciones de referencia, puntos de muestreo, los transectos estructurales, trabajando de manera integrada sobre una base de datos lo que permitió el uso eficiente del tiempo, así como un óptimo control.

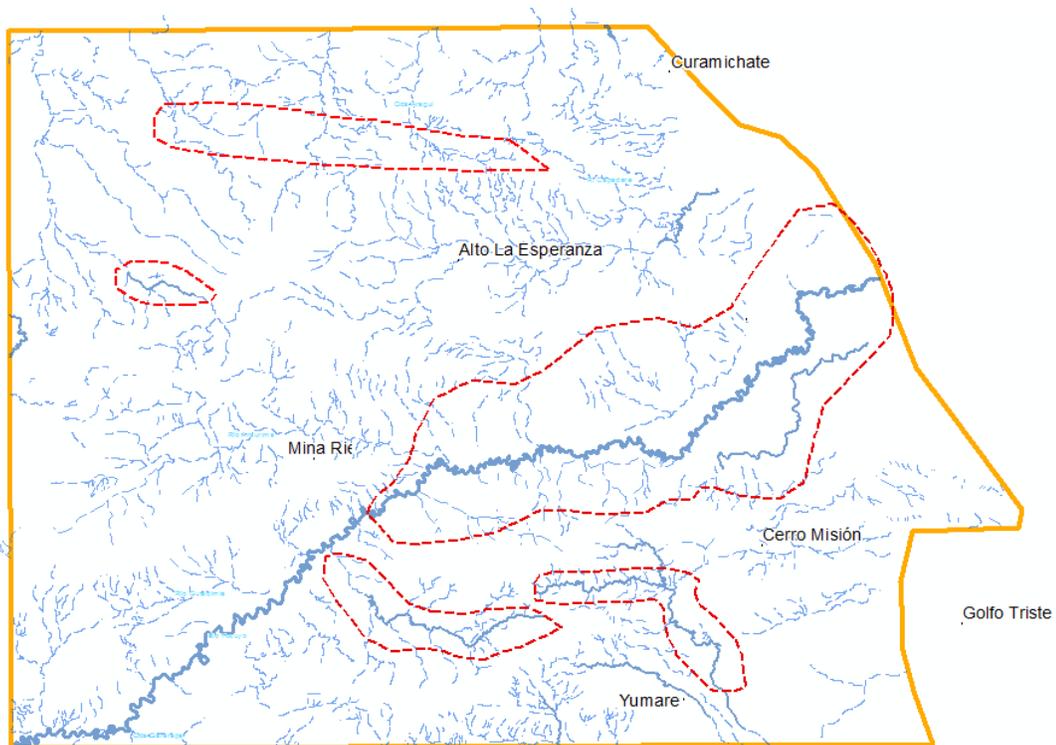


Figura 43. En rojo resaltan algunas zonas donde se aprecian controles sobre los drenajes con cambios abruptos en su cauce, valles longitudinales, drenajes angulares y subparalelos los cuales fueron cotejados con las estructuras geológicas para refinar la ubicación exacta.

INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Desde el punto de vista geomorfológico, el área es heterogénea, con zonas de poca altitud y baja pendiente, con una textura lisa, con material poco competente que rodea varias zonas elevadas, la zona está caracterizada por cerros orientados preferencialmente en sentido SO-NE y este -oeste y valles en la misma dirección, asociados posiblemente a rocas menos competentes. Basado en las variaciones de texturas y tonos de la imagen SRTM (NASA, 2000), se pudieron identificar 8 elevaciones, a las cuales se le asignaron nombres informales que no necesariamente coinciden con la toponimia de la zona.

Esta delimitación se efectuó con el fin de comparar el modelo de basamento con estos cerros e identificar si existe alguna relación directa entre la superficie y el subsuelo, así como cotejarla con las unidades estratigráficas reportadas en la zona. En la Figura 44 se muestran los límites aproximados de las unidades, seguidamente se describen algunos aspectos resaltantes de cada una de estas unidades:

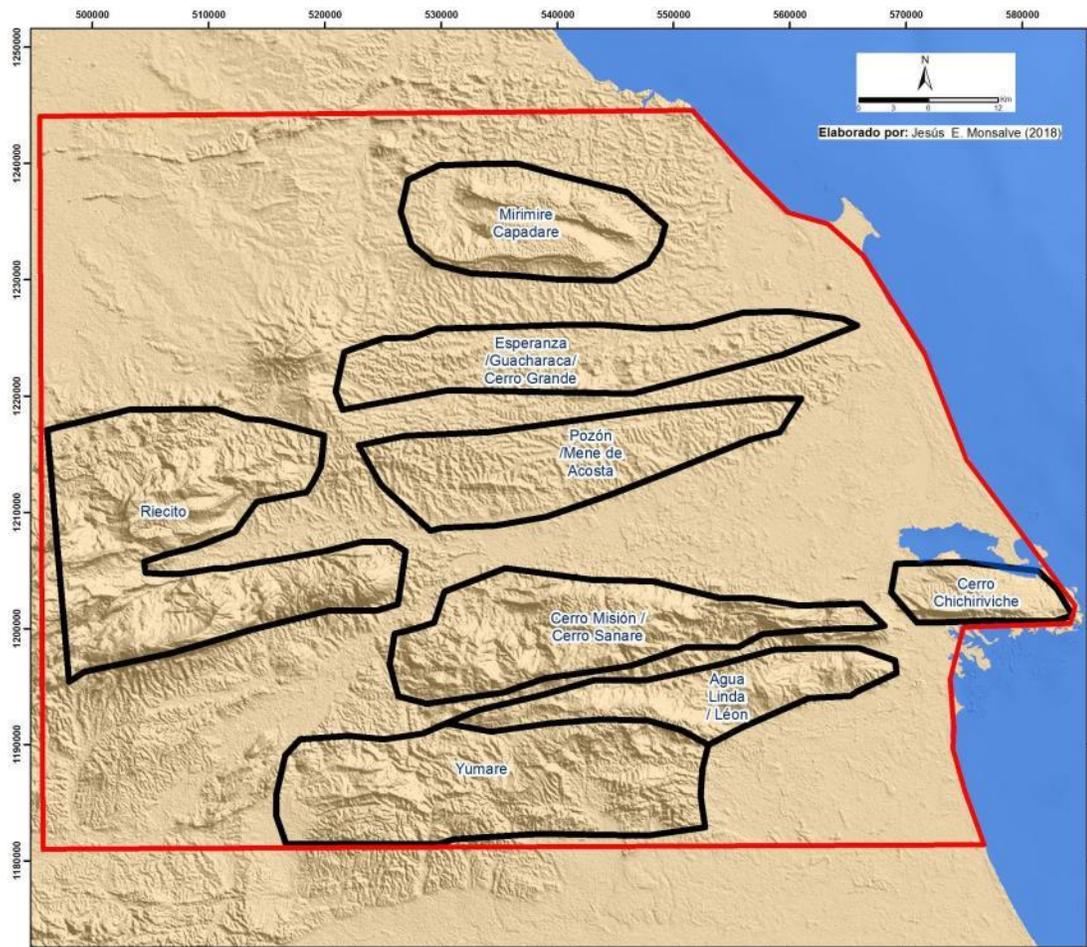


Figura 44. Elevaciones identificadas en el área de estudio. Guacharaca y Pozón muestran una textura rugosa diferente al contexto a su alrededor, sus elevaciones son menores

Riecito: tiene una orientación bastante marcada con dirección SO-NE, la cual se extiende desde el oeste, en la zona de Falcón Central, específicamente desde las inmediaciones de Churuguara, está segmentado en dos partes por el río Araurima que junto a los demás cauces discurren con la misma orientación. Los drenajes son espaciados en comparación a las demás zonas, con ángulos rectos entre los tributarios y las crestas son discontinuas. La Figura 45 una imagen SPOT 5 en la combinación de falso color, muestras zonas con terminaciones abruptas, los tonos rojos más intensos están relacionados a las zonas con abundancia de vegetación y mayor humedad, las descripciones anteriores son consistente con el tipo de rocas reportadas para esta zona que corresponde a calizas (Formaciones Churuguara y Capadare).

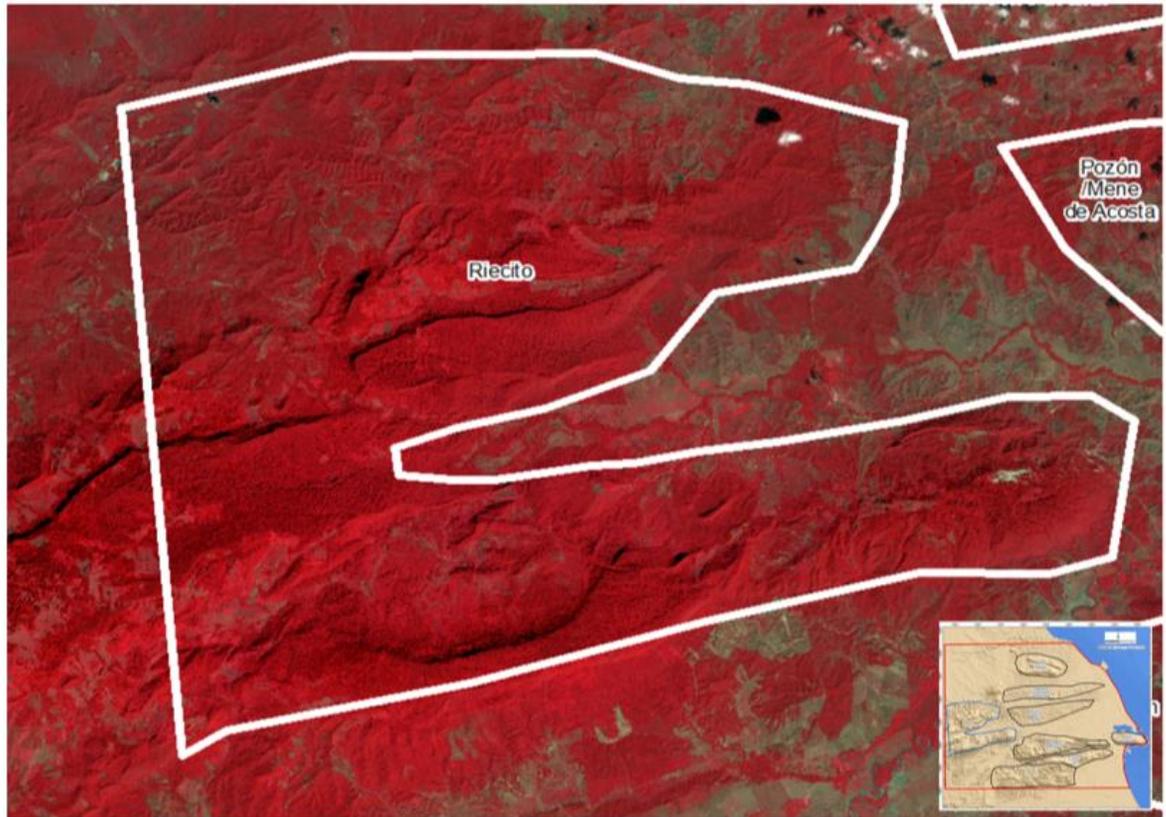


Figura 45. Imagen SPOT 5 falso color bandas 123, en la cual se delimita el alto topográfico denominado Riecito, en el resaltan terminaciones abruptas, la intensa respuesta a la banda 3 (infrarroja) muestra zonas de mayor densidad de vegetación que los alrededores.

Alto Guacharaca –Mene de Acosta: muestran una textura rugosa y diferente al contexto a su alrededor, el relieve es suave y sus elevaciones son menores a las de Riecito y Cerro Misión, la orientación es SO-NE, los drenajes son densos, lo que puede indicar baja permeabilidad de la roca. En el caso del Alto Guacharaca la red de drenaje discurre hacia el NE, en el área de Mene de Acosta los drenajes discurren hacia el sur. En la imagen se observa actividad antrópica en toda el área, además vegetación concentrada en forma de parches donde tiene mayor densidad, estos parches pudieran ser un indicio indirecto de la presencia de facies más arenosas o zonas con mayor humedad. (Figura 46)

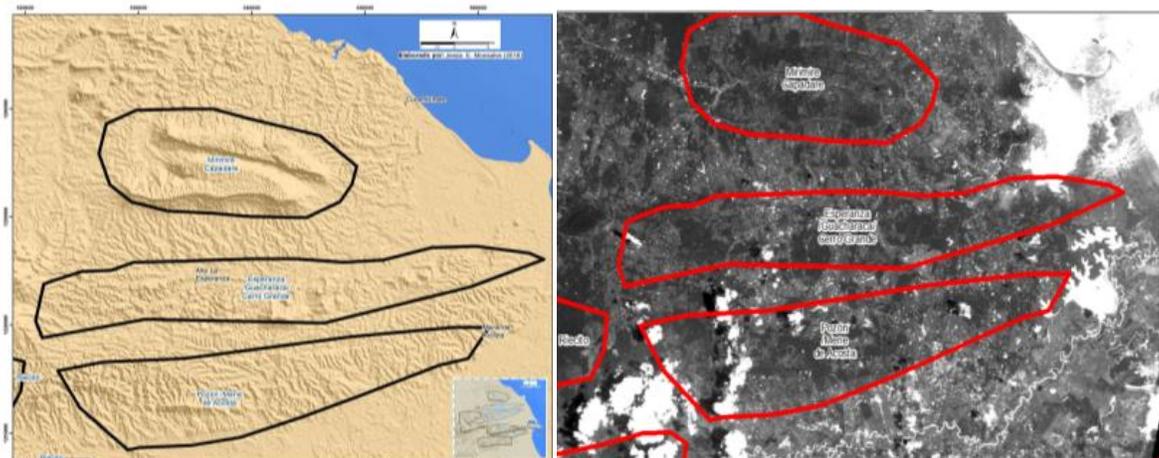


Figura 46. Izquierda: Imagen SRTM 30m en el que resaltan los Altos de Mirimire, Guacharaca y Mene de Acosta. Derecha: Imagen Spot 5 Banda 3, en el que resaltan los tres altos antes mencionados y como característica principal la vegetación en forma aislada (parches oscuros) en las zonas con mayor cota.

Cerro Mirimire - Capadare: Ubicadas en la zona norte del área de estudio, son dos elevaciones aisladas, alargadas, separadas entre sí por una depresión orientadas en dirección NO-SE, están rodeadas por zonas de menor pendiente que presentan parches de tonos grises y rojo, sus límites son bastante abruptos, al igual que en la zona de Riecito la imagen satelital muestra intensa respuesta de la banda infrarroja lo que indica más densidad de vegetación en la parte central, estos altos están asociada a la presencia de las calizas de la Formación Capadare. (Figura 47)

Cerro Chichiriviche: Tiene una orientación E-W, sus límites son abruptos, no tiene una cresta definida sino más bien un tope plano que esta disectado por los drenajes y fracturas, características similares a los que se muestran en Mirimire-Capadare y Riecito, la textura es lisa, la vegetación es abundante en toda su extensión. (Figura 48).

Cerro Misión: Tiene una orientación E-W, restringe la margen derecha del valle fluvial del Río Tocuyo, se observan controles estructurales sobre los drenajes que discurren principalmente al norte al sur, se observan zonas que indican aparentes

planos de estratificación, con algunos parches de textura muy rugosa, lo que pudiera indicar un cambio litológico (Figura 49)

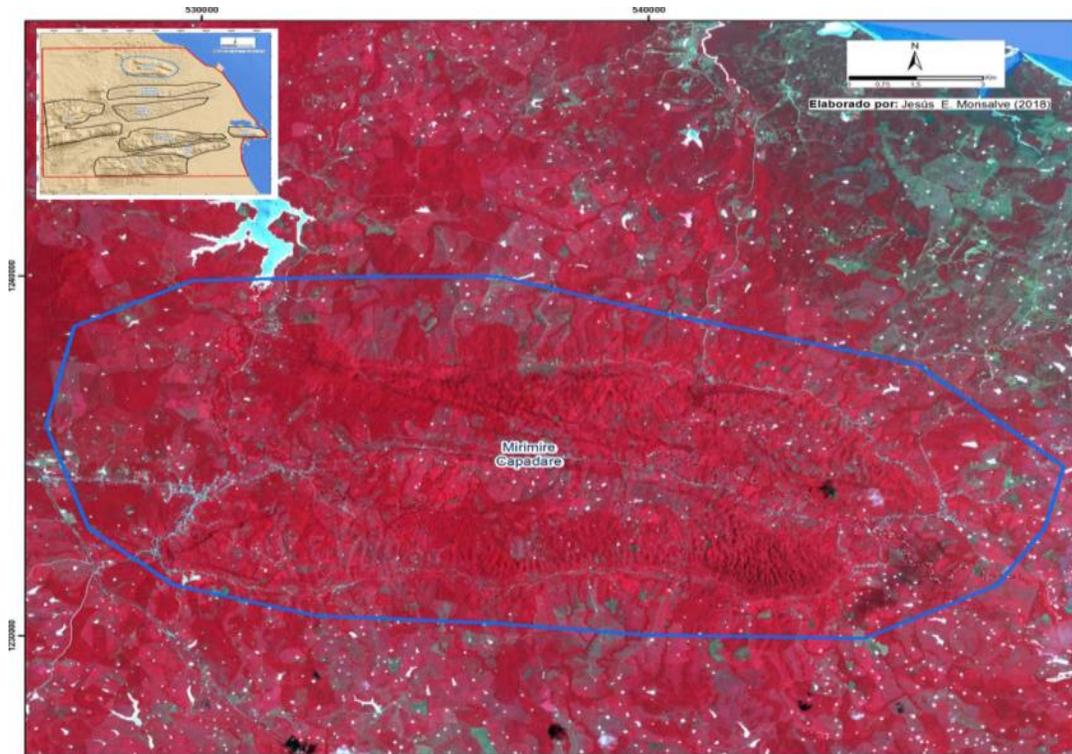


Figura 47. Imagen Spot 5, falso color, bandas 123. Alto de Mirimire- Capadare, resalta en la zona condiciones de mayor humedad y mayor densidad de vegetación, así como terminaciones abruptas en los límites del alto

Agua Linda /León: La textura y características de los drenajes parece ser similares al Cerro Misión, con controles estructurales, que generan drenajes angulosos y rectos, pero la orientación es SO-NE, con cerros alargados y terminaciones redondeadas (Figura 49)

Yumare: Muestra lineaciones o fracturas orientadas en el sentido E-W y NO-SE, en la zona sur las lomas tienden de afinarse en forma de crestas, en esta zona esta reportadas rocas ígneo metamórficas, está separada de la zona de Agua Linda por una lineación W-E. (Figura 49)

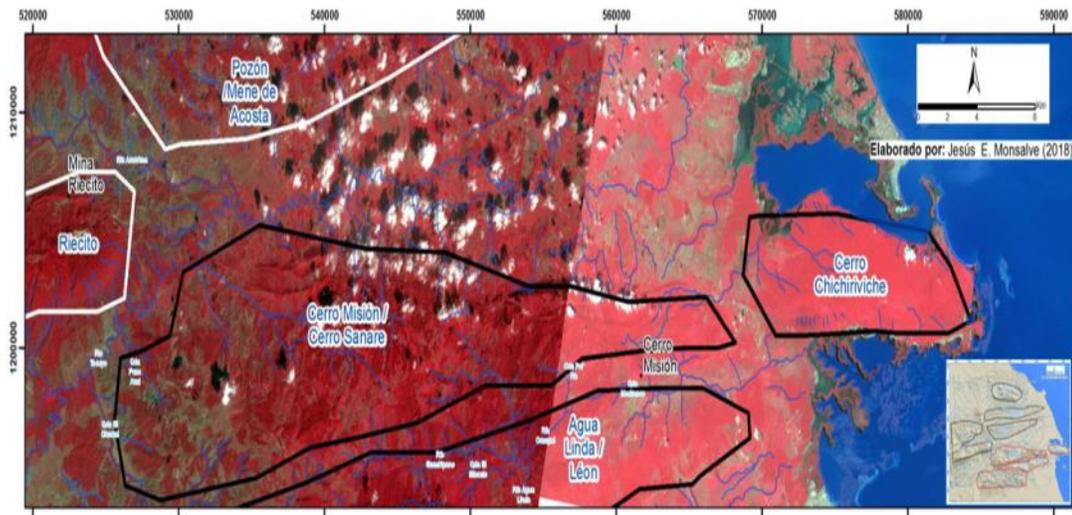


Figura 48. Imagen SPOT 5, falso color, bandas 123 de los Altos Cerro Misión y Cerro Chichiriviche, en ambos se observa intensa respuesta a la banda 3 infrarroja lo que indica vegetación más vigorosa y densa.

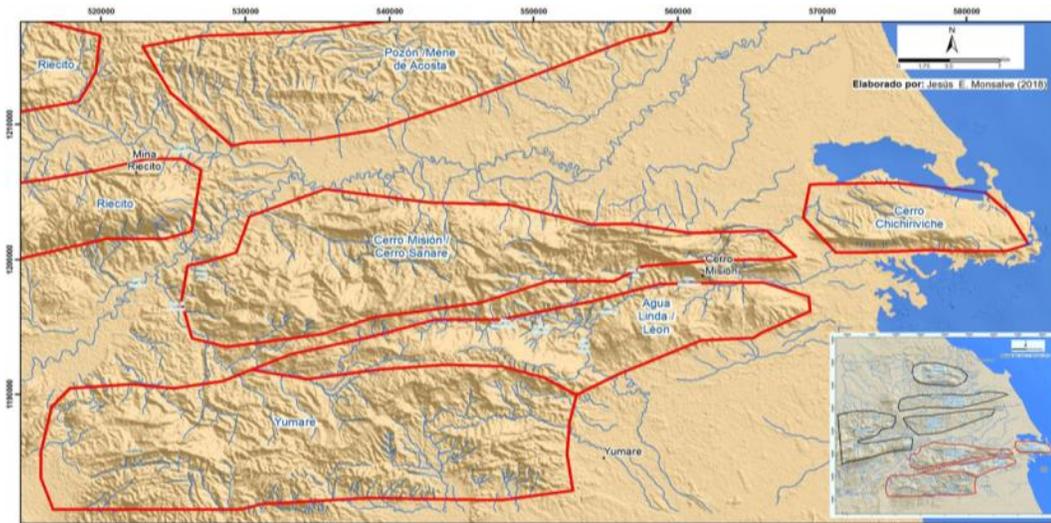


Figura 49. Imagen SRTM de los Altos de Yumare, Agua Linda, Cerro Misión y Cerro Chichiriviche

VALIDACIÓN MEDIANTE BIOESTRATIGRAFÍA

Como se explicó en la metodología de trabajo (ETAPA 1: REVISIÓN DE MATERIAL) los datos fueron recopilados de trabajos previos (periodo 1947-1994) así como del Proyecto Especial Mene de Acosta (periodo 2016-2018), aunque estos

últimos análisis no los efectuó directamente el autor del presente trabajo, son resultados de importancia para la homologación de unidades dentro del Proyecto Especial Mene de Acosta de INTEVEP.

La información consistía en tablas de biocorrelaciones de foraminíferos plantónicos, bentónicos y nanoplancton calcáreo para la cuenca Agua Salada, las zonas incluyen datos de superficie y pozo en las zonas de Pozón, Capadare-Mirimire, Yaracuybare y del Campo Mene de Acosta. Esto permitió construir una tabla resumen de la bioestratigrafía para las Formaciones Cerro Misión, Guacharaca, San Lorenzo, Capadare, Pozón y Ojo de Agua (Tabla 6), actualizar la edad de las Formaciones que ameritaban cambios y validar los datos plasmados en el mapa geológico.

Asociaciones fósiles retrabajadas

Los informes bioestratigráficos, reportan intenso retrabajo en algunas capas de rocas analizadas en los pozos. En el pozo Yaracal 1S, INTEVEP (2018) señala que se observaron asociaciones de nanoplancton retrabajadas, una de edad Cretácico representada por la especie: *Watznaueria barnesae*, *Micrantolithus obtusus*; indicando una edad de Aptiano tardío, zona de nanoplancton NK 7 (parte tardía); una segunda zona de edad Eoceno, representada por la especie *Reticulofenestra umbilica* (NP17-NP22, Bolli *et al*, 1985), indicando una edad de Eoceno Medio a Oligoceno temprano, ambas asociaciones se encuentran en sedimentos del Oligoceno-Mioceno.

En el caso de la reinterpretación del pozo Riecito 1, INTEVEP (2018) reporta la especie *cicatricosisporites dorogensis*, que indica una edad de Eoceno Medio a Oligoceno temprano, pero está depositada en sedimentos Mioceno Temprano- Medio lo que implica asociaciones fósiles retrabajadas. Es importante destacar que las asociaciones retrabajadas antes mencionadas pueden estar relacionadas a pulsos tectónicos y/o cambios de fuentes de aporte de sedimentos.

Validación de rocas de edad Eoceno

Los primeros trabajos en señalar la presencia del Eoceno dentro de la Cuenca son los de los geólogos de la North Venezuelan Petroleum Renz, O. (1948) y Kugler, H (1949) asignándole el código A7 en su zonificación de foraminíferos (Anexo 1) que es equivalente al rango E13-E16 de la tabla de Ogg, J., *et al* 2016, los autores denominan el cuerpo rocoso como formación Esperanza (actualmente invalidada) y Formación Cerro Misión.

Datos generados por INTEVEP (2018), en el análisis de las secciones de superficie Yaracuybare, Esperanza y el Pozo TOC 1S, identificaron nanofósiles *sphenolithus spininger* que corresponden a biozonas de nanoplancton NP14-NP17 de acuerdo a Ogg, J. *et al.* (2016). Éste es un fósil guía restringido al Eoceno medio (Lutetiano y Bartoniano), y Eoceno tardío (Priaboniano), así como *reticulofenestra bisecta*, *reticulofenestra reticulata* *cyclicargolithus floridanus* y *reticulofenestra erba*, los cuales tienen su primera aparición desde el Eoceno medio. El ambiente propuesto es principalmente nerítico con alguna influencia costera para la sección Yaracuybare (Anexo 1), los bioeventos propuestos en el pozo TOC 1S se pueden ver en la Figura 50.

Es importante mencionar que en la base del pozo TOC 1S Grande S. (2018), definió intervalos de rocas volcánicas entre sedimentos de edad Eoceno. Las implicaciones petrogenéticas señalan que el magma basáltico olivínico fue inyectado como flujos almohadillados dentro de sedimentos carbonáticos eocenos, de ambiente plataformal, no consolidados y saturados en agua, donde se produjo su fragmentación no explosiva, con generación de hialoclastitas de grano fino a grueso y peperita. La cercanía de los diques de Yaracuybare permite enmarcar el proceso dentro del modelo de magmatismo intraplaca, proveniente del manto superior, controlado por proceso de adelgazamiento cortical relacionado a la formación de la cuenca extensional en Falcón oriental o Yaracuybare como lo señalan los trabajos de Grande, S. 2018, Baquero, M. 2015, Urbani F. 2014 y Grande, S. 2012a.

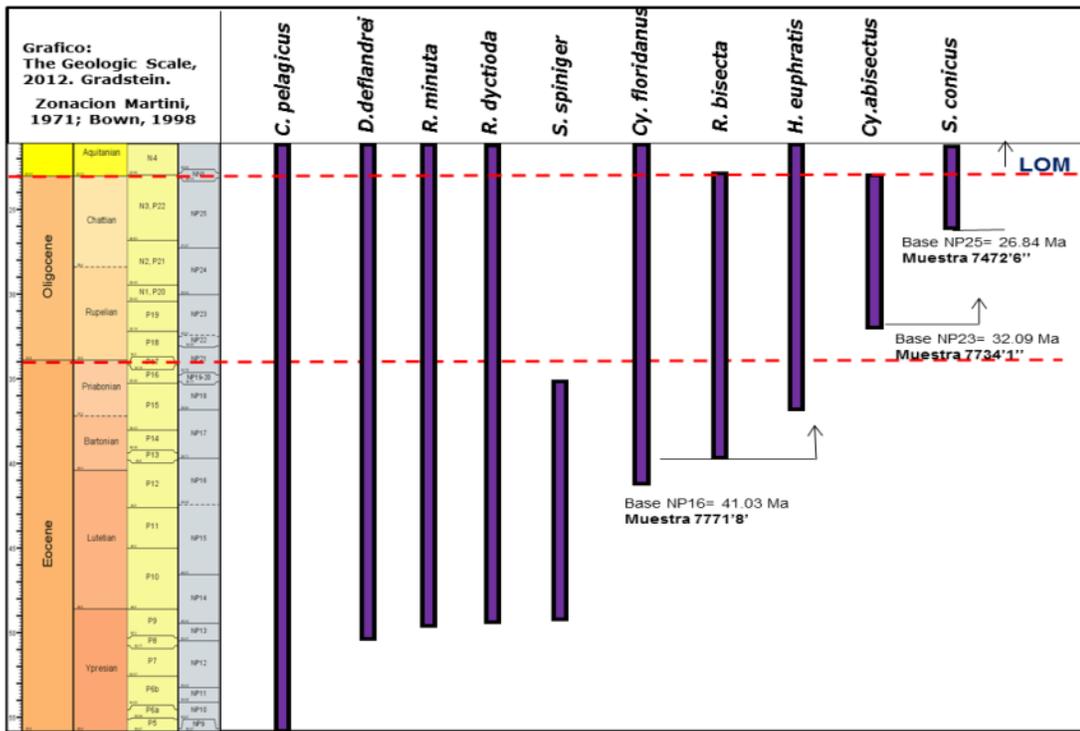


Figura 50. Rango de edades y bioeventos en el pozo Tocuyo 1S. Fuente: INTEVEP (2018)

El autor Grande S. (2018) señala que la peperita que suprayace la secuencia volcánica en la base del Pozo TOC 1S es una roca mixta que contiene microfósiles marinos de aguas relativamente someras, como algas calcáreas, de ambiente plataformal, y foraminíferos, mezclados con fragmentos volcánicos, tanto lávicos como hialoclásticos, y escaso material detrítico, todos ellos cementados por microesparita y analcima (Figura 51).

Los resultados mostrados anteriormente confirman la presencia de rocas de edad Eoceno dentro de la cuenca, aspecto que en ocasiones había sido tema de debates, además la presencia simultánea de rocas volcánicas implican que durante este periodo del tiempo geológico habían condiciones de vulcanismo asociados posiblemente a procesos extensivos. Otras evidencias de actividad ígnea son las intrusiones en superficie de Yaracuybare, Pozo Silva (Kugler, H. 1949 y Findlay A. 1985), Pozo Cayo Sal 1X (Sztrákos, K. y Bastos, P. 2008) y costa afuera (Butenko, J., Barbot, J. y Daza, J. 1981).

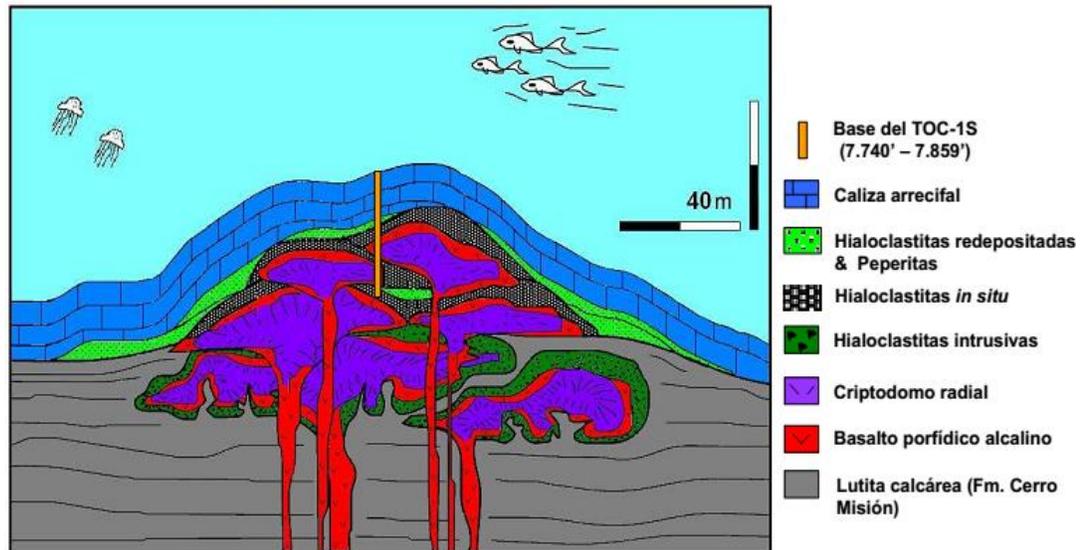


Figura 51. Modelo de la intrusión submarina somera de un criptodomo basáltico, donde se generan hialoclastitas por fragmentación de lavas almohadilladas, luego cubiertas por peperitas carbonáticas y carbonatos. Fuente: Grande, S. (2018)- INTEVEP (2018)

Validación de Rocas de edad Oligoceno

Los estudios de subsuelo de Renz, O. (1948) y Kugler, H. (1949) en el Campo Mene de Acosta señalan la presencia de las zonas A6 y A5-6 (Anexo 1) que son equivalentes a O1-O7 de clasificación de foraminíferos plantónicos de Ogg, J. *et al.* (2016) correspondientes a edades Oligoceno. Las secciones de superficie de Díaz de Gamero (1985b) y Llorente, reportan igualmente la presencia de rocas del Oligoceno al norte del alto de Guacharacas, asociados a la zona *Globorotalia kugleri* y *Globorotalia opima opima*.

De acuerdo a los datos de Vanegas, *et al* (2017) e INTEVEP (2018) en el Pozo TOC 1S, se identificó el Oligoceno (Rupeliano–Chatiano) mediante nanoplancton y las especies *Cyclicargoithud abisectus*, *Reticulofenestra bisecta*, *Sphenolithus conicus* (NP 24- NN1). El Oligoceno tardío comienza con la aparición de los foraminíferos bentónicos *Miolepydiclina panamensis*, *Lepidocyclina undosa*, así como nanoplancton del tipo *Helicosphaera bramlettei*, *Sphenolithus disbelemnus*,

además señalaron evidencias de retrabajo del asociaciones fósiles del Eoceno Medio y Oligoceno (Anexo 1). En el pozo Yaracal 1S, INTEVEP (2018) identificó *Reticulofenestra bisecta*, *Sphenolithus disbelemnus*, *Globigerina*, *amphistegina sp*, *Magnatriatites grandiosus* y en el pozo Riecito 1 reportan la presencia de *Globorotalia mayeris*.

Validación de Rocas de edad Mioceno

De acuerdo a Vanegas, *et al* (2017) e INTEVEP (2018) en el Pozo TOC 1S, el Mioceno está identificado a partir de la presencia de foraminíferos plantónicos como *Globs trilobus*, *Orbulina suturalis*, *Praeorbulimina glomerosa glomerosa*, *nanoplancton del tipo Helicosphaera recta*, *calcidiscus leptoporus*, *Sphenolithus disbelemnus*, *Sphenolithus moriformis*. Para el pozo Yaracal 1 (YAR -1S) INTEVEP (2018) reporta presencia de edades Mioceno temprano, medio y tardío, con algunos rangos indeterminados, las especies identificadas corresponden a *Globorotalia Miocenica*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina praebuuloides*, *Globigerina venezolana*, *Sphenolithus conicus*, *Helicosphaera scissura*, *Sphenolithus heteromorphus* (Tabla 3 y Anexo 1)

Tabla 3. Resumen cronoestratigráfico integrado del pozo Yaracal-1S

Intervalos de profundidad	Edad (Foraminíferos /Nanoplancton)
0' - 90' / 90'-120'	Indeterminada
180'-210' / 480' - 510'	Plioceno-Mioceno tardío (M13a- PL4 / -)
630'-660' / 2280' - 2310'	Indeterminada
2430'-2460' / 3930' - 3960'	Mioceno medio- Mioceno tardío (M7-M13a/ NN5= Langhiano- Tortoniano)
4110' - 4140' / 4860' - 4890'	Mioceno medio – Mioceno temprano (M5-M6= Burdigaliano-Langhiano /-)
5114' - 5130' (canal) / 6098' (núcleo)	Mioceno temprano (M1 / NN1b- NN3= Aquitaniano- Burdigaliano)
6126'6'' - 6624'5'' (núcleo)	Mioceno temprano – Oligoceno tardío (M1/ NP25- NN1a= Aquitaniano- Chatiano)
6626'3'' - 6870'3'' (núcleo)	Oligoceno tardío (P13-P22 / NP25- NN1a= Chatiano)
6884'8 - 7099' (núcleo)	Oligoceno temprano (- / NP24= Rupeliano)

Fuente: INTEVEP (2018)/ Ogg, J., *et al* (2016)

Por su parte en la reinterpretación del pozo Riecito 1 INTEVEP (2018), señala presencia de las especies *orbulina Universa*, *orbulina suturalis*, *globorotalia fohsi fohsi*, *globorotalia menardii*, *hasteigerina siphonifera* y *neoglobquadrina acostaensis acostaensis* indican edades entre el Mioceno medio-tardío y plioceno esto a través de estudios de foraminíferos plantónicos Tabla 4.

Tabla 4. Resumen cronoestratigráfico integrado del pozo Riecito-1

Intervalos de profundidad	Edad(Foraminíferos /Nanoplancton)
0´ - 1555´	Mioceno medio- tardío / Plioceno (Serravaliano-Messiniano- piacenziano) (M9-PL 4 / -)
1555´-2920´	Mioceno medio(Langhiano) (M7-M8/NN4 o más joven)
2920´- 5180´	Mioceno temprano-medio(Aquitano-Langhiano) (M1-M6/NN2 o más joven)
5180´ - 5425´	Oligoceno tardío (O7 / -)

Fuente: INTEVEP (2018)/ Ogg, J., et al (2016)

El trabajo de Kugler, H. (1949), en el pozo Pozón 3, reporta la presencia de *Cibicides kugleri*, *Siphogera multicostata*, *Gaudryina thaimanni*, *Margulinella Wallace* y *Uvigerinella sparsicostata*, que permiten acotar los rangos de edad al Mioceno temprano-tardío (Tabla 5 y Anexo 1). En las inmediaciones del Pozón 3, Blow, W. (1959) realiza una sección en superficie en la cual describe las diversas zonas bioestratigráficas y las asociaciones de foraminíferos bentónicos y plantónicos, identificando foraminíferos de las biozonas : *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinatella insueta*, *Catapsydrax stainforthi*, *Globorotalia fohsi*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia menardi* *Globorotalia fohsi lobata*, *Globorotalia fohsi robusta*, que restringen su levantamiento al Mioceno temprano- tardío, en concordancia a lo descrito en el pozo Pozón 3.

Tabla 5. Resumen de Biozonas del pozo Pozón 3

Intervalos de profundidad	Zonas North Petroleum Venezuela Kugler, H. (1949)	Edades a partir de Foraminíferos Plantónicos
0´ - 1520´	A2-A3 (Cibicides kugleri, Siphogerina multicosata, Gaudryina thaimanni)	Mioceno Medio- Tardío (M6-M11)
1520´-2310´	A4 (Margunulina wallacei)	Mioceno Temprano (M3-M4)
2310´ - 3615´	A5 (Uvigerinella sparsicostata, Renz, H. 1948)	Mioceno Temprano (M1-M4)
3615´ - 3990´	Zona indeterminada entre A5-A6 (Uvigerinella sparsicostata- Uvigerina Mexicana, Renz, H. 1948)	Indeterminada Oligomioceno entre (O1-O7-M1)
3990´ – 4800´	A6 (Uvigerina mexicana, Renz, H. 1948)	Oligoceno (O1-O7)
4800´ - 5800´	A4- A5 <i>falla subsuelo</i>	Mioceno Temprano (M1-M4)

Fuente: Kugler, H. (1949), Bolli, *et al* (1994) y Ogg, J., *et al* (2016)

HOMOLOGACIÓN UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

La recopilación de información documental, de trabajos bioestratigráficos, los datos de campo levantados y análisis de laboratorio del proyecto especial “Mene de Acosta”, así como la información del L.E.V. permitieron construir un tabla resumen (Tabla 6) de las investigaciones bioestratigráficas de diferentes autores, así como adecuar las unidades estratigráficas de la cuenca (Eoceno-Mioceno tardío) de acuerdo a la edad actualizada en la Tabla del Tiempo Geológico planteada por Ogg, J., *et al* (2016), todo esto como resultado previo a la construcción del cuadro cronoestratigráfico del área, validar el mapa geológico estructural de la cuenca y elaborar las correlaciones estratigráficas.

A continuación se muestran la tabla bioestratigráfica resumen en esta investigación, en la cual se representan unidades sedimentarias de la cuenca, posteriormente los criterios utilizados para la actualización y homologación de las unidades geológicas del mapa final en base a los resultados de bioestratigrafía de INTEVEP (2018) y la propuesta de Renz, H. (1948).

- *Rocas ígneas metamórficas sin diferenciar: pasan a diferenciarse en Metagabro La Zurda (Cretácico), Complejo Yumare (Neoproterozoico), Esquisto de Aroa (Cretácico tardío), Complejo San Julián (Neoproterozoico-Paleozoico), Complejo San Quintín (Cretácico?).*

Este conjunto de rocas no están dentro del cuadro cronoestratigráfico elaborado en este estudio, sin embargo, son importantes ya que forman parte del basamento de la cuenca, además afloran en el área de estudio y es necesario indicar los criterios utilizados para su representación cartográfica. En el informe de Natera, B. (1957) y el mapa Creole Petroleum Corporation (1962), las rocas están cartografiados como una sola unidad sin diferenciar, repartida de oeste a este en los macizos Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, la litología asociada es principalmente esquistos y cuarcitas.

No obstante, estudios más recientes de Lozano, F. *et al* (2007), Urbani F. (2014) y Urbani *et al* (2015), plantean que la zona norte de Yumare no es un cuerpo homogéneo, sino la mezcla de rocas con diferentes grados de metamorfismo que van desde facies de granulitas hasta facies de esquistos verdes, otro aspecto a señalar es que el rango de edad comienza en el Neoproterozoico hasta Cretácico, lo que implica historias tectónicas diferentes.

Los trabajos de Lozano, F. *et al* (2007), Grande S. (2013) y Urbani *et al* (2015), describen de este a oeste cinco (5) cuerpos rocosos, los dos primeros presentan metamorfismo de grado alto a medio y los últimos tres (3) metamorfismo de bajo grado, a continuación se enumeran las características de cada uno:

1. *Complejo San Julian (Neoproterozoico- Paleozoico):* Aflora en el cerro Salsipuedes, las litologías son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas (como anfibolita, metagabro, metadiorita, metatonalita y metagranodiorita), la facies metamórfica es anfibolita-epidota.
2. *Complejo Yumare (Neoproterozoico):* Se ubica en los cerros San Quintín y La Zurda, la unidad está constituida por rocas gnéisicas, así como anortosita,

granulita, anfibolita y piroxenita el metamorfismo está relacionado a las facies metamórficas de la granulita.

3. *Metagabro La Zurda (Cretácico)*: Sus afloramientos se encuentran en el cerro La Zurda, está constituido por rocas gabro-anfibolíticas, con abundantes minerales hidratados y con fuerte deformación cataclástica, que permite clasificarlas de milonitas a ultramilonitas. La presencia de hornblenda residual, casi totalmente cloritizada, actinolitizada y epidotizada, además de la ausencia de texturas meso y antipertíticas en las plagioclasas, claramente diferencia esta unidad de las rocas máficas del Complejo Yumare. La unidad se compone mayormente de metagabro actinolítico-epidótico-clorítico-facies.
4. *Complejo San Quintín (Cretácico?)*: Aflora únicamente en el macizo San Quintín, donde se definen los siguientes tipos litológicos según su protolito: *rocas semipelíticas*: metarenisca, *rocas piroclásticas*: metatoba de cristales finos, metatoba cristalina y metatoba híbrida, *rocas félsicas*: metadacita y *rocas máficas*: metafenobasalto piroxénico, metabasalto, metabasalto clinopiroxénico.
5. *Esquisto de Aroa (Cretácico tardío)*: Aflora en el macizo Tarana, la unidad está constituida mayoritariamente por rocas esquistosas muy deformadas de colores gris oscuro a casi negro debido por la presencia de grafito, específicamente la unidad consiste de una alternancia de esquisto/filita grafitico, esquisto carbonático grafitico, esquisto cuarzo - micáceo - grafitico, mármol laminado, mármol macizo y raros horizontes de esquisto verde. Por último, es importante señalar que está emplazada tectónicamente con una unidad de serpentinita.

La Figura 52, muestra la nomenclatura del mapa Creole Petroleum Corporation (1962), además la validación y actualización las rocas ígneo metamórficas manteniendo la propuesta de los trabajos de Lozano, F. *et al* (2007), Grande S. (2013) y Urbani *et al* (2015)

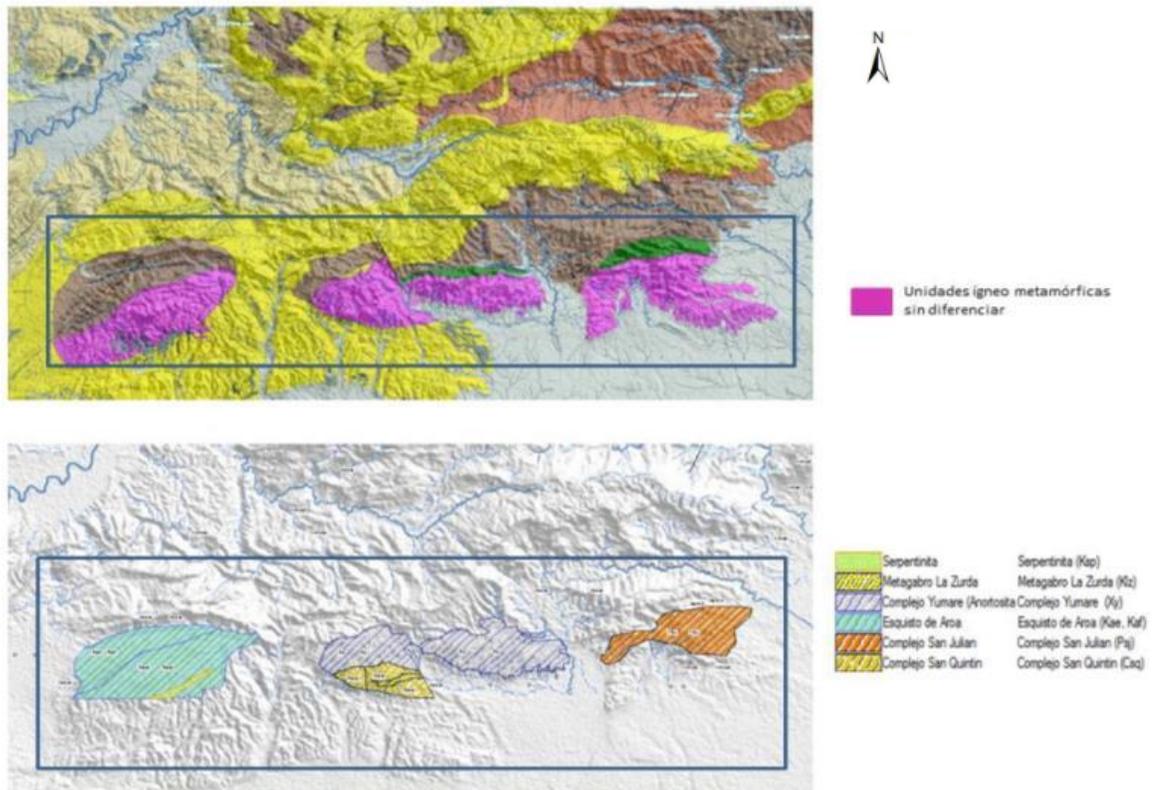


Figura 52. Figura superior geometría y nomenclatura del mapa Creole Petroleum Corporation (1962). Figura inferior actualización y nueva nomenclatura manteniendo la propuesta de Lozano, F. *et al* (2007), Grande S. (2013) y Urbani *et al* (2015), elaborado en la presente investigación.

- *Formación la Luna y Matatere III*

Estas formaciones son reportadas por Lozano, F. *et al* (2007), y Urbani *et al* (2015), en contacto de falla con los complejos Yumare y San Julián, en los cerros de La Zurda y Salsipuedes, ocupan un área menor al 1% del mapa, pero su importancia radica en que tienen implicaciones dentro de las napas transportadas y depositadas sobre el basamento (Figura 53). Es importante señalar que el mapa Creole Petroleum Corporation (1962), no reporta la presencia de estas formaciones (Figura 55), sino que las incluye dentro del complejo ígneo metamórfico sin diferenciar. Por su parte, Urbani *et al* (2015) propone un mapa donde los cuerpos ígneo metamórficos y

sedimentarios de los macizos Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes (Figura 53) están diferenciados, criterio que se mantiene en el presente trabajo.

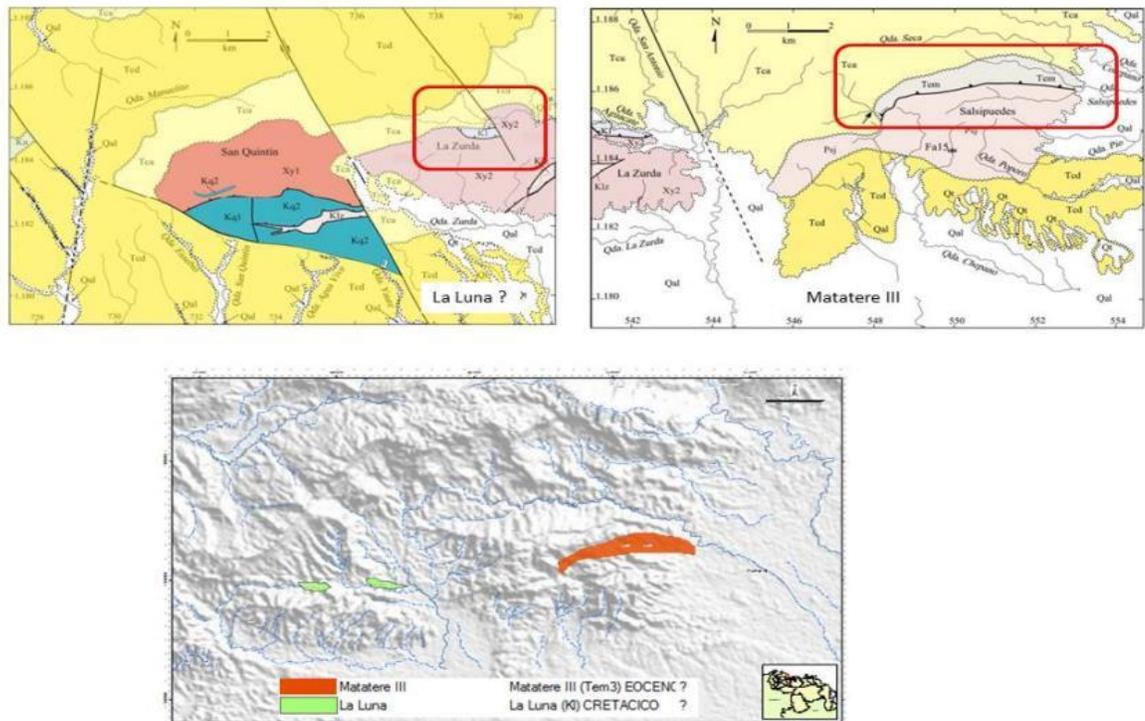


Figura 53. Imagen superior mapa de Urbani *et al* (2015), donde se reportan las formaciones Matatere III y La Luna. Figura inferior mantiene lo propuesto por Urbani y la incluye dentro de la cartografía de la cuenca propuesta en este trabajo.

- *Formación Esperanza: Unificada dentro la Formación Cerro Misión (Eoceno Medio- tardío).*

El mapa de Creole Petroleum Corporation (1962) muestra para el Eoceno la presencia de las formaciones Esperanza y Cerro Misión, las cuales afloran en los altos de Guacharaca y Cerro Misión respectivamente. Smith, F. (1962), en su tabla cronoestratigráfica, elimina la Formación Esperanza y muestra que tanto en la cuenca Casupal como en Agua Salada solo se encuentra la Formación Cerro Misión.

De acuerdo a Díaz de Gamero, M. (1985a) la Formación Esperanza fue definida por Kugler en la década de 1960, como una unidad flysch en la cuenca de

Falcón, señala que el nombre no fue publicado y posteriormente fue usado para una unidad Cretácica en Barinas, por lo que este nombre no puede ser utilizado dentro de la nomenclatura estratigráfica de la cuenca. Por su parte, el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) en su cuadro de correlación señala solo la presencia de la Formación Cerro Misión en Falcón oriental, descartando el nombre de Formación Esperanza.

Como se mencionó en la sección anterior los datos bioestratigráficos sobre muestras de rocas aflorantes en el Alto de Esperanza y Yaracuybare permiten señalar que en ambos sectores las muestras corresponden a edades Eoceno Medio- tardío (Figura 54), además el retrabajo de fósiles reportado por INTEVEP, (2018) indican la presencia de la especie *Reticulofenestra umbilica* (Eoceno Medio a Oligoceno temprano), en sedimentos del Oligoceno-Mioceno. A partir de los criterios antes expuestos, se unificó en la cartografía ambas formaciones bajo el nombre Cerro Misión de edad Eoceno Medio -Tardío.

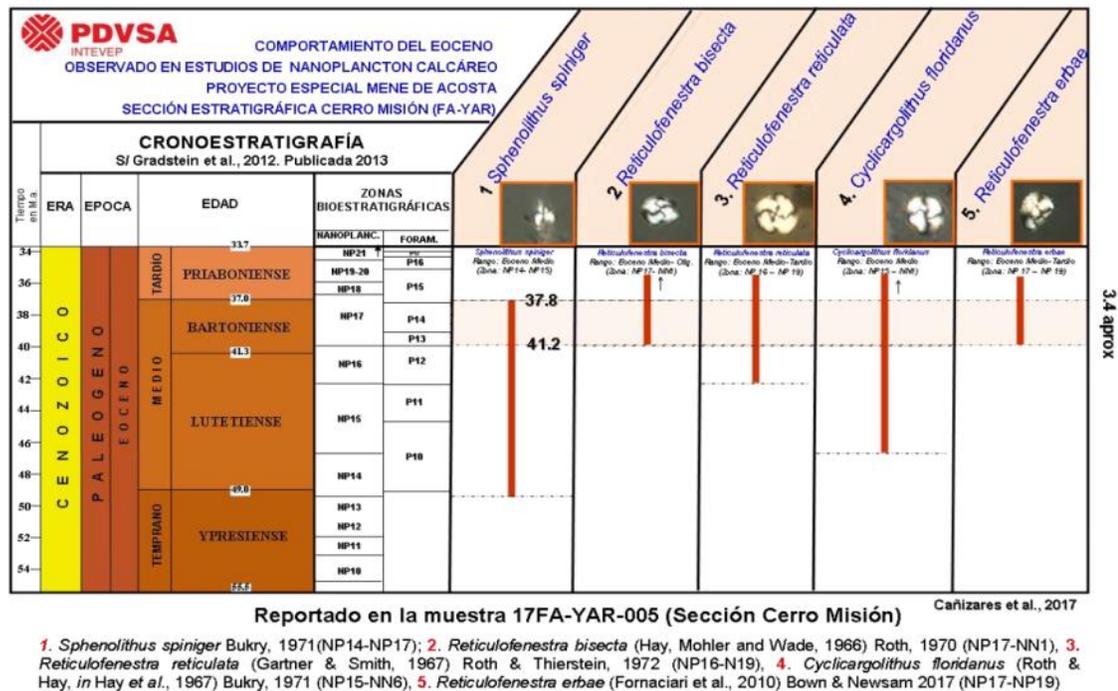


Figura 54. Especies de nanoplancton calcáreo en Yaracuybare. Fuente: INTEVEP (2018)

Por su parte, queda la interrogante si existen depósitos flysch más al norte, en las cercanías de la carretera Morón Coro, tal como lo explica Díaz de Gamero, M. (1985a), si éstos existen, es fundamental determinar si se correlacionan con Matatere III (Eoceno Medio), o son una unidad diferente, ya que la mayoría de los mapas geológicos limitan la formación Matatere hasta el sistema de fallas Oca- Ancón, y el hecho que se encuentre más al norte, implica que la extensión de la cuenca en la cual se depositaron los flysch, es mayor a la que se presume. La Figura 55 muestra la cartografía geológica de la formación y su nueva representación

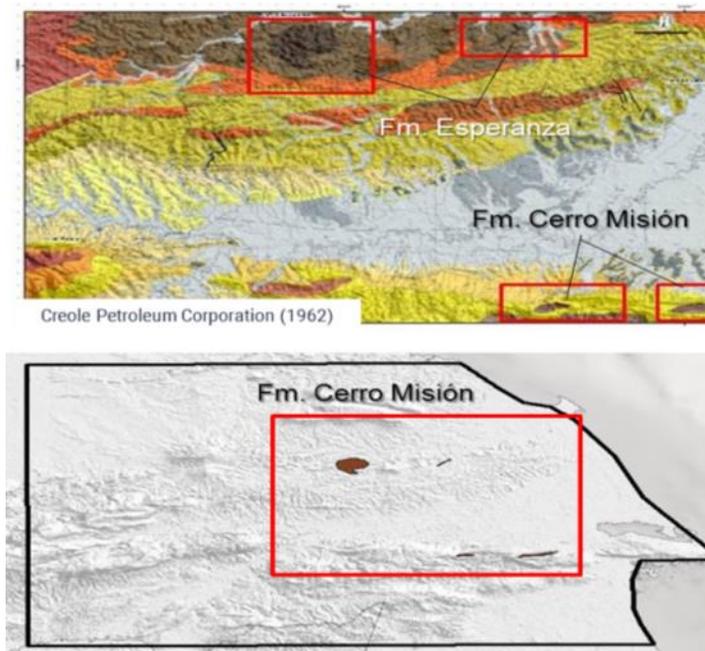


Figura 55. Formaciones Cerro Misión y Esperanza en el mapa Creole Petroleum Corporation (1962), las cuales se unifican dentro de la Formación Cerro Misión en el nuevo mapa (Inferior).

Formación Bachacal (Oligoceno- Mioceno): Se divide en dos Unidades; Formación Casupal (Oligoceno) al sur del valle del Río El Tocuyo y al norte del valle del Río El Tocuyo se unifica dentro de la Formación Pozón (Mioceno tardío).

Renz (citado en L.E.V. 1956), consideró el término Capas de Casupal como sinónimo de la Formación Bachacal, en relación a esto Wheeler (1963) aceptó esta equivalencia, pero aclaró que Bachacal nunca ha sido descrita ni publicada

formalmente, y empleó el término Formación Casupal, proporcionando una descripción formal de la unidad al sur del Cerro Misión. Smith, F. (1962), restringe el binomio Casupal – Bachacal a la zona SE de Falcón (cuenca Casupal y subcuenca El Tocuyo), señala claramente que no se extiende hacia la subcuenca Hueque. La estratigrafía mostrada en el mapa Creole Petroleum Corporation (1962), separa las Formaciones Bachacal y Casupal (Figura 56), pero en esta investigación no se encontró la documentación que pueda explicar bajo qué criterio hacen tal distinción, actualmente, el termino Bachacal está invalidado por el L.E.V. (1997) y mantiene el criterio de Renz en el L.E.V. (1956) y Wheeler (1963).

En esta investigación, durante la realización de las secciones estructurales, se pudo identificar inconsistencias en la posición estratigráfica de la Formación (Bachacal - Casupal), ya que al norte en las inmediaciones de Alto de la Esperanza-Guacharaca (cuenca Agua Salada) se encontraba cartografiada por encima de la Formación San Lorenzo (Mioceno Inferior), y al sur del Cerro Misión está cartografiada por debajo de la Formación Agua Linda (Mioceno Inferior), esto de acuerdo al corte estructural propuesto por Natera, B. (1957), esto implica que al norte corresponde a una edad Mioceno Medio? y al sur Oligoceno.

La interpretación de estos resultados, considera que se trata de dos cuerpos rocosos de edades diferentes, por lo que de manera preliminar se separó en dos zonas: la primera al de los sectores Cerro Misión y Riecito (Bachacal sur o Casupal en la cuenca Casupal), la segunda al norte alrededor del Alto de Guacharaca y equivale en edad a la formación Pozón, en esta zona los datos son inconsistentes y no aclaran totalmente esta situación (Bachacal norte en la cuenca Agua Salada).

Bachacal del sur equivalente a Casupal

Se ubica en la zona en la cual, Renz, H. (1948) y Wheeler, C. (1963) mencionan la presencia de la Formación Casupal, este último autor indica que la Formación Casupal “*se divide en dos miembros: el inferior se caracteriza por la predominancia de areniscas de grano fino y arcillas, la presencia de material carbonoso y por la estratificación en capas delgadas a medias*”. Por su parte, Natera,

B. (1957), señala que el contacto en la zona sur en la quebrada el Silencio entre Agua Linda y Casupal, es gradacional y está expuesto.

Además, de lo descrito anteriormente se pudo comprobar la presencia de la Formación Casupal en los pozos Silva 1X, Riecito 1, 2 y 3, Cosme y Guararapa, y en la descripción de núcleos de los pozos Yaracal 1S y Tocuyo 1S, efectuadas por INTEVEP (2018), así mismo los datos bioestratigráficos confirman la edad Oligoceno (Chatiano-Rupeliano) por lo que se plantea en la actualización cartográfica homologar la zona al sur del Sector Riecito como la Formación Casupal (Figura 56)

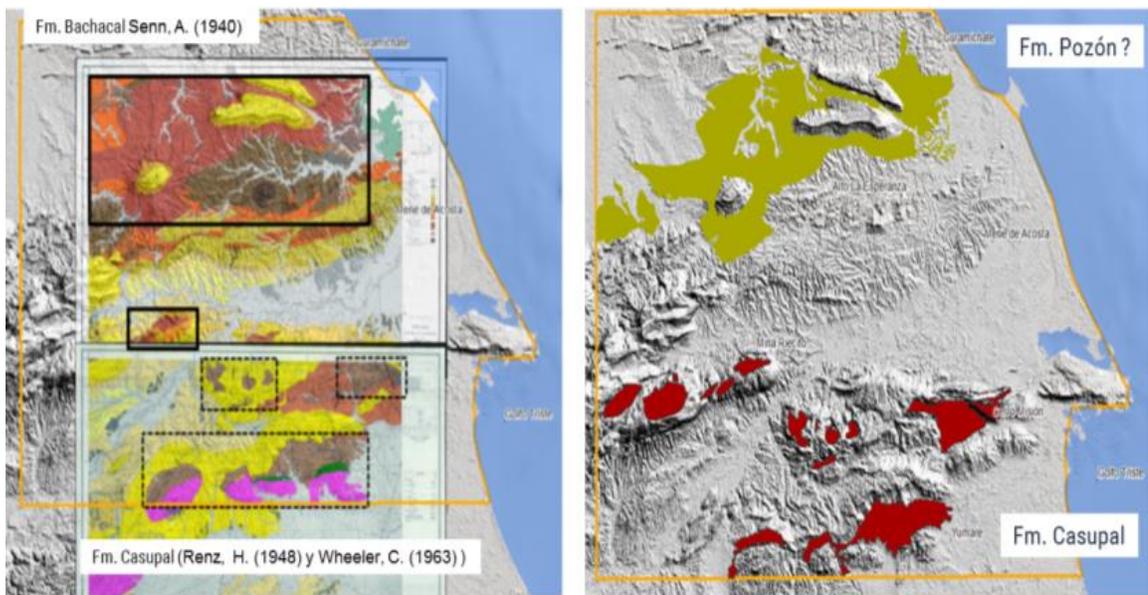


Figura 56. Izquierda: Mapas Creole Petroleum Corporation (1962), que separa las Formaciones Bachacal (norte línea continua) y Casupal (sur línea Segmentada). Derecha: División de la Formación Bachacal en dos unidades: dentro de la Formación Pozón (norte) y Casupal (sur).

Bachacal norte equivalente a Pozón

Por su parte, el Bachacal norte de acuerdo a la tabla de correlación de Senn, A. (1940) corresponde a una edad Mioceno Medio o más joven, ya que está ubicado por encima de la Formación San Lorenzo, además Bachacal norte es correlativo con las zonas bioestratigráficas A-1a, A2, y A3 del Grupo Agua Salada que de acuerdo a Kugler, H. (1949) corresponden a la Formación Pozón (Tabla 6). En resumen, en base

a los cortes estructurales, la investigación documental previa y lo mostrado en el L.E.V. (1997), Bachacal del norte será representada en el mapa como parte del miembro Husito de la Formación Pozón (Mioceno Medio- tardío) y Bachacal del sur será cartografiada como Casupal (Oligoceno) manteniendo la propuesta de Creole Petroleum Corporation (1962).

- *Formación Riecito: Unificación con la Formación Agua Linda (Mioceno Temprano)*

La Formación Riecito ha sido reportada por diversos autores como parte de la Formación Capadare (Mioceno Medio), sin embargo, no queda muy clara esta relación ya que en el L.E.V. (1997), se plantea como un miembro informal. Pernía, S. y Tirado, K. (2011), señalan que una de las características de las calizas de Riecito es el alto contenido de fosfatos y la abundancia de foraminíferos béticos del tipo *miogipsina*, además en la zona de la mina Riecito existe una discordancia entre las calizas de Riecito y las calizas de Capadare, sin embargo no señalan su extensión. Por su parte, el corte geológico realizado por Natera, B. (1957), muestra como unidades diferentes las calizas de Capadare y Riecito, integrando esta última dentro de la Formación Agua Linda. El autor Smith, F. (1962) en su cuadro cronoestratigráfico separa en dos cuerpos rocosos de edades diferentes Capadare y Riecito.

Es importante mencionar que en el pozo Silva, el informe EPL-01121_NVP Geological Report N° 106 (P) de Kugler (1949) y estudios realizados por Findlay A. (1985) reportan la presencia de calizas con el género *miogipsina*, que son diferentes a las calizas de Capadare (Figura 57), por otra parte, INTEVEP (2018) mediante nanofósiles calcáreos indican que en muestras del pozo Yaracal, existen unas calizas de una edad Mioceno Temprano que se asocia por posición estratigráfica a Riecito.

Otra evidencia que apoya que las calizas de Riecito son diferentes a las calizas de Capadare, surge del análisis de líneas sísmicas que entre los pozos Silva y Yaracal, donde un grupo de reflectores es correlacionable a las calizas de Riecito (Formación Agua Linda), el cual está separado en la subcuenca El Tocuyo por otros reflectores del interpretado como Capadare (Figura 37), y en la zona de Cerro Misión (cercano a

superficie) están ambas calizas en contacto discordante, lo que va en consonancia con la discordancia planteada por Pernía, S. y Tirado, K. (2011).

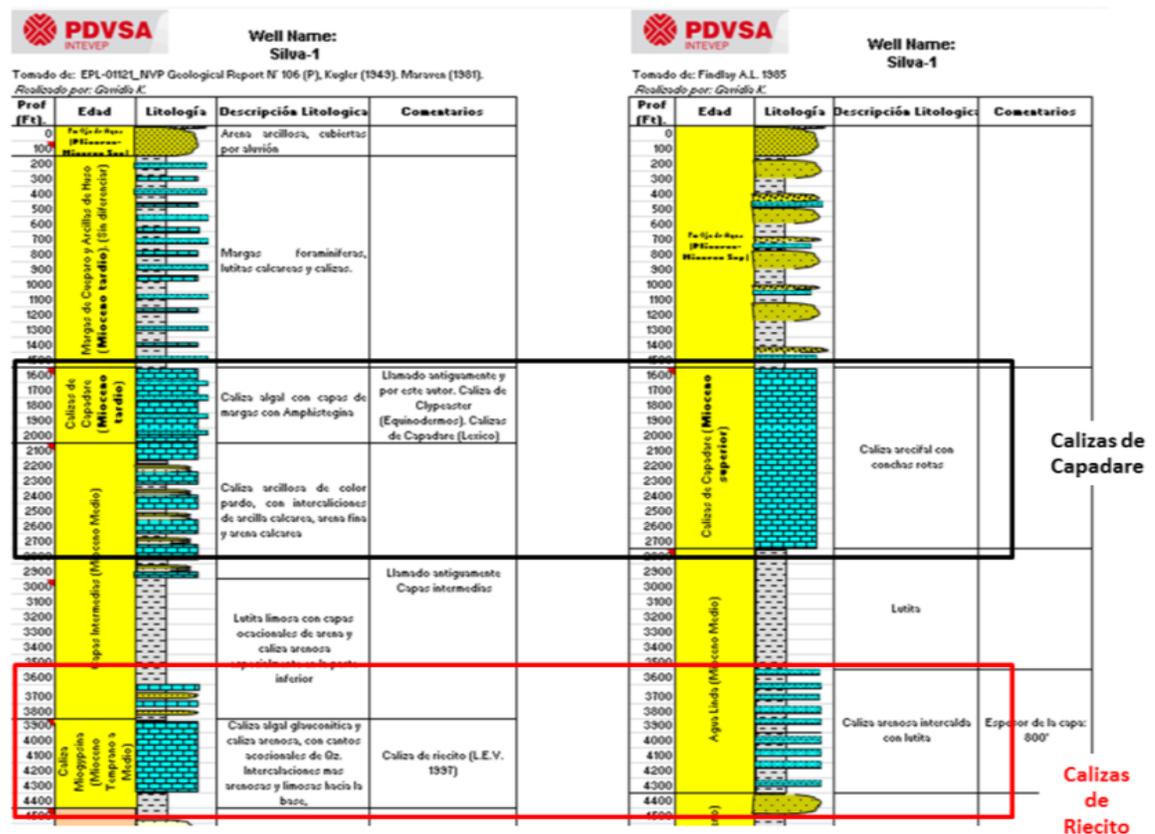


Figura 57. Descripción del pozo Silva realizada por Kugler, (1949) y Findlay (1985). Fuente: INTEVEP (2018)

Por lo tanto, se considera que es más consistente estratigráficamente que la caliza de Riecito, forme parte de las calizas con *miogipsina* descrita en subsuelo (pozo Silva), equivalentes a la Formación Agua Linda (Mioceno temprano- medio), a que formen parte de la Formación Capadare. En este trabajo se incluyeron las Calizas de Riecito dentro de la Formación Agua Linda, sin embargo se recomienda analizar con más detalles todas las calizas reportadas en la cuenca, en este estudio la cartografía geológica se representó de acuerdo a los criterios de Natera, b. (1957) y Smith, f. (1962) que separan Capadare y Riecito/Agua Linda (Figura 58).

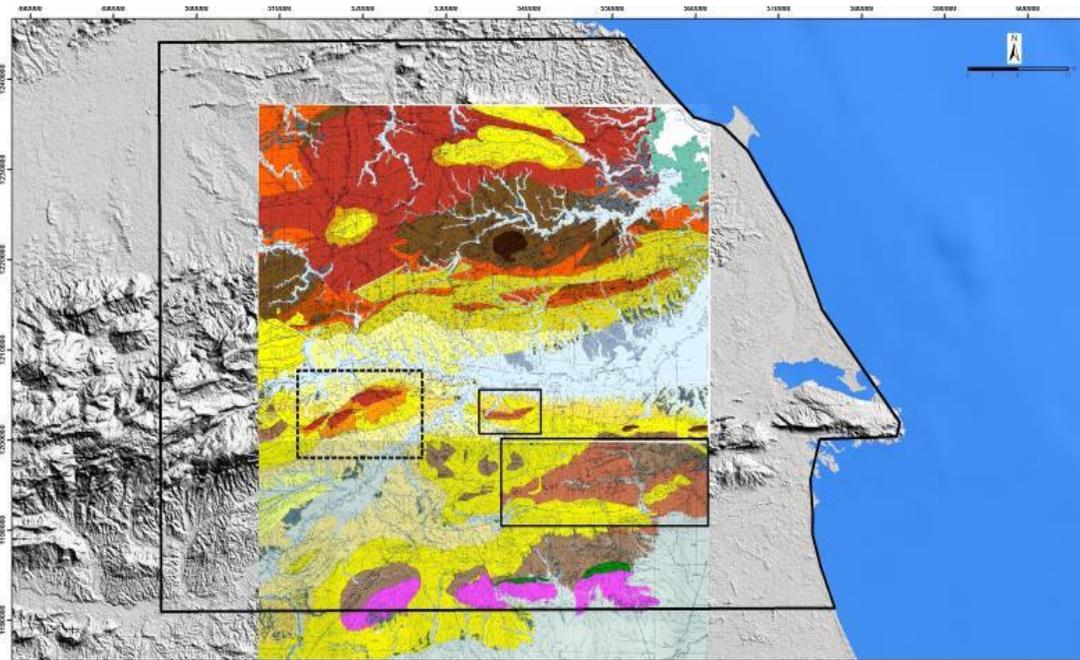


Figura 58. Formación Riecito (línea punteado) y Formación Agua Linda (línea continua), de acuerdo a la cartografía Mapas Creole Petroleum Corporation (1962), en la presente será integrada Riecito con la Formación Agua Linda.

- *Formaciones El Salto y Menecito: Unificación dentro de la Formación San Lorenzo*

La estratigrafía mostrada en el mapa Creole Petroleum Corporation (1962), señala de manera independiente las formaciones El Salto y Menecito, asignándoles edades de Oligoceno y Mioceno Temprano respectivamente. Díaz de Gamero, M. (1985a), a partir de las descripciones de Suter, H. (1947) y Renz, H. (1948) unifica las dos formaciones en la Formación San Lorenzo, la autora indica que el miembro inferior es El Salto y el superior lutitas de Menecito. Kugler, H. (1949), indica que la Formación San Lorenzo está restringida a las zonas bioestratigráficas A5 y A4 que corresponden al Mioceno Temprano (parte de Arquitano y Burdigaliano tabla 6). En el L.E.V. (1997) se respeta el criterio de Díaz de Gamero, M. (1985a), respecto a la Formación San Lorenzo, la cartografía representada en este trabajo respetara el criterio de Formación San Lorenzo y sus miembros Menecito y El Salto.

Secciones petrográficas efectuadas a las muestras del Miembro El Salto (Figura 59 y Anexo 2) permitieron identificar dos facies; la primera más al norte en las cercanías del Alto de Esperanza-Guacharaca que de acuerdo a INTEVEP (2018), contiene granos de glauconita alterados y subredondeados, escasos granos de cuarzo mono cristalinos, pobre escogimiento, matriz arcillosa alterada con abundante carbonato de hierro; siderita y granos de cuarzo tamaño limo, es definida como una waka glauconítica. La segunda de las facies, consiste en una arenisca con granos de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, pobre escogimiento, granos subangulares, escasas micas muscovita, matriz arcillosa, cemento de calcita, escasos bioclastos: espina de equinodermos, bivalvos. Contactos grano cemento, grano matriz, tangenciales.

Estas dos facies antes descritas, coinciden con lo propuesto por Renz, H. (1948) como la marga glauconíferas de la Culata y las arenisca lenticulares, friables, predominantemente de grano medio, con cambios laterales rápidos, presencia de calcita y cuarzo a las que le atribuye una fuente de aporte ígneo metamórfico, la cual describe en el pozo mene 47 y es la sección tipo del Miembro El Salto. En este estudio la cartografía de la Formación San Lorenzo se mantendrá similar a la propuesta de Creole Petroleum Corporation (1962), solo se realizó un cambio de la nomenclatura para representar la Formación San Lorenzo con los miembros El Salto y Menecito.

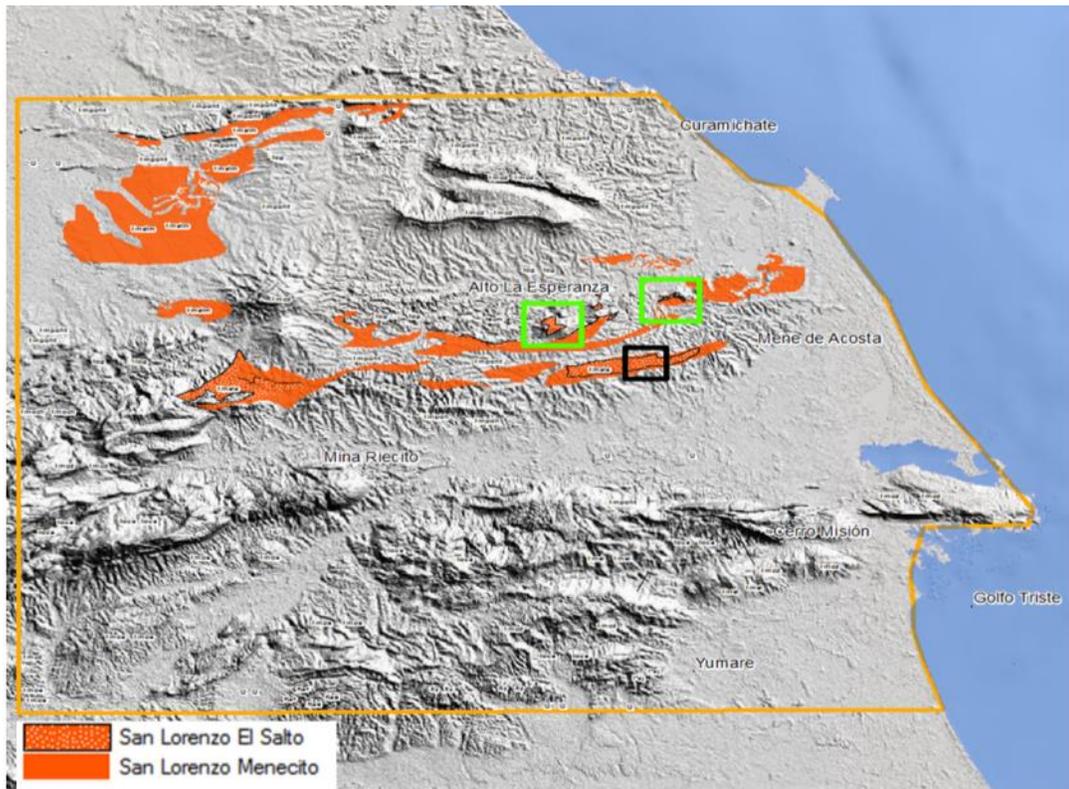


Figura 59. Zonas cartografiadas como la Formación San Lorenzo. Resalta en los recuadros zonas de muestreo de campo en el cual se encontraron dos facies del Miembro el Salto. En la zona sur (cuadro negro) se encuentra Arenisca con granos de cuarzo y feldespato, mientras que en la zona norte (cuadros verdes) Waka Glauconítica.

- *Formación Cueparo: Se unifica con el Miembro Huso (Mioceno tardío) de la Formación Pozón*

De acuerdo a Natera, B. (1957), Cueparo está restringido a las inmediaciones del cerro Sanare, y es un equivalente lateral del miembro Huso, el cual se ubica en los alrededores de Mene de Acosta. Cueparo fue utilizado para definir las capas de sedimentos sobre Capadare en la zona de Riecito, está compuesta por arenas, coquinas, calizas arenosas y lutitas, se encuentra limitada por las Formaciones Capadare y Ojo de Agua, aunque el autor señala que no se puede determinar su edad exacta, se conoce que la Formación Capadare está restringida a Mioceno medio - tardío y la Formación Ojo de Agua a Mioceno tardío- Plioceno, por lo que se

considera equivalente a la Formación Pozón, específicamente al miembro Huso (Mioceno Tardío).

- *Formación Guaidimia: Unificación con la Formación Ojo de Agua (Mioceno Tardío-Plioceno)*

De acuerdo a Morillo, Z. (2009), la Formación Guaidimia es equivalente a un cuerpo de arenas denominadas Arenas de Guaidimia, el cual es un término invalidado por el L.E.V. (1997), que además señala su equivalencia a la Formación Ojo de Agua. En el mapa Creole Petroleum Corporation (1962), está representada como una capa por encima de Ojo de Agua y discordante a los depósitos cuaternarios, en el mapa final será representada como parte de la Formación Ojo de Agua.

- *Estructuras geológicas de superficie*

Las estructuras geológicas de superficie se integraron a partir del trabajo de Audemard, F (1993 y 1994), Creole Petroleum Corporation (1962) y Baquero, M. et al (2010) e imágenes satelitales, después de digitalizarlas de los mapas base y la imagen de sensores remotos, se procedió a comparar y refinar cada estructura de acuerdo a las expresiones geomorfológicas de cada una en superficie, además a partir de los drenajes se utilizaron para interpretar los controles estructurales y calibrarlo con la imagen SRTM. De la información obtenida se puede señalar que se observan pliegues cuyos ejes están orientados en dirección SO –NE, además fallas inversas, normales, transcurrentes y un conjunto de fracturas (Figura 60).

Además al cotejar la ubicación de las fallas se pudo identificar el nombre de los sistemas más importantes como el de Oca- Ancón que está en la zona sur del área de estudio, las fallas de La Soledad, El Silencio, Araurima y Mene de Acosta que es una falla inferida por la integración de la información de subsuelo y superficie, las características estructurales detalladas serán explicadas en el Capítulo VI.

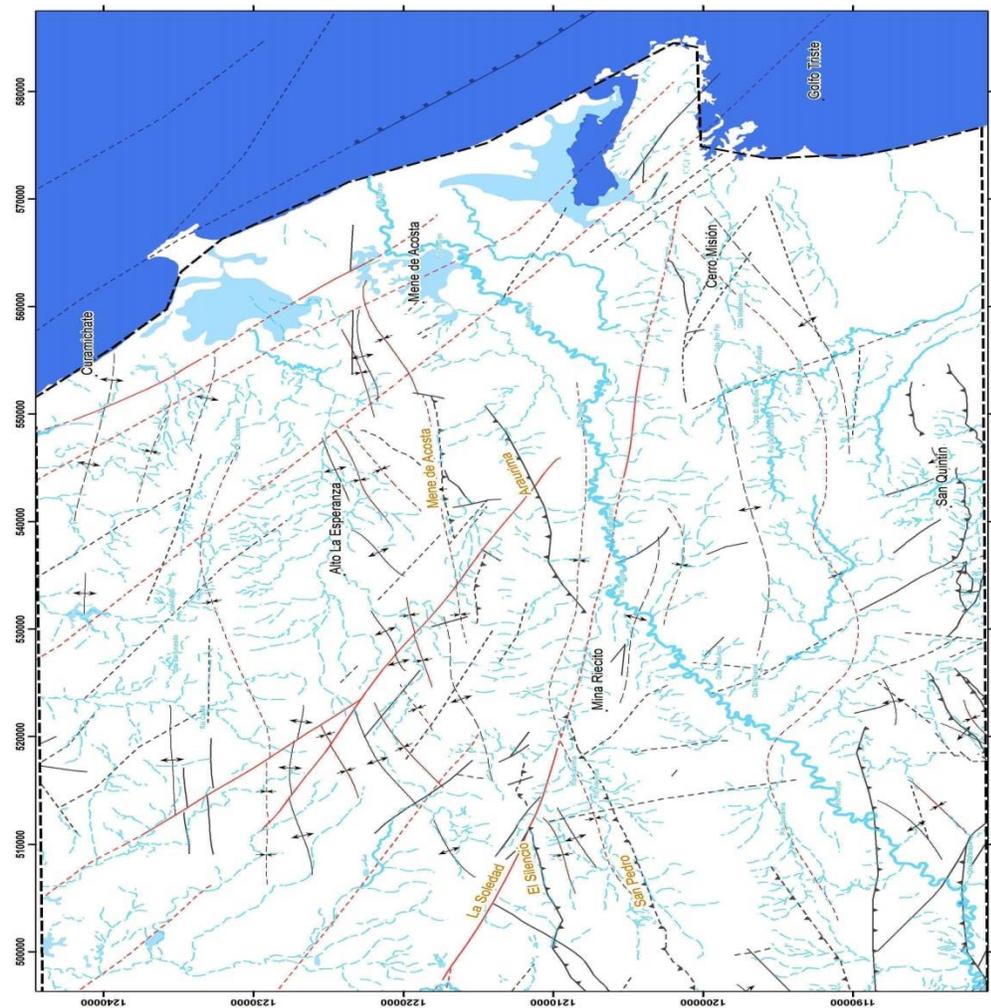
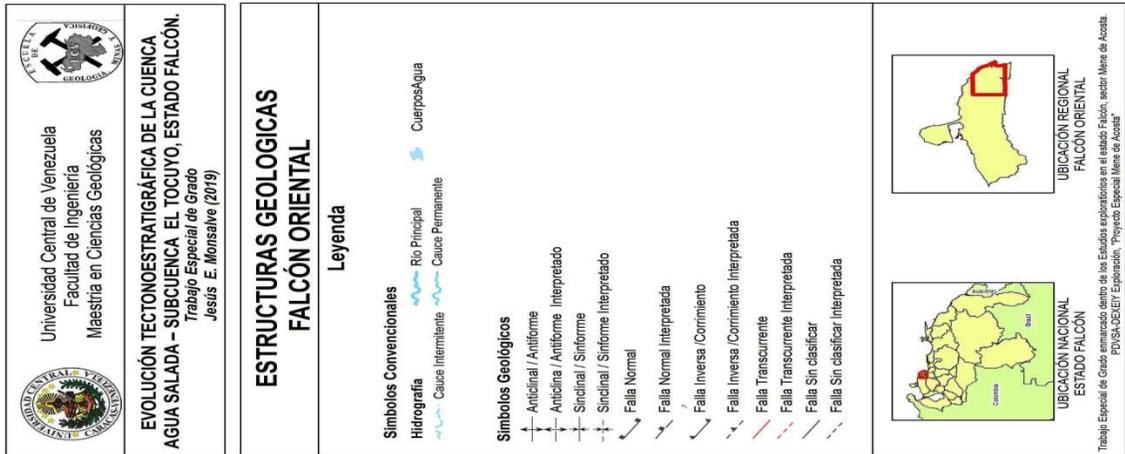


Figura 60. Capa de fallas y pliegues digitalizados y calibrados mediante imagen SRTM a partir de los mapas de Audemard, F (1993), Creole Petroleum Corporation (1962) y Baquero, M. et a (2010).

MAPA GEOLÓGICO FINAL

Una vez realizada la digitalización de mapas base y mapas geológicos, interpretación geomorfológica, validación mediante bioestratigrafía y homologación de unidades estratigráficas y estructuras geológicas, se integraron y refinaron en el Sistema de Información geográfico (SIG). El mapa final representa un área de 4832 km², en él se representaron 18 unidades litológicas, con edades desde Proterozoico hasta el Cuaternario, (Tabla 7), en cuanto a los colores de las formaciones se decidió mantener la propuesta original de Creole Petroleum Corporation (1962), es decir, los colores no están adaptados a la tabla mundial del tiempo geológico, ya que se considera que por la semejanza de edades puede resultar confuso para los lectores (Figura 61)

Tabla 7. Área y porcentaje de las Formaciones y unidades ígneo-metamórficos representadas en el mapa

Nombre de la Formaciones y unidades ígneo metamórficos	Área km ²	%
Agua Linda	160,62	3,32
Capadare	756,00	15,65
Casupal	184,62	3,82
Cerro Misión	12,32	0,26
Churuguara	76,74	1,59
Complejo San Julián	11,95	0,25
Complejo San Quintín	5,39	0,11
Complejo Yumare	22,69	0,47
Cuaternario	1538,26	31,84
Esquisto de Aroa	27,44	0,57
Matatere III	3,23	0,66
Metagabro La Zurda	0,69	0,14
Guacharaca	280,29	5,80
La Luna	0,66	0,01
Ojo de Agua	366,16	7,58
Pozón	896,73	18,56
San Lorenzo	486,47	10,07
Serpentinita	0,86	0,02
Área Total	4831,12	100,00

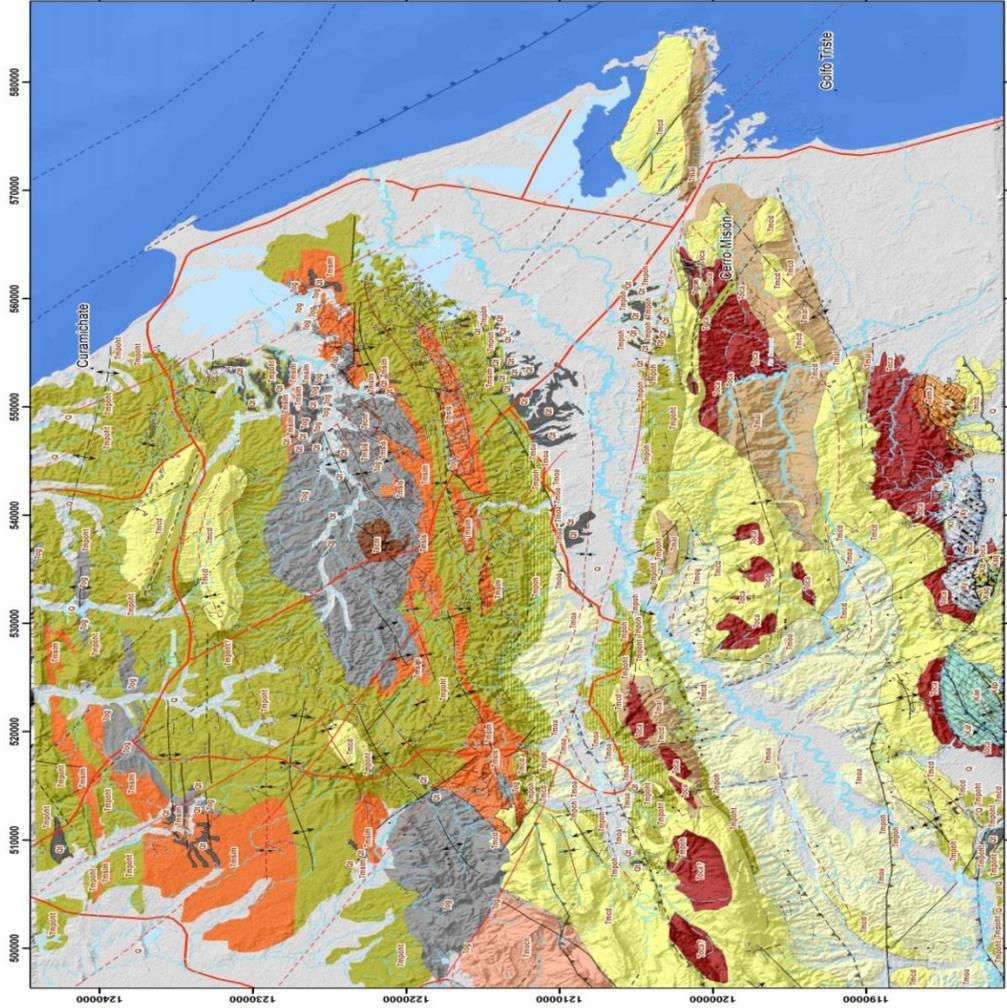


Figura 61 Mapa Geológico de Falcón oriental

CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO

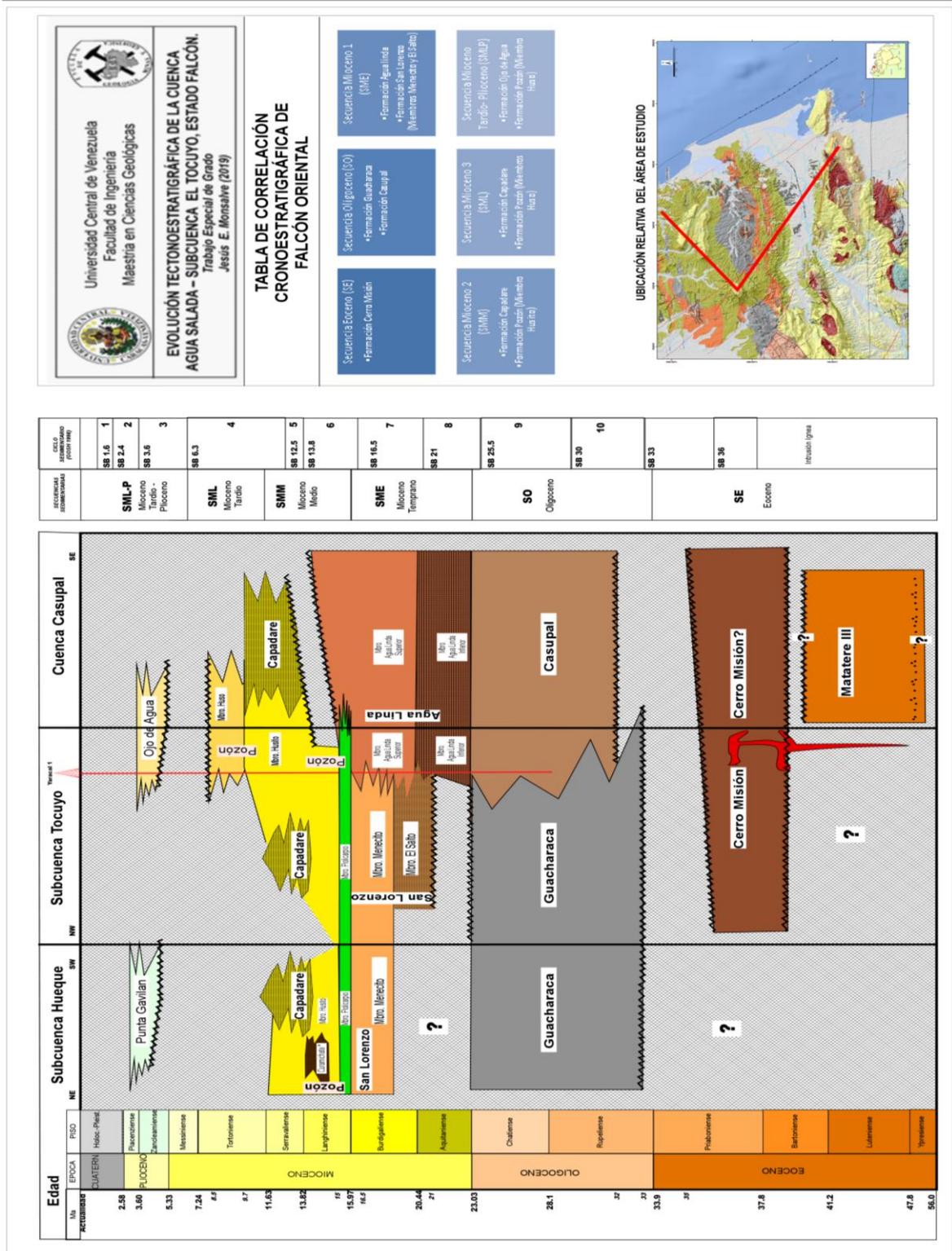
Se construyó el cuadro cronoestratigráfico, en el cual se plasman las formaciones homologadas y ajustadas con datos bioestratigráficos, se proponen seis (6) secuencias cronológicas (Figura 62) denominadas: secuencia Eoceno (SE), secuencia Oligoceno (SO), secuencia Mioceno temprano (SME), secuencia Mioceno medio (SMM), secuencia Mioceno tardío (SML), secuencia Mioceno tardío- Plioceno (SMLP).



Figura 61. Secuencia Estratigráfica, propuesta para las cuencas Agua Salada y Casupal.

Estas secuencias se encuentran extendidas de sur a norte en segmentos asociados a las cuencas de Casupal y Agua Salada (Subcuenca El Tocuyo y Subcuenca Hueque), es decir, los análisis efectuados permiten separar en tres (3) dominios estratigráficos la zona de estudio, recordando que por la complejidad estructural existen numerosos cambios de facies en las rocas (Tabla 8).

Tabla 8. Cuadro Cronoestratigráfico Homologado para la cuenca de Falcón oriental.



Cuenca de Casupal

Al sur de Cerro Misión Urbani F. (2014), identificó la presencia de rocas del Eoceno temprano- medio de la Formación Matatere III, que forman parte de la secuencia flysch previa a la generación de la cuenca de Falcón, además en la quebrada Yaracuybare se identificaron intrusiones volcánicas dentro de la Formación Cerro Misión de edad Eoceno medio - tardío (INTEVEP 2018), el área está caracterizada fundamentalmente por lutitas calcáreas de color gris oscuro laminadas, moldes de conchas, fractura nodular, de olor fétido. En algunas partes tiende a ser limosa. Además presenta bioturbaciones de Thalasinoides. La sección levantada presenta lutitas laminadas de color gris a negro.

Las rocas del Oligoceno de la Formación Casupal, de acuerdo a Renz, H. (1948) son concordantes a Cerro Misión, mientras que Díaz de Gamero, M. (1985a) señala que son discordantes, pero hasta el momento no hay evidencias que sustenten ninguna de estas afirmaciones de los autores. En la zona de estudios Renz, H. (1948) describió una sección de la Mina de Riecito donde aflora una secuencia siliciclástica conformada por areniscas de grano grueso a muy grueso hacia la base, no consolidadas, aspecto sal y pimienta, de color pardo claro, areniscas conglomeráticas no consolidadas, de aspecto sal y pimienta seguido por una arenisca con estratificación cruzada de grano muy fino de color beige de buen escogimiento.

Además en el área aflora del Mioceno temprano la Formación Agua Linda y del Mioceno medio- tardío Capadare, se considera en este trabajo que existen tres discordancias de gran extensión: Eoceno- Oligoceno entre las Formaciones Cerro Misión -Casupal, intra Mioceno medio entre las Formaciones Agua Linda y Capadare y la última entre Pozón y Ojo de Agua Mioceno Tardío – Plioceno, es importante aclarar los siguientes aspectos: el contacto entre las Formaciones Matatere III y Cerro Misión no se conoce y las formaciones Pozón y Ojo de Agua se presume no afloran en toda la cuenca Casupal, sino en las inmediaciones del poblado Uricara y parte del valle del río Tocuyo.

Este dominio representa sobre todo batimetría de zonas transicionales- costeros y neríticos internos, hay sedimentación de conglomerados y arenas en el oligoceno asociados a la Formación Casupal, y en el Mio- Plioceno con la Formación Ojo de Agua, sedimentación carbonática en las Formaciones Capadare y Agua Linda y sedimentación fina clástica y carbonatos de mezcla en el resto de las Formaciones, todo esto en base a las descripciones de núcleos. La cuenca Casupal es considerada una cuenca marginal ubicada en el límite sur del gran canal Falconiano (González de Juana, C., *et al.* 1980), el cuadro cronoestratigráfico (Figura 62), representa parte de la sedimentación de esta cuenca, pero además se refleja que más al sur ha estado sometida a erosión quedando expuestas rocas del Eoceno, Oligoceno y del basamento.

Cuenca Agua Salada-Subcuenca El Tocuyo

Se ubica entre los altos de Cerro Misión y Guacharaca, está caracterizado por una sedimentación más profunda que la cuenca Casupal, con rocas asociadas a batimetrías nerítico externa y batial (Anexo 1), en las cercanías del pozo Yaracal, se observa el cambio de sedimentación entre el margen sur y norte de la subcuenca, de acuerdo a Díaz de Gamero, M. (1985a) durante el Oligoceno y Mioceno temprano la cuenca de Falcón oriental (Agua Salada) estaba conectada con la cuenca de Falcón central, se debe señalar la presencia de las Formaciones Cerro Misión (Eoceno), Guacharaca (Oligoceno), San Lorenzo, miembros El Salto y Menecito (Mioceno temprano), Pozón y Capadare (Mioceno medio- tardío), Ojo de Agua (Mioceno tardío- Plioceno)

El contenido fosilífero del área muestra que para el Eoceno y Oligoceno el área estaba dominada por ambientes marinos profundos, relacionados a batimetrías de nerítico externo a batial, la Formación Cerro Misión es descrita en el proyecto Especial Mene de Acosta como una secuencia de lutitas, limos y areniscas en secuencia granocreciente. Hacia la base predominan las lutitas de color gris oscuro a negras con fracturas concoideas, calcáreas, laminadas, compactas, moldes de conchas, presencia de óxidos de hierro; se intercalan con limos de color beige,

fractura concoidea y arenas de grano muy fino de color gris claro a blanco, calcáreas, con restos de materia orgánica, bioturbadas, arcillosas, laminación paralela, vetas de calcita, algunas presentan aspecto sal y pimienta, de espesor promedio de 10 a 20 cm, muy compactas. Hacia el tope presentan un alto diaclasamiento las areniscas.

La Formación Guacharaca fue descrita por INTEVEP (2018) en la Finca Paraíso, presenta cárcavas de erosión debido a su constitución predominantemente arcillosa. Las principales características de las lutitas allí descritas son las siguientes: lutitas de color gris claro, laminadas, ligeramente limosas, con jarosita y yeso. Posteriormente en el Mioceno temprano la tectónica ocasionó la separación de las subcuencas Hueque y El Tocuyo, producto del levantamiento del Alto de Guacharacas (capítulo VI) quedando expuestas rocas Eocenas, Oligocenas y posiblemente parte del basamento, por los reportes de retrabajo de fósiles, así como aportes de fragmentos de roca y presencia de minerales ígneo metamórficos reportados en Renz, H. (1948), INTEVEP (2018) y Vanegas, J. *et al* (2017).

En el margen norte de la subcuenca en las cercanías del Alto de Guacharaca hay aportes de lentes arenosos (facies glauconíticas y líticas) del miembro El Salto de la Formación San Lorenzo, mientras en el margen sur hay desarrollo de calizas y carbonatos de mezcla asociados a la Formación Agua Linda, todo esto identificado mediante la calibración sísmica- pozos, se presume que hay interdigitación y parte de evidencias de inversión tectónica asociada a los reflectores que presentan las formaciones San Lorenzo y Agua Linda. (Capítulo IV).

Aparentemente en la zona central de la subcuenca El Tocuyo la sedimentación es continua ya que Renz, H. (1948), Kugler, H. (1949), INTEVEP (2018) y Vanegas, J. *et al*(2017), reportan la presencia de fósiles tanto del Arquitiano como del Burdigaliano correspondientes al Mioceno temprano (Tabla 6 y Anexo 1), lo que contradice lo interpretado por Díaz de Gamero, M. (1985a) que señala ausencia en toda la cuenca de Falcón oriental, de las zonas de foraminíferos de *catapsydrax stainforthi* y *catapsydrax dissimilis* (foraminíferos planctónicos M2- M4 de acuerdo a Ogg, J., *et al* 2016)

Para el Mioceno medio-tardío se depositan las Formaciones Pozón (Miembros Policarpio, Husito y Huso) y Capadare, evidenciado por información de los Pozos Riecito 1, Silva, Pozón 3, Yaracal y Tocuyo, así como la visual que se obtiene de las sísmicas en las cercanías del campo Mene de Acosta. Las líneas sísmicas permiten interpretar el adelgazamiento de la Formación Capadare, hasta desaparecer la parte norte del pozo Yaracal, en general se ve un gran espesor de los miembros Husito y Huso de la Formación Pozón.

Renz, H. (1948) reporta bajas tasas de sedimentación y erosión en los alrededores del Mene de Acosta para el Mioceno medio, indica retrabajo de asociaciones fósiles *Globigerinatella insueta* y *Catapsydrax stainforthi* (M3 y M4 Mioceno temprano) que se depositan sobre el Miembro Policarpio (Mioceno medio), seguramente asociado a la discordancia entre la Formación Pozón y San Lorenzo. En el actual valle de los ríos Tocuyo y Araurima, se preserva la totalidad o gran parte de la secuencia, mientras que al pie del Alto de Guacharaca y Cerro Misión esta erosionada parte del Mioceno tardío (Renz, H. 1948) y Blow, W. (1959).

Cuenca Agua Salada-Subcuenca Hueque

Se encuentra al norte del Alto de Guacharaca, de acuerdo a González de Juana, C., *et al* (1980) y Díaz de Gamero, M. (1985 a), en esta área no se ha reportado rocas de edad Eoceno. Para el Oligoceno la batimetría corresponde a zonas marino profundo, de acuerdo a Truskowski, I. (1976) los rangos batimétricos se encuentran en la zona batial alrededor de los 1300 m.

Díaz de Gamero, M. (1985a) señala un conjunto de lutitas monótonas que no permiten diferenciar la litología, por eso plantea para las rocas de esta subcuenca el nombre de Formación Agua Salada (Grupo Agua Salada sin diferenciar), a pesar de que Truskowski, I. (1976) y Llorente, M. (1978), a través de bioestratigrafía diferencian las zonaciones de foraminíferos planctónicos desde el Oligoceno hasta el Mioceno tardío en el anticlinal de Isidro, en el Pozo Isidro 1, y en los alrededores de Curamichate. Ubican además entre las zonas de foraminíferos plantónicos

Globorotalia fohsi peripheroronda (M6) y *Praerbulina glomerosa* (M5) que denomina el miembro “El Salto”.

De acuerdo a los datos analizados en la presente investigación se considera que existen criterios suficientes para mantener la nomenclatura propuesta por Renz, H. (1948) en la subcuenca El Tocuyo y extenderla a la subcuenca Hueque, ya que los trabajos de Truskowski, I. (1976) y Llorente, M. (1978), muestran que a través de análisis bioestratigráficos es posible diferenciar las diversas edades de las unidades. Por lo tanto, se considera erróneo complicar más la estratigrafía de la zona incluyendo el termino Formación Agua Salada, además la propuesta elaborada por Díaz de Gamero, M. (1985a) no señala afloramientos de referencia, secciones tipo o cartografía que puedan avalar la validez de la Formación Agua Salada.

CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La estratigrafía de Falcón oriental está controlada en gran medida por la actividad tectónica, lo que genera variaciones de facies tanto horizontales como verticales, que impiden realizar correlaciones estrictamente litológicas, esto ha causado que distintos nombres formacionales hayan sido aplicados por diversos autores a las mismas unidades litoestratigráficas, por lo que es imprescindible que la correlaciones sean realizadas bajo un marco cronoestratigráfico, bajo este criterio se construyeron las correlaciones que a continuación se muestran:

En base a los datos de pozos, geología de superficie y la información bioestratigráfica, se elaboró cuatro (4) correlaciones estratigráficas (Figuras 63-67) usando como Datum el tope del Mioceno temprano, mediante ellas se logró analizar las relaciones estratigráficas de la Subcuenca El Tocuyo y sus cuencas vecinas, las correlaciones construidas están representadas en la Tabla 9, en la que se muestran los pozos utilizados y la longitud total, se realizó un análisis a partir de las correlaciones que muestran la variación transversal y otro longitudinal al eje de la subcuenca El Tocuyo.

Tabla 9. Características de Correlaciones estratigráficas Falcón oriental.

<i>Correlación</i>	<i>Pozos de Control</i>	<i>Longitud</i>
<i>T-1</i>	<i>Silva, Yaracal 1S, Mene 1, Curamichate</i>	<i>Longitud de 39 Km</i>
<i>T-2</i>	<i>Cosme 1, Guarapa 3, Riecito 3, Riecito 1, Riecito 2, Yaracal 1S, Tocuyo 1S, Cayo Sal 1, EGT2 y EGT1</i>	<i>Longitud de 120 Km</i>
<i>T-3</i>	<i>Pozón 3, Mene 1, Yaracal 1S, Silva 1, León 1X, EGT2, y EGT3</i>	<i>Longitud de 106 Km</i>
<i>T-4</i>	<i>Cosme 1, Guararapa, Riecito 3, Riecito 1, Riecito 2, Pozón 3, Pozón 2 Esperanza 1 y Curamichate</i>	<i>Longitud de 57 Km</i>

Fuente: La información de pozos fue generada por la recopilación de información del Proyecto Especial Mene de Acosta, elaborado por INTEVEP (2018) y del cual forma parte esta investigación.

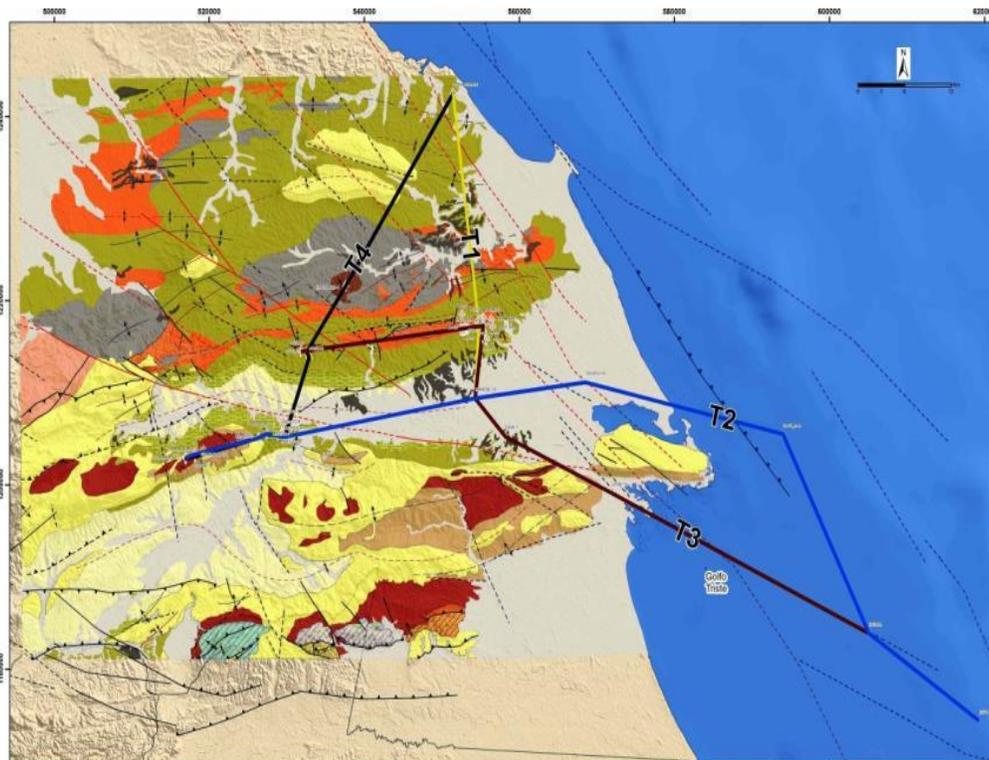


Figura 62. Ubicación espacial de las correlaciones estratigráficas en Falcón oriental. T1= Amarillo, T2= Azul, T3= marrón y T4 = negro.

Interpretación en dirección norte-sur

A partir de las correlaciones T1, T3 y T4, (Figura 64, 66 y 67) se puede interpretar la subcuenca el Tocuyo, subcuenca Hueque y Cuenca Casupal de manera transversal, mostrando que al sur se encuentran las Formaciones Cerro Misión (Eoceno) Casupal (Oligoceno), Agua Linda (Mioceno temprano- medio), Capadare (Mioceno Medio-tardío) y Pozón (Mioceno medio-tardío) y al norte las Formaciones Cerro Misión (Eoceno) Guacharaca (Oligoceno), San Lorenzo (Mioceno temprano-medio), Capadare (Mioceno medio-tardío) y Pozón (Mioceno medio-tardío), de acuerdo a la interpretación realizada en este estudio se observó los cambios de facies más resaltantes para el Oligoceno y Mioceno Temprano.

Durante el Oligo- Mioceno la cuenca Agua Salada estaba conectada a la cuenca de Falcón, por la configuración tectónica se forman graben y horst que controlan la sedimentación, con fuerte subsidencia, generando depósitos marinos profundo en los depocentros, además depósitos carbonaticos y clásticos de ambientes transicionales- continentales en los bordes oeste y sur.

Para las rocas del Oligoceno al sur del área, hay un dominio de sedimentación asociada con ambientes deltaicos a transicional costero (Fm. Casupal), representan la zona más somera, así como zonas expuestas a la erosión, (pozos Cosme, Riecito y Guararapa, León, Silva, Yaracal y Tocuyo). Más al norte entre los pozos Riecito 2 - Pozón 3 y al norte del Yaracal 1S, se interpreta la transición a la sedimentación más profunda en condiciones neríticas a batiales (Fm. Guacharaca), se presumen fuentes de aportes desde el sur o SO asociados a zonas elevadas relacionadas a las napas de Lara, estas condiciones de sedimentación aparentemente se extienden hasta el pozo Curamichate (NE).

Este tipo de relaciones estratigráficas son típicas de zonas bajo regímenes extensivos, donde se depositan calizas de aguas someras sobre los altos estructurales (Fm. Churuguara), sedimentos clásticos de aguas someras en los márgenes de la cuenca (Fm. Casupal), provenientes de la erosión de los altos estructurales, y lutitas de ambientes profundos en el centro de las cuencas o grábens (Fm Guacharaca).

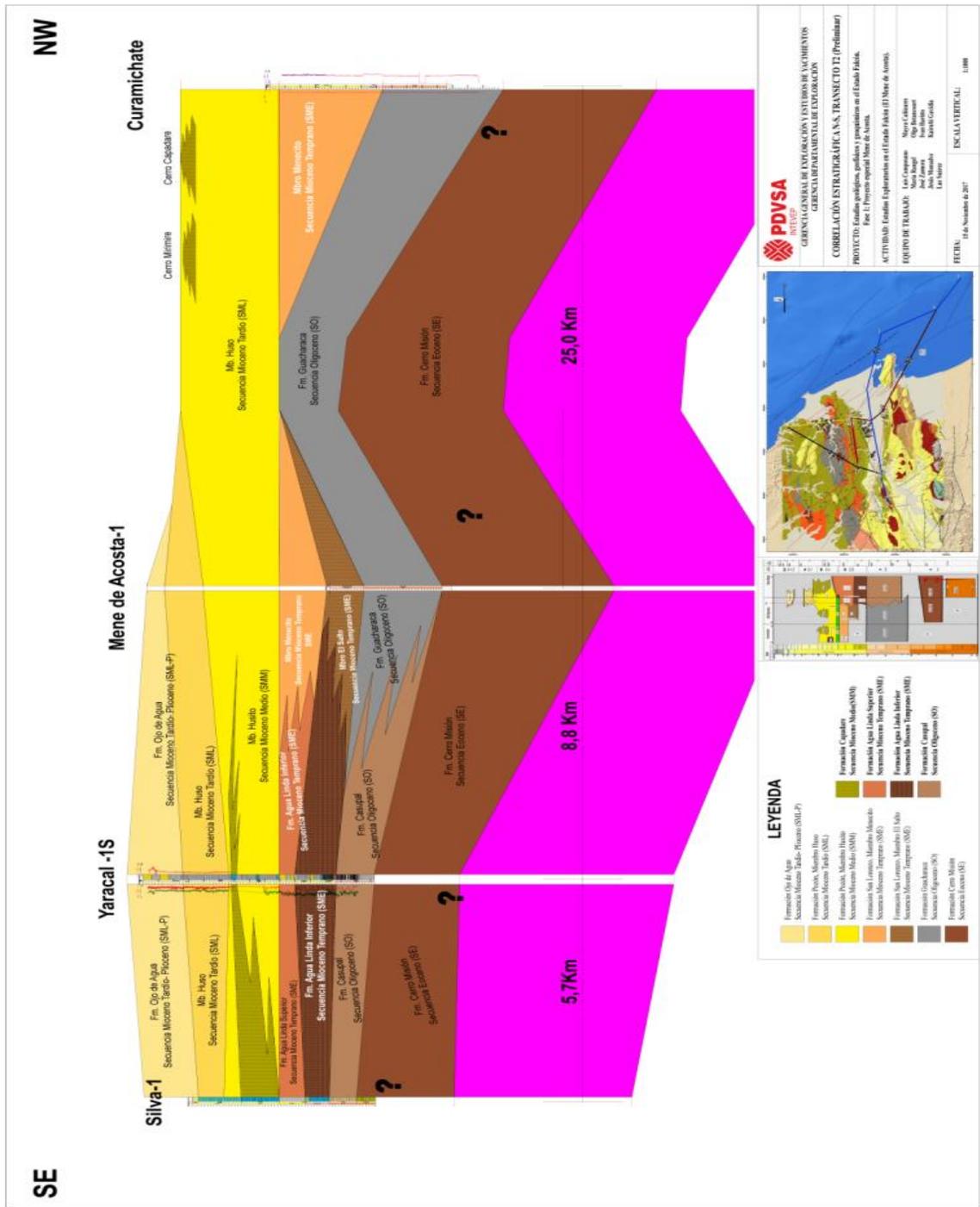


Figura 63. Correlación Estratigráfica 1 de la Cuenca Agua Salada- Subcuenca El Tocuyo.

En el Mioceno temprano al sur del área de estudio, hay desarrollo de rocas en condiciones batimétricas nerítico interno en la cual se desarrollaron sedimentación fina tipo lutitas, carbonatos de mezclas y calizas, (Formación Agua Linda), se presume que hay pocos aportes de sedimentación clástica (arenas, conglomerados). Al norte se interpreta el inicio de la inversión en la cuenca generando levantamiento en la zona del Alto de Guacharaca lo que expuso en superficie parte de la sedimentación Eocena-Oligocena y el basamento que es la fuente de aporte para las arenas del Miembro El Salto (Formación San Lorenzo), las cuales muestran facies texturales y mineralógicas inmaduras, así como presencia de glauconíticas detrítica y alterada proveniente posiblemente de la Formación Guacharaca o un cuerpo ígneo metamórfico exhumado.

El transporte de los sedimentos que dieron origen al miembro El Salto de la Formación San Lorenzo es de muy corto recorrido, por lo que no pueden provenir desde el sur, ya que las distancias aproximadas es de más de 30 Km, en torno a esto Renz, H. (1948) plantea posibles fuentes de aporte rocas tipo ígneo metamórfico, minerales como cuarzo, granate, feldspatos, matriz calcárea para las rocas en el campo Mene de Acosta. Otro aspecto importante es que de acuerdo a la información de INTEVEP (2018) y el análisis de líneas sísmicas (Capítulo V), el reflector interpretado como Miembro El Salto no se extiende tantos kilómetros al sur, sino tiende adelgazarse en las inmediaciones del pozo Yaracal.

A continuación se muestra un modelo conceptual (Mioceno temprano) en el cual se plantea una fuente de aporte proveniente del norte, de corto recorrido que se refleja en la inmadurez textural y mineralógica, de las dos facies del Miembro El Salto la depositación está controlada por fluctuaciones climáticas (tormentas, crecidas extraordinarias de cursos fluviales) e inversión tectónica durante comienzos del Mioceno temprano, la geometría propuesta consiste en abanicos costeros (fan delta) que generan arenas lenticulares dentro de depósitos lutíticos, la fuente de aporte son rocas del basamento?, Eoceno y Oligoceno expuestas en las inmediaciones del Alto de Guacharaca- Esperanza (Figura 64,65,66 y 67). Es importante resaltar que es un

modelo conceptual y hacen falta modelos sedimentológicos que validen la veracidad o no de la propuesta.



Figura 67. Modelo conceptual del Mioceno temprano para la sedimentación del miembro El Salto de la Formación San Lorenzo Las zonas elevadas representan los primeros vestigios del levantamiento del alto de Guacharaca, producto de la inversión de la cuenca, se exhuman rocas del basamento ¿?, Eoceno y Oligoceno durante el Mioceno temprano, además las dos facies descritas para el miembro El Salto la primera: asociadas con alto contenido de glauconita retrabajada y el segundo relacionado con areniscas con cemento calcáreo, cuarzo. Ambas facies son inmaduras textural y mineralógicamente.

Para finales del Mioceno temprano y hasta el Mioceno tardío, en la zona norte existen rocas relacionadas a una transgresión, con depósitos de sedimentos asociados con ambientes marinos para el Miembro Menecito de la Formación San Lorenzo, Miembros Policarpio, Husito y Huso de la Formación Pozón, (pozos Pozón 1,2 y 3, Curamichate, Silva, Yaracal y en el campo Mene de Acosta), todo esto se interpreta en base a los estudios bioestratigráficos que se encuentran en el Anexo 1.

Durante este periodo se desarrollan las calizas de la Formación Capadare representadas principalmente en los Cerros Mirimire, Capadare, Jacura y Riecito, al sur estas calizas son reportadas en los pozos Riecito, Silva y Yaracal. Los depósitos

culminan con la Formación Ojo de Agua que representa el fin de la transgresión y el comienzo de una regresión con sedimentación clástica y culmina la secuencia con erosión desde finales del Plioceno hasta la actualidad.

Interpretación en dirección este- oeste

A partir de la correlación T2 (Figura 65) se puede interpretar la subcuena el Tocuyo de manera longitudinal mostrando las Formaciones Cerro Misión (Eoceno) Casupal (Oligoceno), Agua Linda (Mioceno Temprano- Medio), Capadare (Mioceno Medio-Tardío) y Pozón (Mioceno Medio-Tardío). La secuencia está más preservada hacia el NE, donde Sztrákos, K. *et al* (2008) y Butenko, J., Barbot, J. *et al* (1981) reportan actividad volcánica que puede estar relacionada a la descrita y datada en Yaracuybare, los pozos TOC 1S y Silva.

Las rocas correspondientes a la Formación Cerro Misión del Eoceno, son reportadas en los pozos Tocuyo 1S, EGT1, EGT2 y Cayo Sal, según Sztrákos, K. *et al* (2008) e INTEVEP (2018), las características paleo batimétricas indican unas condiciones batiales. Las rocas del Oligoceno están representadas exclusivamente por la Formación Casupal, es decir la correlación abarca rocas con dominio de ambientes transicionales a nerítico interno

La correlación muestra la mayor exposición de rocas Oligoceno Mioceno en la zona SO, aflorando las formaciones Casupal, Agua Linda y Capadare, además se interpreta no depositación o erosión de la Formación Pozón entre los pozos, Cosme, Guararapa, Riecito. Las facies presentan cambios laterales, haciéndose progresivamente más marinas hacia el este; adelgazándose la Formación Casupal y Agua Linda, los carbonatos de Capadare se interpretan en todo el transecto, con algunos controles estructurales en las inmediaciones de los pozos Riecito.

CAPÍTULO VI

MODELO TECTONO- ESTRATIGRÁFICO “CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO”

Durante la historia exploratoria de las Cuencas Agua Salada y Casupal en el oriente de Falcón, se han desarrollado pocos modelos evolutivos detallados, debido a la poca integración de datos y limitación de información sísmica que permitan aclarar la complejidad estructural de la zona. Uno de los objetivos de este proyecto fue el análisis de elementos estructurales, así como describir la evolución de la misma, como un aporte a la comprensión de la estratigrafía y definición de los elementos del sistema petrolífero. El modelo aquí planteado está basado en la integración de múltiples fuentes, como mapas geológicos, correlaciones estratigráficas, artículos académicos, modelos gravimétricos del basamento, cortes geológicos y la interpretación de líneas en las inmediaciones del campo Mene de Acosta.

Se plantea un modelo en el cual se desarrollan tres cuencas semi paralelas que corresponden a la cuenca Casupal, sub cuencas El Tocuyo y Hueque pertenecientes a la cuenca Agua Salada, separadas entre ellas por los altos estructurales de Cerro Misión y Cerro Esperanza- Guacharaca, estas cuencas son elongadas, con poco aporte de clásticos, más bien el aporte es autigenico, con desarrollo de carbonatos y retrabajo de material producto de la inversión de la cuenca, la principal fuente de aporte de sedimentos son las napas Caribe, las condiciones de sedimentación, características de las rocas y presencia de intrusiones ígneas hacen que la zona sea totalmente diferentes a las demás cuencas de Venezuela.

Es importante y fundamental no establecer el análisis del sistema petrolífero de la zona de Falcón oriental basado en viejos paradigmas, sino más bien comprender que su configuración estructural y tectónica le dan unas características únicas, con pequeños bloques estructurales, con rocas almacén más pequeñas, quizás no solo clásticas, sino también rocas de carbonatos puros o de mezcla.

MODELOS ESTRUCTURALES LOCALES PREVIOS

Los modelos estructurales regionales de Falcón fueron abordados en el Capítulo III, en el caso de Falcón oriental los modelos locales generados se encuentran en los trabajos de Suter, H. (1947), Kugler, H.(1949), Natera, B. (1957) y en Porras, L. (2000) , este último muestra una zona próxima al área de estudio con la salvedad que se ubica costa afuera y no ha sufrido totalmente la inversión producto de la compresión y transcurrencia Miocena-Paleógeno (Figura 70).

El modelo de Suter, H. (1947) comprende el flanco norte de la subcuenca El Tocuyo en las inmediaciones del campo Mene de Acosta, consideró los pozos MA-57, MA-60, MA-30, MA-74, MA-70, MA-2, MA-36 y P-82, en base a los cuales propone la secuencia estratigráfica controlada con análisis bioestratigráficos. Su diagrama muestra un pliegue asimétrico, con vergencia al norte y controlado por fallas compresivas que dan la noción de un pliegue de propagación de falla (Fault-propagation folds), asume como superficie de despegue las rocas pertenecientes al Eoceno.

Kugler, H. (1949), elaboró un modelo más al oeste, en el flanco norte de la Subcuenca El Tocuyo, el corte está ubicado entre el poblado de Pozón y Riecito, cortando transversalmente el valle del río Araurima, consideró los pozos Pozón 1, Pozón 3, Riecito 6, Riecito 2 y Abundancia, el autor muestra en la zona norte un pliegue de propagación de falla (Fault-propagation folds), asume como superficie de despegue las rocas pertenecientes al Oligoceno (Fm. Guacharaca). El dato fuerte de Kugler, H. (1949), es la información bioestratigrafía del pozo Pozón 3, observó la repetición de las rocas correspondientes al Miembro el Salto y Menecito (Mioceno)

por debajo de la Formación Guacharaca (oligoceno) interpretando una estructura compresiva.

Aunque los trabajos de Suter, H. (1947) y Kugler, H. (1949), coincidan en interpretar estructuras compresivas en el Alto Guacharaca-Esperanza, consideran las superficie de despegue de la estructura en posiciones estratigráficas diferentes (Eoceno-Oligoceno respectivamente). Al sur en la zona de Riecito Kugler, H. (1949), interpretó dos episodios uno asociado a compresión que genera un pliegue de propagación de falla (Fault-propagation folds) el cual es posteriormente afectado por fallamiento normal, plantea como superficie de despegue las rocas de edad Eoceno, el corte muestra el valle de Araurima como una depresión estructural asimétrica la cual se va profundizando hacia el sur (Figura 69).

El modelo de Natera, B. (1957), es paralelo al modelo de Suter, H. (1947), corta transversalmente el valle del Río Tocuyo (Subcuenca El Tocuyo), desde el Alto de Cerro Misión (sur) hasta el campo Mene de Acosta (norte), el autor consideró los pozos MA-57, MA-2, P-82 y el Silva-1X. Para el campo Mene de Acosta, muestra un anticlinal y una sedimentación continua, al sur la depositación se ve afectada por fallas que alteran el espesor de las capas. En las inmediaciones de Cerro Misión muestra fallas normales e inversas, aunque los planos y movimientos representados no son coherentes, se interpreta un sistema pliegue de propagación de falla (Fault-propagation folds) con superficie de despegue las rocas Eoceno, coincidiendo con la propuesta de Kugler, H. (1949), en la zona de Riecito (Figura 69).

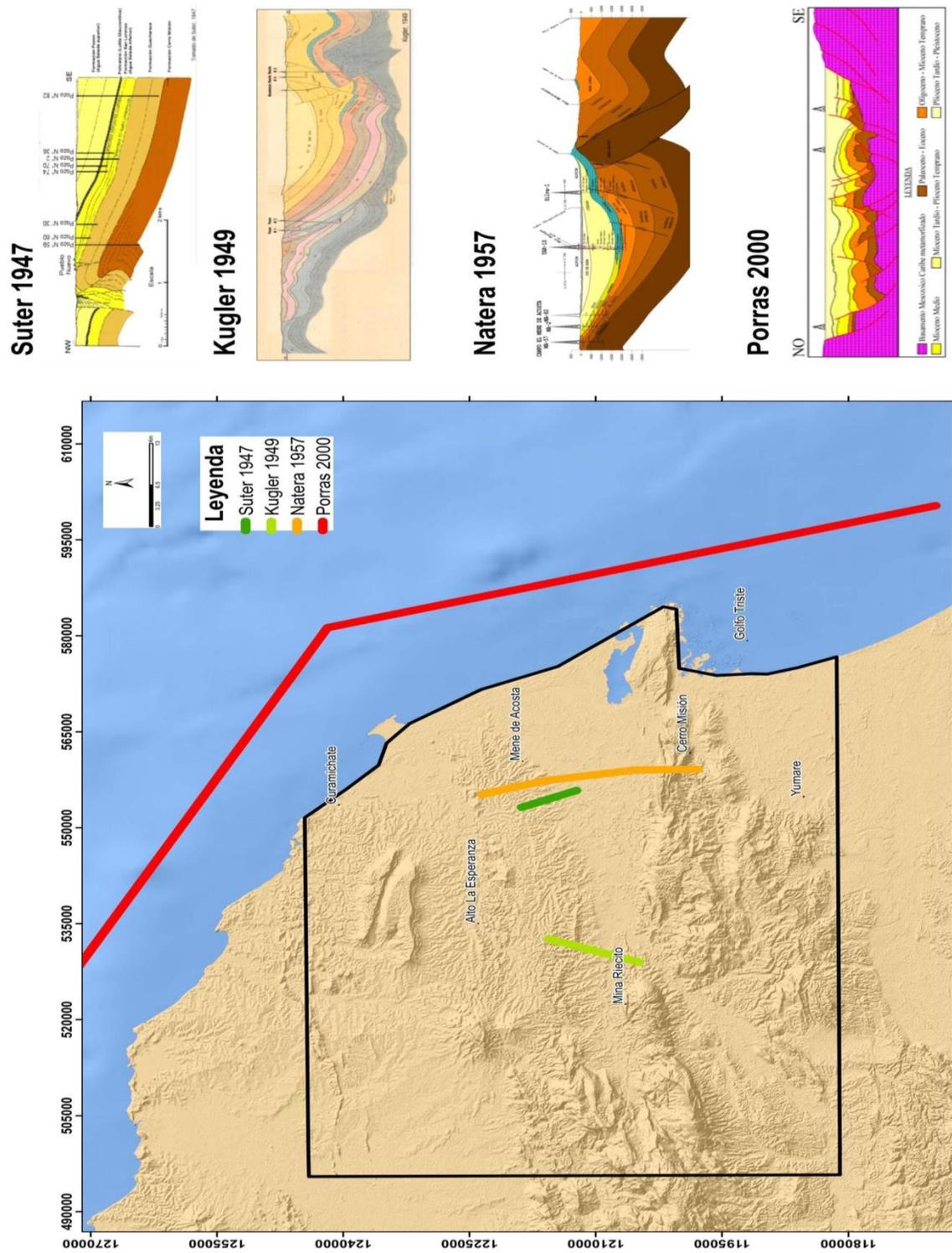


Figura 68. Modelos estructurales previos. Se muestran tres modelos estructurales dentro del área de estudio de Suter, H. (1947), Kugler, H. (1949) y Natera, B. (1957), además el modelo de Porras, L. (2000), en la zona del Golfo Triste y Costa oriental de Falcón

El modelo de Porras, L. (2000), en la costa del Golfo Triste, muestra una escala más regional, en él se aprecia la posible extensión de la cuenca Agua Salada (subcuenca Hueque y Tocuyo), controladas principalmente por horst y graben, resalta un alto estructural central que pudiera ser la extensión del alto de Guacharaca /Esperanza, su modelo señala que costa afuera “los efectos de inversión son menores y se mantiene la configuración original de la cuenca”, todo esto en el marco de su modelo polifásico relacionado a un orógeno en flotación y generación de la cuenca detrás de un arco volcánico.(Figura 69).

CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA “CUENCA AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCUYO”.

Estructuras en superficie

La cuenca oriental de Falcón es estudiada en parte por Baquero, M., *et al* (2010), en su trabajo hacen un análisis de arrastre tectónico, indican que en Falcón central la dirección preferencial de transporte tectónico varía desde N45°W hacia el norte de Falcón y al sur N70°W, pero señalan que en el extremo más oriental de Falcón el transporte tectónico es N-S. Los valores de inclinación son bajos con un ángulo promedio de 30°, indicando que la zona ha sufrido baja deformación vertical, lo que sugiere que los cabalgamientos han ocurrido a lo largo de planos sub-horizontales, sobre los cuales han ocurrido plegamientos.

Por su parte, Audemard, F. (1993), indica un esfuerzo principal (σ_1) en dirección N45°W al norte del área de estudio, esto va en consonancia con el comportamiento en Falcón central y contradice el transporte tectónico N-S propuesto por Baquero, M., *et al* (2010). Otro aspecto a resaltar es que Escalona, A. & Mann, P. (2010) señalan que la mayoría de los sistemas de fallas en la zona están relacionados a tectónica de piel gruesa, es decir involucra el basamento.

Estructuralmente, el área de estudio presenta una alta deformación debido a la existencia de varias familias de fallas; las primeras con una orientación E-W, relacionado al sistema Oca Ancón; el segundo sistema de fallas de rumbo NO-SE; El

tercer grupo con dirección NNO-SSE, y por ultimo un grupo de fallas con comportamiento inverso en dirección ENE-WSO (Audemard, F., *et al* 1994 Audemard, F. 1997 y Escalona, A. & Mann, P. 2010).

El sistema de fallas este-oeste está dominado por Oca- Ancón Audemard, F., *et al* (1994) y Audemard, F. (1997), dividen la traza activa en cinco segmentos, el último de estos segmentos entre Socremo y Palma Sola, es el que se ubica al sur del área de estudio, los autores indican que este segmento tiene una orientación este-oeste, con morfología de frente de corrimiento inverso, tiene un trazado ligeramente arqueado que puede seguirse hasta el poblado de Yumare. Para Escalona, A. & Mann, P. (2010) el conjunto de fallas Oca- Ancón, San Sebastián, El Pilar y Central Range (Trinidad) separan las cuencas en tierra de las cuencas del dominio Caribe, generando cuencas *Pull apart* a lo largo de este eje este- oeste.

El sistema de fallas de rumbo NO-SE y NNO-SSE , esta constituidas por fallas transcurrentes dextrales y fallas normales, representadas por las fallas La Soledad, el sistema de fallas de Falcón oriental, así como el sistema de fallas que seccionan los complejos ígneo metamórficos en las cercanías de Yumare. Este sistema se desarrolló a lo largo del sistema de las Antillas de sotavento y parte de la cuenca de Falcón generando las depresiones que separan las islas de Curazao, Aruba, Bonaire y el Alto de Aves

El cuarto grupo, de fallas con comportamiento inverso en dirección ENE-WSO, San Pedro, Araurima al sur del Campo Mene de Acosta y El Silencio, esta última corresponde a una falla inversa de bajo ángulo, que atraviesa la región en dirección N70°E; y la falla de Mene de Acosta (identificada mediante la correlación de geología de superficie y líneas sísmicas) que ocasiona el cabalgamiento de las Formaciones Guacharaca y San Lorenzo sobre la Fm. Pozón, en las inmediaciones de los pozos Pozón y estructura el anticlinal en el campo Mene de Acosta al este.

Este último sistema de fallas se generó entre el Paleógeno y Mioceno temprano como fallas normales relacionadas a zonas de *Fore arc* y *back arc* de los arco volcánico de las Antillas de sotavento y las Antillas menores, se reactivaron desde el

Mioceno tardío hasta el reciente como fallas inversas y transcurrentes. (Escalona, A. & Mann, P. 2010, Porras, L. 2000, y Gorney, D. *et al* 2007)

En relación a los plegamientos, producto de los dominios de fallas descritos anteriormente se presentan cortados y desplazados, Además Baquero, M. *et al* (2010) reporta un pequeño giro en sentido horario que sufren los ejes de los pliegues pasando a tener dirección E-W, respecto a la zona central de Falcón cuyos ejes son más SO-NE.

Estructuras en subsuelo

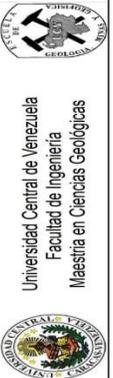
A partir del levantamiento de mil estaciones gravimétricas en el oriente de Falcón, INTEVEP (2018) logró la construcción de un mapa residual de la anomalía de Bouguer, para una densidad de 2.35 gr/cm^3 , y 2ª derivada vertical de anomalía de Bouguer, así como un mapa de profundidades de basamento. En el mapa de anomalías de Bouguer refleja tres zonas de máximos positivos (mayores a 10 mgal), las cuales corresponden de norte a sur al Alto Esperanza-Guacharaca, Alto de Cerro Misión y Yumare, así como una zona positiva al oeste que puede corresponder a la reportada por Baquero, M., *et al* (2010) como: una estructura antiformal con orientación $N70^\circ E$ entre la Serranía de San Luis y la Serranía de Churuguara en parte central de la cuenca de Falcón, pero que en el mapa de INTEVEP (2018) no puede ser totalmente identificadas.

Las dos primeras anomalías tienen una orientación E-W (Figura 70), manifestando una estructura antiformal, aunque no está totalmente clara la composición del basamento en la zona, éste puede estar compuesto por las rocas ígneas metamórficas del alóctono emplazado en el Paleoceno Eoceno, sin descartar la presencia de intrusiones ígneas como las observadas en Yaracuybare que pudiera estar enmascarando o controlando los máximos positivos. Para el caso de Yumare se conocen unidades expuestas de basamento sometidas a metamorfismo de medio-alto grado (Yumare y San Julián), de bajo grado (Serpentinita, San Quintín, La Zurda), asimismo presenta orientación aproximada $N75^\circ E$.

Existen tres áreas con mínimos gravimétricos que corresponde a los posibles depocentros (rangos entre -10 y -14 Mgal), las cuales deben ser evaluadas en futuros estudios como posibles zonas de cocina para un eventual sistema petrolero. La depresión central y la del SO puede presumirse controlan en superficie el recorrido de los ríos Araurima y Tocuyo. Al norte las subcuencas Hueque y El Tocuyo están conectadas por un canal en dirección NO, que da indicios de conectarse al norte con la cuenca de Falcón, otra posibilidad es que dicho canal sea producto de transurrencia en estructuras de basamento.

La segunda derivada de la anomalía de Bouguer es un producto generado por INTEVEP (2018), el cual es un filtro sobre la gravimetría inicial que refina mucho más las estructuras descritas. Al comparar las zonas elevadas en superficie descritas en el Capítulo V con el mapa residual y 2ª derivada vertical de anomalía de Bouguer (Figura 71), se observó clara e inequívocamente que las expresiones en superficie son consistentes con los altos de basamento, la única excepción es la zona de Mirimire que pudiera ser un alto relacionado a deformación de las capas sedimentarias (anticlinal decapitado?). Por lo que, se puede afirmar que estos altos de basamento son un elemento importante para entender la estratigrafía y estructuras de la cuenca, así como en el análisis de elementos del sistema petrolífero de la cuenca oriental de Falcón.

El filtro de la segunda derivada muestra un alto de menores dimensiones al sur del alto de Esperanza- Guacharaca que coincide en su parte este con el Campo Mene de Acosta, la geometría de este alto de basamento permite interpretar una estructura que se extiende más al oeste y puede resultar interesante desde el punto de vista de trampa para el sistema petrolífero.



Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias Geológicas



EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA
AGUA SALADA - SUBCUENCA EL TOCIUJO, ESTADO FALCÓN,
Trabajo Especial de Grado
Jesús E. Monsalve (2019)

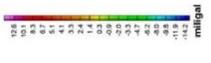
ELEVACIONES VS FORMA DE BASAMENTO

Leyenda

elevaciones 

Área de Estudio 

Anomalia de Bouguer



2da Derivada
Anomalia de Bouguer





UBICACIÓN NACIONAL
ESTADO FALCÓN



UBICACIÓN REGIONAL
FALCÓN ORIENTAL

Trabajo Especial de Grado elaborado dentro de los Estudios preparatorios en el estado Falcón, sector Mene de Acosta, PUNTO-GEIET Exploración, Proyecto Especial Mene de Acosta

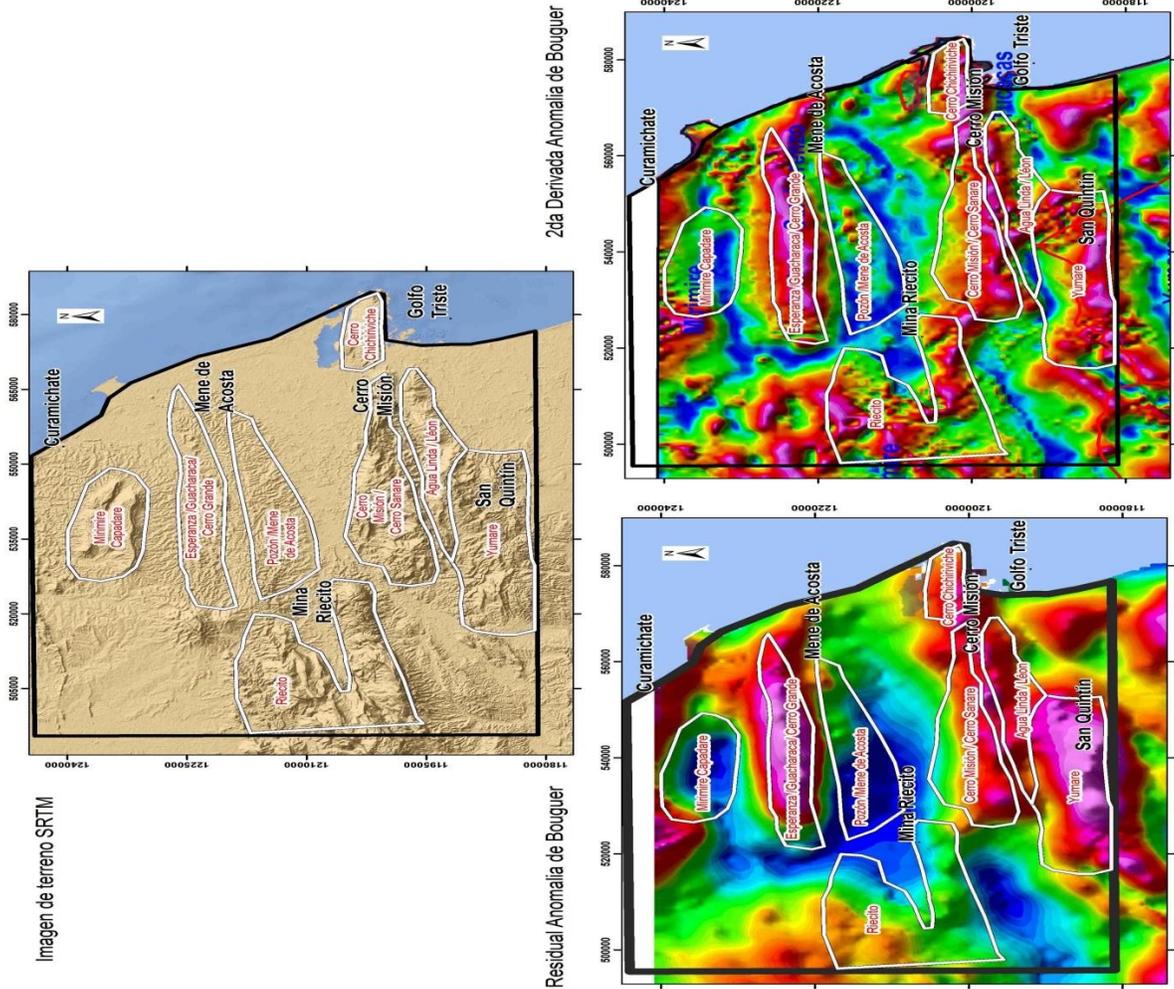


Figura 70. Mapa de 2ª derivada vertical de anomalía de Bouguer. Los altos delimitados a partir de la imagen SRTM en superficie son bastante consistentes con la información de basamento, excepto, la zona de Mirimire al norte. Fuente: Modificado de INTEVEP (2018).

Al relacionar el modelo residual con las estructuras presentes (fallas y pliegues), la mayoría tienen buena correlación, es decir al igual que los altos de basamento las estructuras que lo controlan tienen expresión superficial, esto va en sintonía con Escalona, A. & Mann, P. (2010) que proponen tectónica de piel gruesa en la zona de estudio y la cuenca Bonaire. Integrando los mapas gravimétricos de INTEVEP (2018), con las estructuras en superficie, los pozos y menes se puede interpretar que a partir de la depresión del basamento en la zona central y norte, hay evidencias de un sistema petrolífero activo, alrededor del cual se concentran los menes, la fuente de hidrocarburos debe estar relacionada a las depresiones mostradas en los mapas gravimétricos (Figura 72).

Se interpretó que a partir de estas depresiones de basamento se generan posibles rutas de migración hacia los flancos de las estructuras elevadas, además las fallas transcurrentes y pliegues, principalmente controlan el emplazamiento de los menes en superficie y la recarga de los pozos en los campos Mene de Acosta, Riecito y Pozón, todos estos datos integrados pueden brindar buenas perspectivas sobre la presencia de un sistema petrolífero activo, el cual puede tener una o varias cocinas asociadas a las depresiones de basamento, además debería estar compartimentalizado por los sistemas de fallas transcurrentes que atraviesan el área.

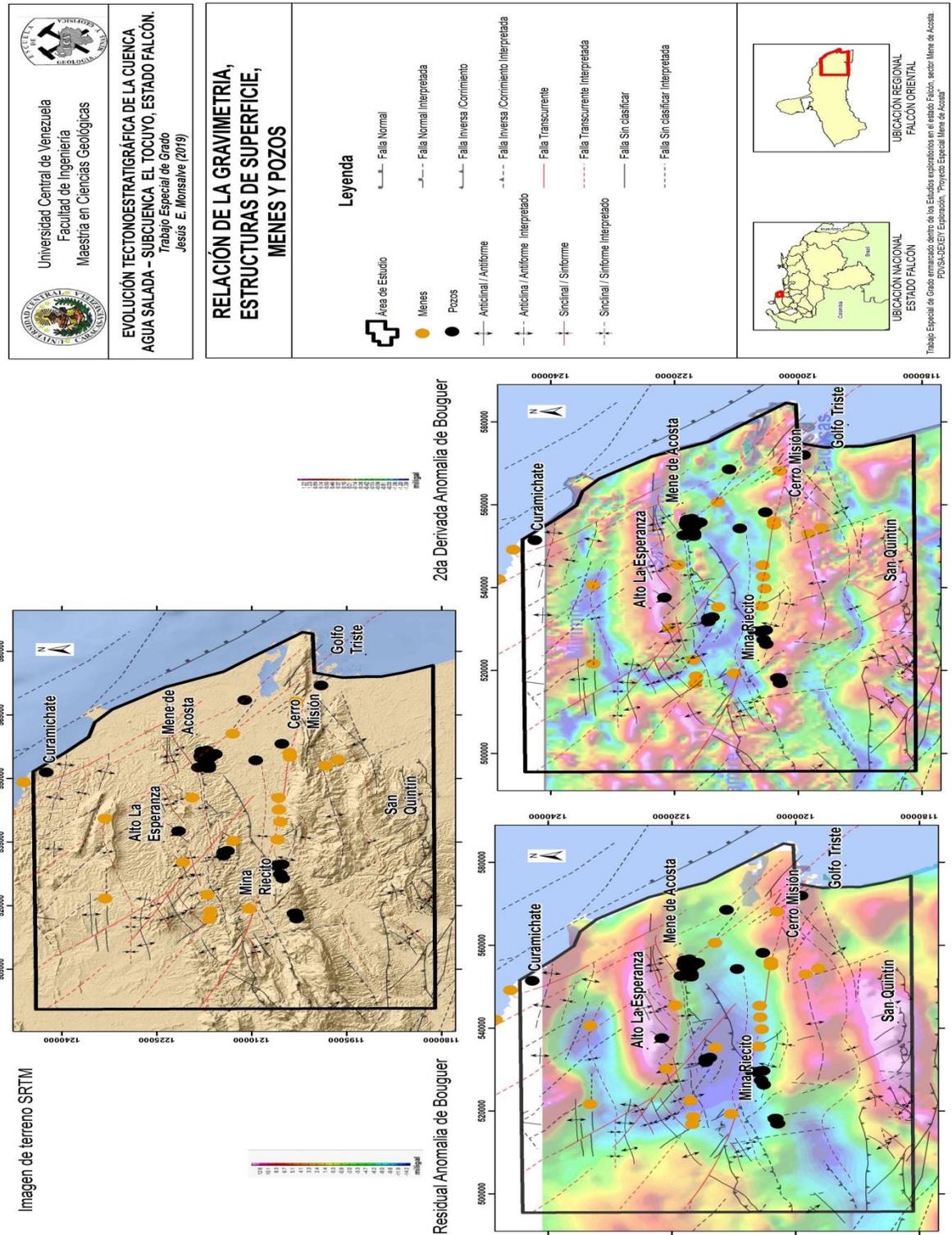


Figura 71. Integración de mapas gravimétricos, estructuras de superficie, menes y pozos. Se interpreta que hay una buena relación espacial.

EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA AGUA SALADA-SUBCUENCA EL TOCUYO

A partir de la integración de toda la información analizada en los capítulos previos, se plantea el modelo de evolución de la Subcuenca El Tocuyo:

Pre formación de la Cuenca de Falcón

De acuerdo a Bezada, M. *et al* (2008) y Baquero, M. (2015), la corteza de la cuenca de Falcón es de naturaleza continental, no forma parte de la placa Caribe y no está relacionado con el cratón Amazónico, litoestratigráficas y geocronológicas está relacionada con el terreno Chibcha en Colombia (macizos de Santa Marta y Santander) y los terrenos Mesoamericanos (Oaxaca-Maya-Chortís), por lo que se puede interpretar que es un fragmento de la placa suramericana separado durante el Rift Jurásico que fue movilizado y re ensamblado en la Placa Suramericana.

Las rocas pertenecientes al basamento de la cuenca oriental de Falcón forman parte de bloques alóctonos acrecionados a Suramérica a partir del Paleoceno por la interacción oblicua de las placas suramericana y caribeña, la litología es ígneo-metamórfico de medio-alto grado, con rocas calco-silicatadas, granulitas máficas y félsicas, gneises pelíticos de alto grado, anfibolitas granatíferas y clinopiroxenitas, de edad Neoproterozoico y con afinidad Putumayo/Grenvilliano, así como rocas metamórficas de bajo grado del Cretácico. (Urbani, F. 2014, Grande, S. 2012, Escalona, A. & Mann, P. 2010, Porras, L. 2000, y Gorney, D. *et al* 2007). Se presume que por debajo de estos bloques alóctonos están presentes las secuencias depositacionales asociadas a la placa suramericana.

El basamento está afectado por diversas familias de fallas, dominando de esta manera procesos de tectónica de piel gruesa, al menos tres familias pueden ser identificadas, una en dirección NE-SO, otra en dirección E-W y la ultima en dirección NO- SE, no solo en el área de estudio se ven estas tendencias, por ejemplo en el

trabajo de Rueda, E. (2016), en la Vela de Coro se reportan estas familias de fallas en información sísmica costa afuera.

Se debe destacar que, tanto al norte como al sur del sistema de fallas Oca Ancón han sido reportadas rocas anortosíticas. Al norte de la falla se encuentra el complejo Yumare (Venezuela) y al sur en las inmediaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), específicamente en el Río Sevilla, cabe aquí la pregunta ¿estos dos cuerpos forman parte de la misma estructura y el sistema de fallas Oca Ancón con su movimiento transcurrente dextral los desplazó?, o son simplemente bloques diferentes emplazados con diferentes historias.

La exhumación de las rocas Neoproterozoico, puede explicarse por el modelo de *Ave Lallemant and Guth (1990)* y *Ave Lallemant and Oldow (2000)*, que plantean, que las rocas metamórficas de alto grado exhumadas corresponden a zonas en el cual el límite de placa presenta fuerte curvatura, aunque esto no se ha examinado en la cuenca de Falcón pudiera ser una hipótesis a desarrollar en el futuro. Su modelo sugiere que un aumento en el desplazamiento en la cuenca de antearco en zonas donde la curvatura y la convergencia oblicua son mayores puede producir adelgazamiento cortical de la corteza.

Generación de la Cuenca de Falcón oriental asociada a la Extensión Eoceno- Oligoceno

El modelo regional de Escalona, A. & Mann, P. (2010), propone un sistema de fallas normales de rumbo E y NE de edad Paleoceno-Mioceno, las cuales soportan la apertura de las cuencas transacro y antearco asociadas a la subducción en el Caribe, señalan que estas fallas son las responsables de la creación de la cuenca de Falcón y Bonaire. En los capítulos anteriores, se demostró que existen rocas de edad Eoceno medio- tardío en la cuenca Agua Salada, asociados a batimetrías batiales (sección de superficie Esperanza) y neríticas (sección de superficie Yaracuybare y pozo Tocuyo) que fueron intrusionadas simultáneamente a su depositación por lavas basálticas

Grande (2018), además existen otras evidencias de los pozos Silva, y Cayo Sal, que generan un corredor de actividad ígnea hacia el este.

Hacia el oeste está emplazado el basalto de la Llanadita que de acuerdo a Baquero (2011) arroja una edad entre 43 y 31 Ma (Eoceno medio – Oligoceno), aunque está dentro de la Ofiolita de Sisisique (95-92 Ma), puede estar relacionado a lo identificado por en el pozo Tocuyo por Grande (2018). Aunque faltan más datos las evidencias orientan la interpretación a que existió actividad ígnea en el Eoceno medio, en condiciones diferentes a lo descrito en Falcón Central donde se reporta actividad más reciente (Oligo-Mioceno).

El modelo de generación propuesto en este trabajo plantea que la Cuenca Agua Salada se formó como una cuenca asociada al periodo de extensión Paleoceno-Mioceno de Escalona, A. & Mann, P. (2010), específicamente en el Eoceno, con unas características genéticas diferentes a la cuenca de Falcón Central, la evidencia que se tienen en el presente estudio son las siguientes:

- 1) La interpretación del modelo gravimétrico de INTEVEP (2018) permite afirmar que previo a un sistema de fallas destral (Mioceno) existió un sistema de fallas extensivas orientadas en dirección NE (Eoceno Oligoceno), con el esfuerzo sigma 3 orientado en dirección NO-SE (Figura 73). La extensión generó fallas normales planas y lístricas, según Margotta, J. (2010) inicialmente la zona del Caribe está asociado a fallas planas del tipo domino y fallas conjugadas que generan horst y grábens. Las tipo domino son de edad eoceno tardío, involucran basamento, hay rotación de bloques.

EXTENSIÓN Eoceno- Oligoceno

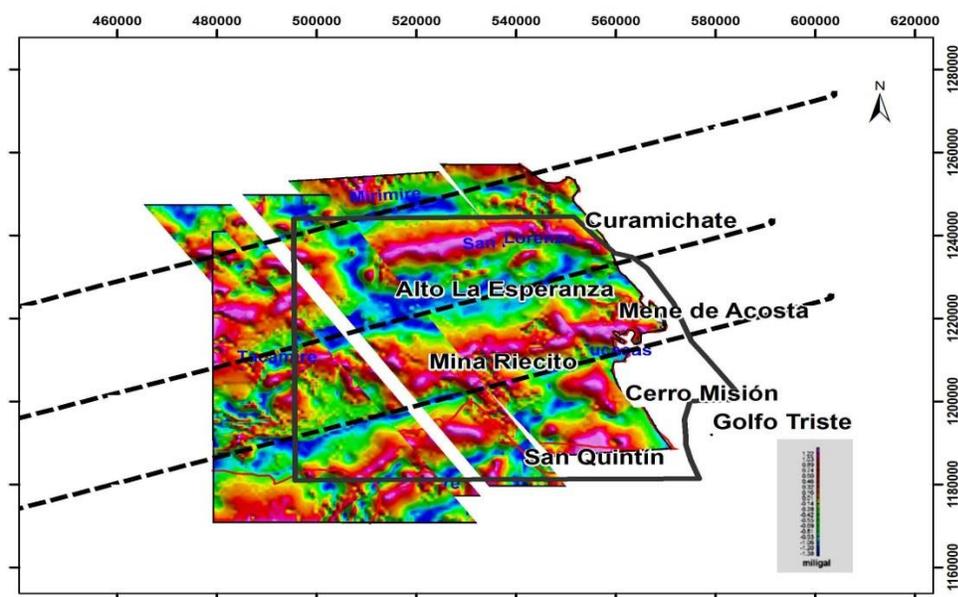
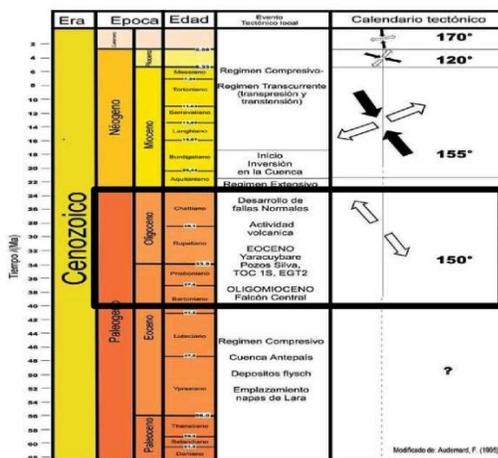


Figura 72. Calendario tectónico propuesto por Audemard, F. (1995) y reconstrucción de estructuras de basamento a partir de mapa de segunda derivada de Anomalías de Bouguer. Para el Eoceno en la zona representada como alto Esperanza, hay evidencias de rocas depositadas en ambientes batiales, lo que implica que este alto era una zona deprimida en el Eoceno

2) En las secciones de superficie Alto Guacharaca – Esperanza, Yaracuybare y en el pozo Tocuyo hay evidencias bioestratigráficas de fósiles de edad Eoceno medio-tardío, estas rocas se depositaron en ambientes batiales (ver capítulo V, Anexo 1), es

decir, este alto no existía para el Eoceno, sino era una zona profunda en la cuenca (graben?) el cual está controlado por el sistema de fallas desarrollados durante este proceso de extensión el cual fue invertido posteriormente.

3) En la quebrada Yaracuybare se encuentran diques intrusivos que cortan lutitas de Cerro Misión (Eoceno), constituidos por basaltos alcalinos a subalcalinos de origen intraplaca, orientados N70°E, estos diques fueron datados por Baquero, M. (2015) obteniendo una edad de 42 Ma (Eoceno). Otra evidencia de actividad ígnea en la cuenca se observa en la base del pozo TOC- 1S, en el cual Grande, S. (2018) reporta un magma basáltico olivínico, el cual fue inyectado como flujos almohadillados dentro de sedimentos carbonáticos eocenos, no consolidados y saturados en agua, donde se produjo su fragmentación no explosiva, con generación de hialoclastitas de grano fino a grueso y peperita, esto muestra que simultaneo a la actividad ígnea estaba depositándose sedimento dentro de la cuenca (Figura 74 y Anexo 3).

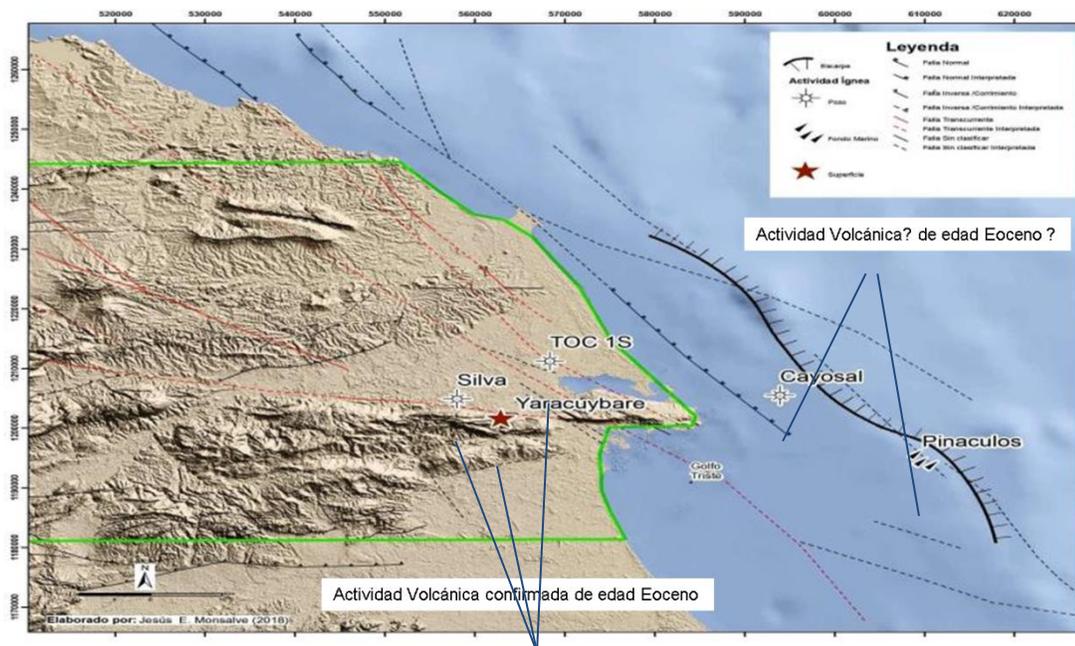


Figura 73. Mapa de actividad ígnea en el oriente de Falcón, reportes de pozos, superficie y pináculos en el fondo marino (detalle Figura 76).

Por último es importante mencionar que la revisión documental muestra indicios de intrusiones en los pozos Silva y posiblemente también el EGT-03 (Cayo Sal), así como las descripciones de Butenko, J., Barbot, J. y Daza, J. (1981), que mediante imágenes de sonar del submarino Calipso y muestras tomadas por el brazo robótico del sumergible, reportan la presencia de pináculos de lavas vesiculares con características de escoria volcánica muy porosa, marrón oscura con fragmentos negros y rojizos.

Los pináculos sirven de barrera natural a la sedimentación generando un escarpe con una pendiente de entre 30° y 45° en el cual se acumulan sedimentos sueltos (Butenko, J., *et al*, 1981). Aunque no fueron datadas, por su cercanía a las intrusiones antes mostradas en Yaracuybare y los pozos Silva y Tocuyo, se pueden relacionar con el Eoceno hasta que no existan nuevas evidencias de actividad volcánica más reciente. (Figuras 74 y 75).

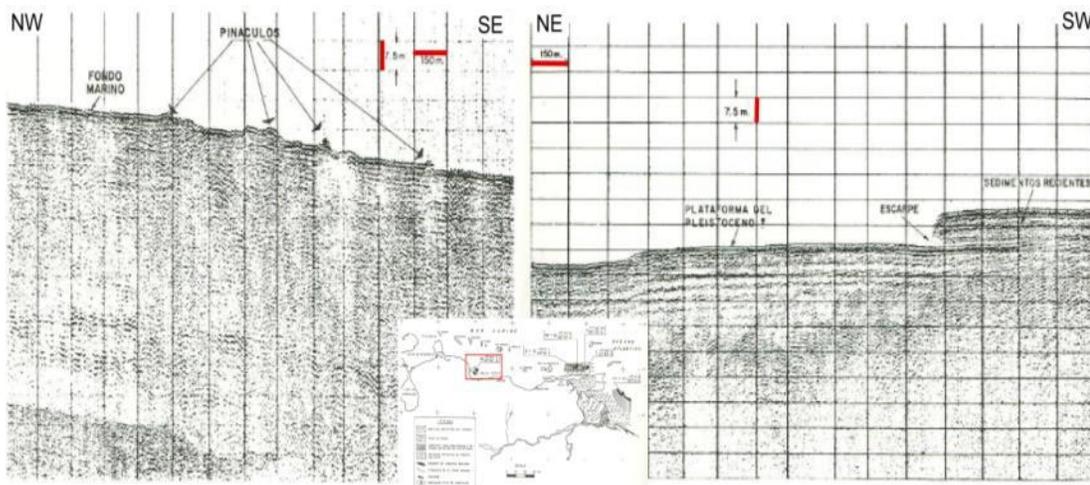


Figura 74. Perfil Acoustipulse. Pináculos marinos de origen volcánico, Golfo Triste. Fuente: Butenko, J., Barbot, J. y Daza, J. (1981).

El modelo geotectónico propuesto por Grande, S. (2018) contempla una cuenca extensional, caracterizada por un profundo graben central y posiblemente varios semigraben laterales, en la cual el adelgazamiento litosférico permitió un ascenso

astenosférico que se tradujo en fusión parcial del orden de 5-15% y generación de magma basáltico alcalino intraplaca, emplazado como enjambres de diques subverticales que alcanzaron el fondo marino generando lavas almohadillas, hialoclastitas y peperitas en la subcuenca El Tocuyo (Yaracuybare de acuerdo a Grande 2012a).

Todas estas evidencias muestran que para el Eoceno medio-tardío se generaron depósitos sedimentarios batiales y neríticos (Fm Cerro Misión) que fueron intrusionadas, existiendo evidencias de que esos cuerpos aparentemente se extienden hacia el este en dirección de la cuenca Bonaire. Los eventos antes descritos van en sintonía con los modelos de cuenca retroarco y adelgazamiento cortical en la cuenca, propuestos entre otros por Audemard, F. 1995,1997; Porras, L. 2000; Gorney, D., *et al* 2007; Baquero, M. 2015 y Grande, S. 2012. (Modelo conceptual Figura 77)

Para el Oligoceno continua el régimen extensivo, pero se genera una baja del nivel del mar en el área, exponiendo y erosionando parte de las rocas del basamento ígneo metamórfico- metasedimentaria y las rocas eocenas, esto en base a los datos bioestratigráficos (retrabajo de fósiles) y mineralógicos mostrados en secciones anteriores.

En el Oligoceno se pueden identificar un dominio al norte el cual es principalmente marino profundo y un dominio al sur que es el borde de cuenca que tiene depositación más transicional a continental. (Figura 75). Para este tiempo, se depositaron las Formaciones Casupal y Guacharaca. Se interpreta que producto de carga litostática existieron zonas que profundizaron algunos bloques tectónicos y generaron altos que controlaron la sedimentación en el área.

La Formación Casupal se ubica principalmente al sur de la cuenca Agua Salada y en la cuenca de Casupal, relacionada con ambientes fluviales, transicionales y neríticos internos, su litología es clástica con capas de carbón. Los pozos León, Silva, Riecito, Tocuyo y Yaracal y secciones de superficie, permiten inferir tanto su extensión como sus características. Al norte se depositó la Formación Guacharaca, la

información bioestratigráfica de los pozos Curamichate, Pozón y en el campo Mene de Acosta muestra condiciones neríticas, con sedimentación fina.

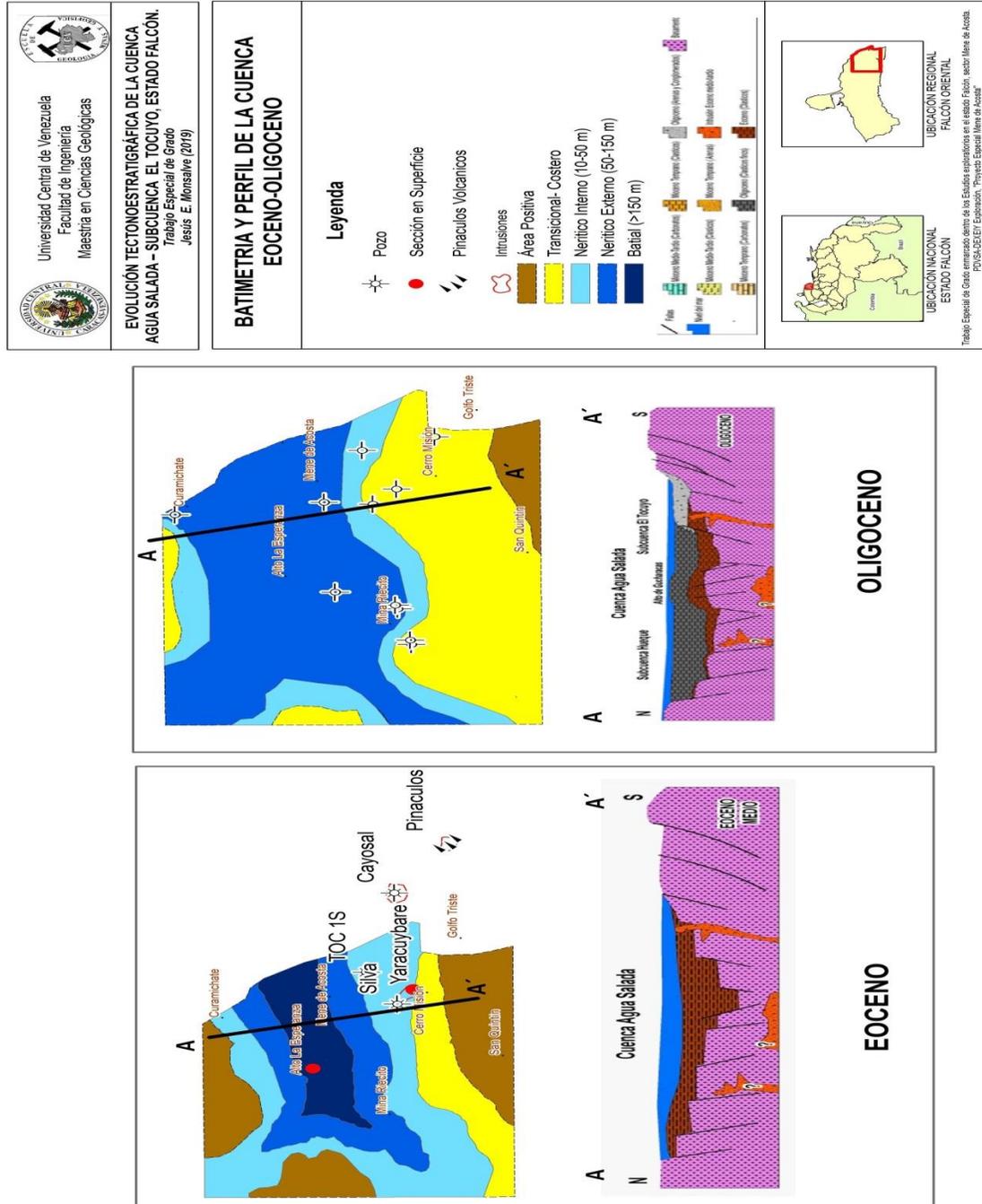


Figura 75. Modelo conceptual de Evolución de la Cuenca Agua Salada, para el Eoceno Oligoceno durante un régimen extensivo

Inversión de la Cuenca Mioceno temprano?- medio.

Una vez culminado el régimen extensivo, se generó un proceso de inversión parcial en la cuenca, se reactivaron las fallas de alto ángulo generadas en el Eoceno Oligoceno, lo que afectó estructuras de basamento y alteró la sedimentación, el régimen compresivo dominante orienta el esfuerzo principal en sentido NO-SE que domina desde el Mioceno temprano hasta la actualidad. Para este periodo se interpreta que la Cuenca Agua Salada se separó en las subcuencas El Tocuyo y Hueque producto del levantamiento del Alto de Guacharaca- Esperanza. Las evidencias que se tienen de inversión en la cuenca son las siguientes:

1) En las líneas sísmicas interpretadas en la subcuenca El Tocuyo, se pueden observar dos geometrías características de inversión de acuerdo a lo propuesto por Cooper, M. and Williams G. (1989); la primera se observa al norte del pozo Yaracal, una geometría tipo Arpón en la que se evidencia inversión incipiente a moderada. La segunda geometría en las inmediaciones del campo Mene de Acosta, donde se puede interpretar una fase más desarrollada con fuerte inversión, generando de esta forma alta deformación y superposición del bloque techo por encima del bloque piso, lo que está en concordancia con lo reportado por Kugler, H. (1949) en el pozo Pozón 3 en el que reporta repetición de la secuencia Oligo- Mioceno Temprano. (Figura 77)

Aunque costa afuera el régimen compresivo y la inversión no están tan desarrollados como en la cuenca de Falcón, Gorney, D., *et al* (2007), Margotta, J. (2010) y Toribio, E. (2012) reportan evidencias de zonas triangulares, estructuras tipo arpón, tectónica de lodos y fallamiento listrico en las rocas del Mioceno y más antiguas. En este estudio no se lograron identificar tales zonas por la poca cobertura y baja calidad de las líneas sísmicas, pero no son descartables estructuras profundas como las que se observan costa afuera, las cuales deben estar enraizadas con fallas transcurrentes y con fallas profundas de los Andes.

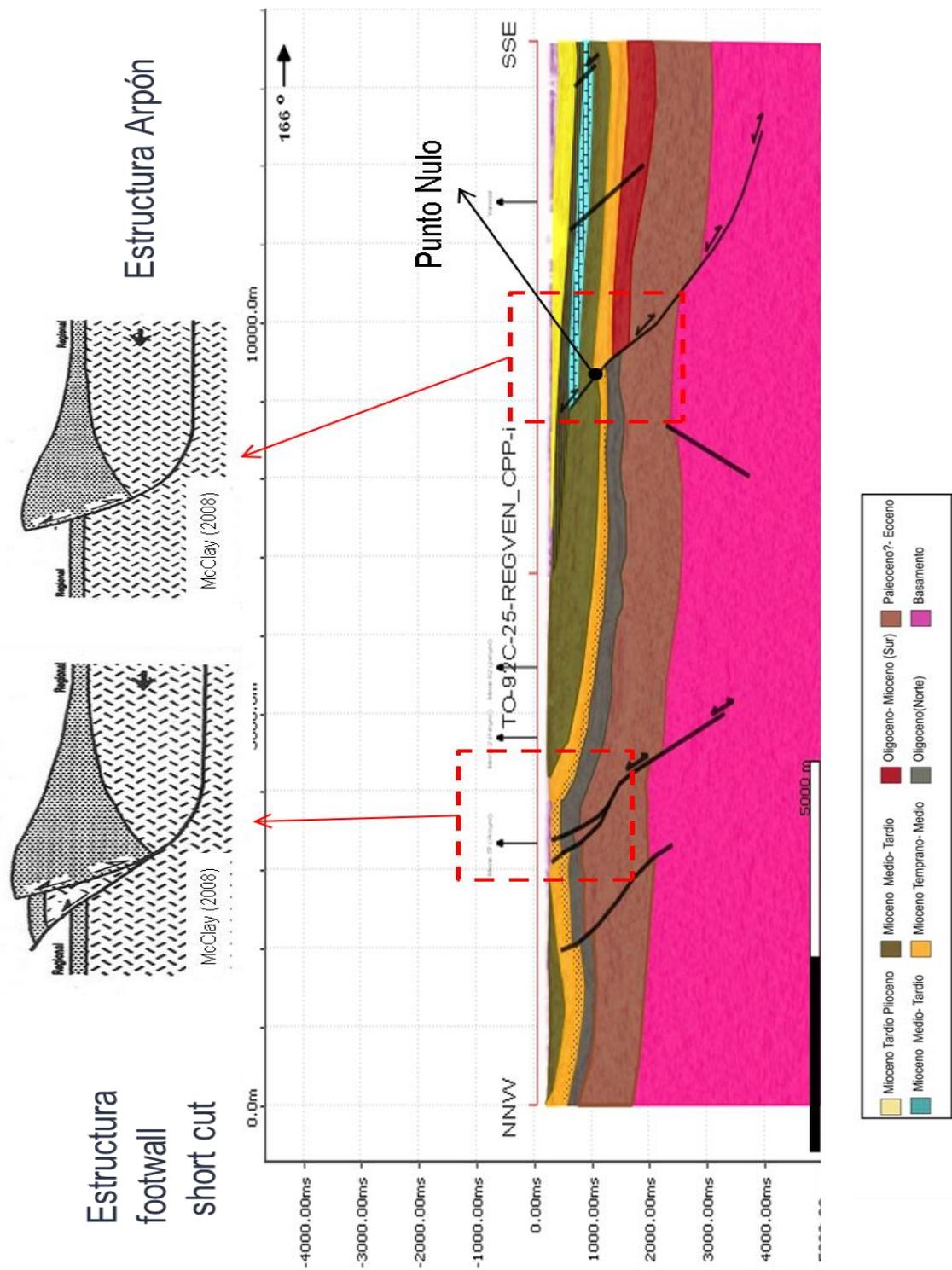


Figura 76. Evidencias de inversión en la subcuenca El Tocuyo. En la línea sísmica se aprecian dos zonas, en las que se muestran evidencias de inversión en la cuenca

2) El Levantamiento del Alto de Guacharaca- Esperanza, se interpretó como evidencia de la inversión de la cuenca Agua Salada, el cual separa hacia el sur la subcuenca El Tocuyo y hacia el norte la subcuenca Hueque, este planteamiento se basa en las evidencias de los pozos Esperanza, Pozón, Curamichate, Mene de Acosta, Yaracal y las secciones de superficie del miembro el Salto de la Formación San Lorenzo , así como el retrabajo reportado por la bioestratigrafía para el Mioceno temprano por INTEVEP (2018).

Como se mencionó en el Capítulo V, la exposición de la zona del Alto de Guacharaca exhumo la sedimentación Eocena-Oligocena y parte de rocas ígneo metamórfico, las cuales se convirtieron en la fuente de aporte desde el norte para las arenas del Miembro El Salto, las cuales muestran facies texturales y mineralógicas inmaduras de corto recorrido, con presencia de glauconíticas detrítica y alterada Renz, H. (1948). Otro aspecto importante es que en las líneas sísmicas (Capítulo IV), el reflector interpretado como Miembro El Salto no se extiende tantos kilómetros al sur sino tiende adelgazarse en las inmediaciones del pozo Yaracal (Figura 78 y 82).

Al sur la sedimentación se da en condiciones batimétricas nerítico interno en la cual se desarrollaron sedimentación fina tipo lutitas, carbonatos de mezclas y calizas, (Formación Agua Linda), se presume que hay pocos aportes de sedimentación clástica. Se interpretó que en el Mioceno temprano al levantarse el alto de Guacharacas- Esperanza a su alrededor la batimetría es transicional y nerítica interna, en cambio al sur las zonas que para el Oligoceno eran continentales en parte son invadidas y generan condiciones favorables para el desarrollo de Calizas tipo Agua Linda y Churuguara, para culminar con la cobertura total de la cuenca Agua Salada por lutitas del Miembro Menecito de la Formación San Lorenzo y Husito de la Formación Pozón (Mioceno medio).

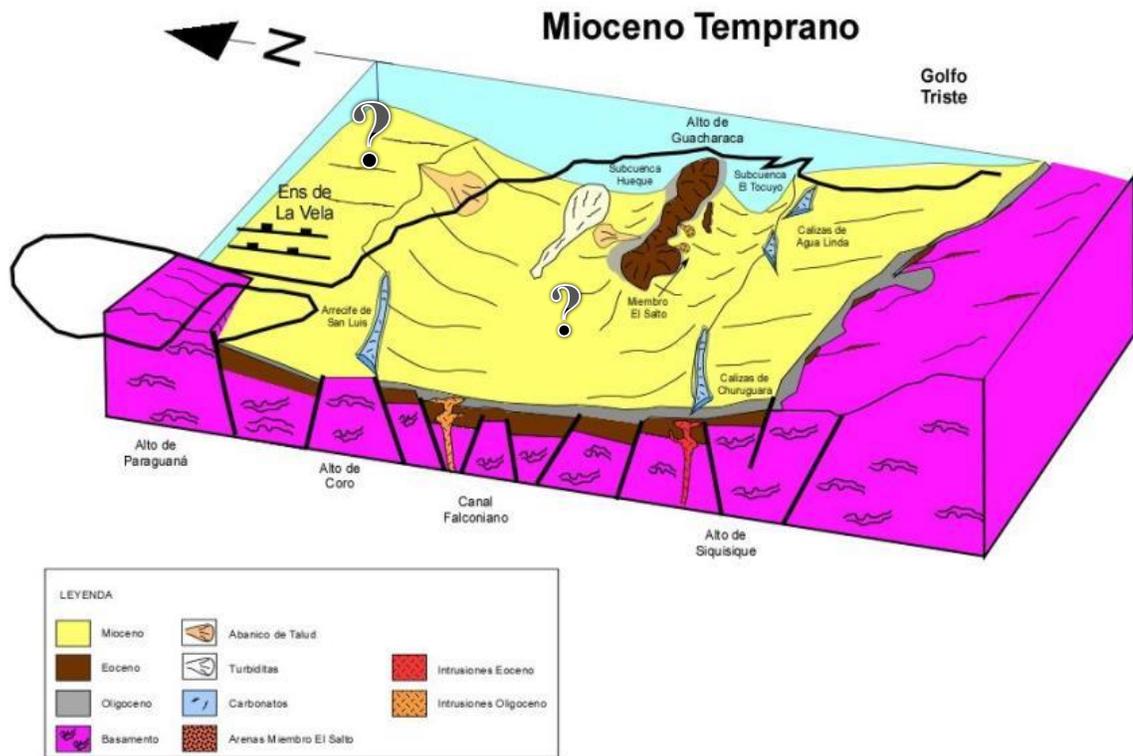


Figura 77. Modelo sedimentario esquemático de la cuenca Agua Salada para el Mioceno Temprano. En él se muestra como el Alto de Guacharacas controla la sedimentación y divide en las Subcuencas Hueque y El Tocuyo la zona oriental de Falcón, generando además depósitos clásticos que representan el Miembro El Salto de la Fm San Lorenzo y posiblemente las Arenas de Curamichate / Solito ??.

Fuente: Modificado de Porras, L. (2000)

Compresión- Transcurrencia del Mioceno medio al presente

Desde el mioceno temprano la cuenca de Falcón central y Falcón oriental han estado dominadas por esfuerzos compresivos, después de la inversión entre el Mioceno temprano a medio, se desarrolló un sistema regional que genera el anticlinorio de Falcón y sistemas de fallas asociadas a transcurrencia dextral en dirección este oeste de los sistemas de fallas Oca Ancón, San Sebastián y El Pilar, las fallas subparalelas y los sistemas de fallas subsidiarios. Uno de los sistemas de fallas observados en la zona de estudio es el sistema de fallas de Falcón oriental, el cual es analizado por Audemard, F. (1997) y señala que se orienta en sentido NO SE, se

conoce la cartografía en superficie, pero hasta el momento no hay información de su prolongación hasta el basamento.

En el presente trabajo y gracias al mapa de segunda derivada de anomalías de Bouguer, se puede apreciar que este sistema se extiende hasta el basamento y que está activo posiblemente desde el Mioceno, ya que afecta el sistema de fallas generadas en el Eoceno- Oligoceno (régimen extensivo). Las evidencias que se indican a continuación enlazan las observaciones de basamento con subsuelo:

1) Al analizar las expresiones geomorfológicas en superficie versus el modelo de basamento se aprecia que la costa oriental de Falcón presenta control estructural, dando indicios de transcurrencia en la zona Cumarebo y La Vela, el cual está relacionado al movimiento de un sistema de fallas dextral, que se extiende hasta las inmediaciones del área de estudio, esta expresión es consistente con alineaciones observadas en el mapa residual de anomalías Bouguer y mapa de segunda derivada (Figura 79)

2) Otra de las evidencias se basa en lo expresado por Rueda, E. (2016), la cual muestra en la zona costa afuera un sistema de fallas con una orientación similar a la observada en Falcón oriental, que se alinea perfectamente con lo observado en la zona continental (Figura 80). A nivel regional este sistema de fallas puede estar relacionado al propuesto por Escalona, A. & Mann, P. (2010) que señalan que este sistema de fallas se ubica principalmente en el arco volcánico de las Antillas de sotavento y es el responsable de generar las cuencas que separan las islas de Curazao, Aruba y Bonaire.

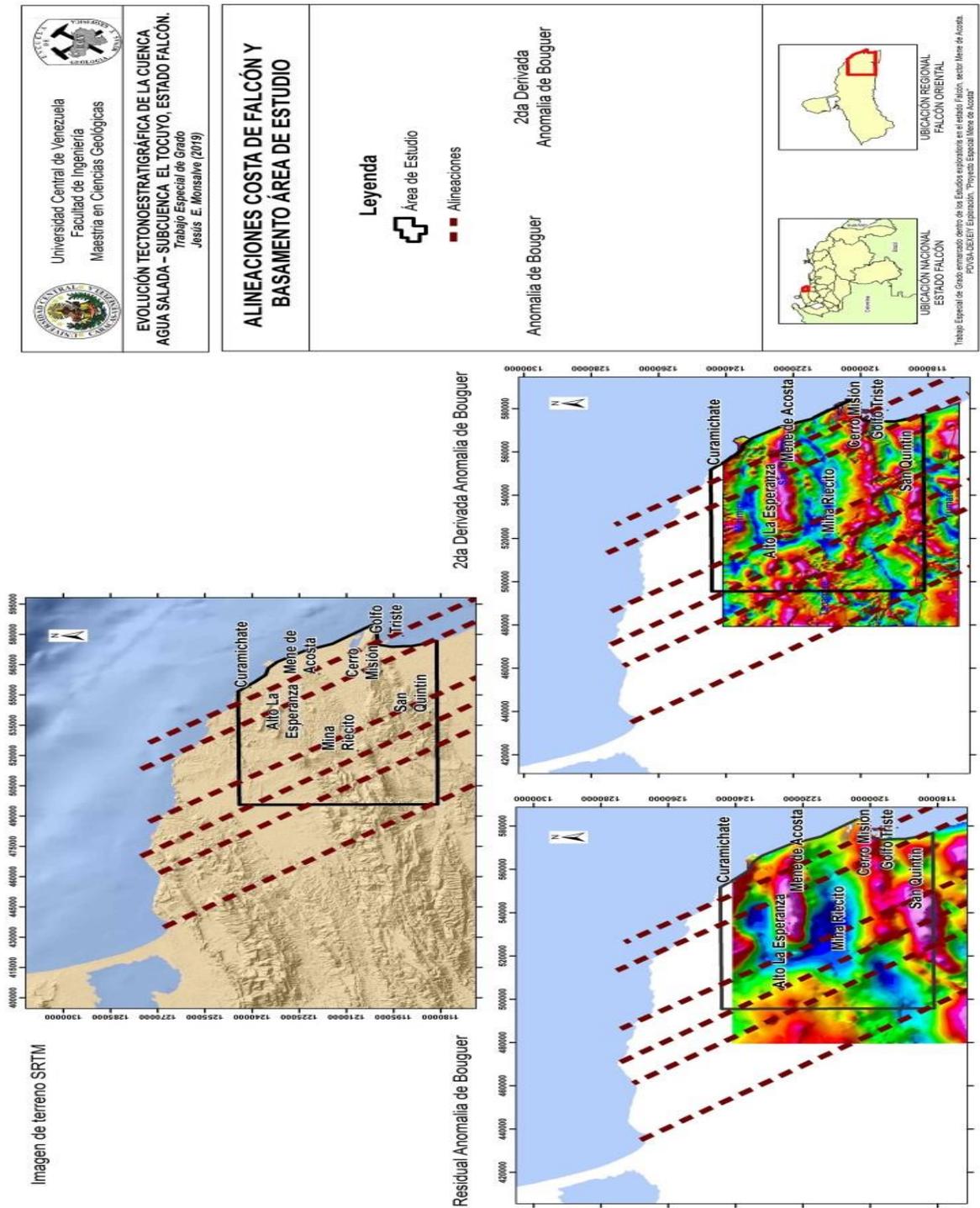


Figura 78. Comparación de imagen SRTM de superficie y mapas de Anomalia residual de Bouguer y segunda derivada, en el cual se observa directa relación entre las expresiones geomorfológicas de la costa de Falcón y las estructuras de basamento que corresponde al sistema de fallas de Falcón oriental.

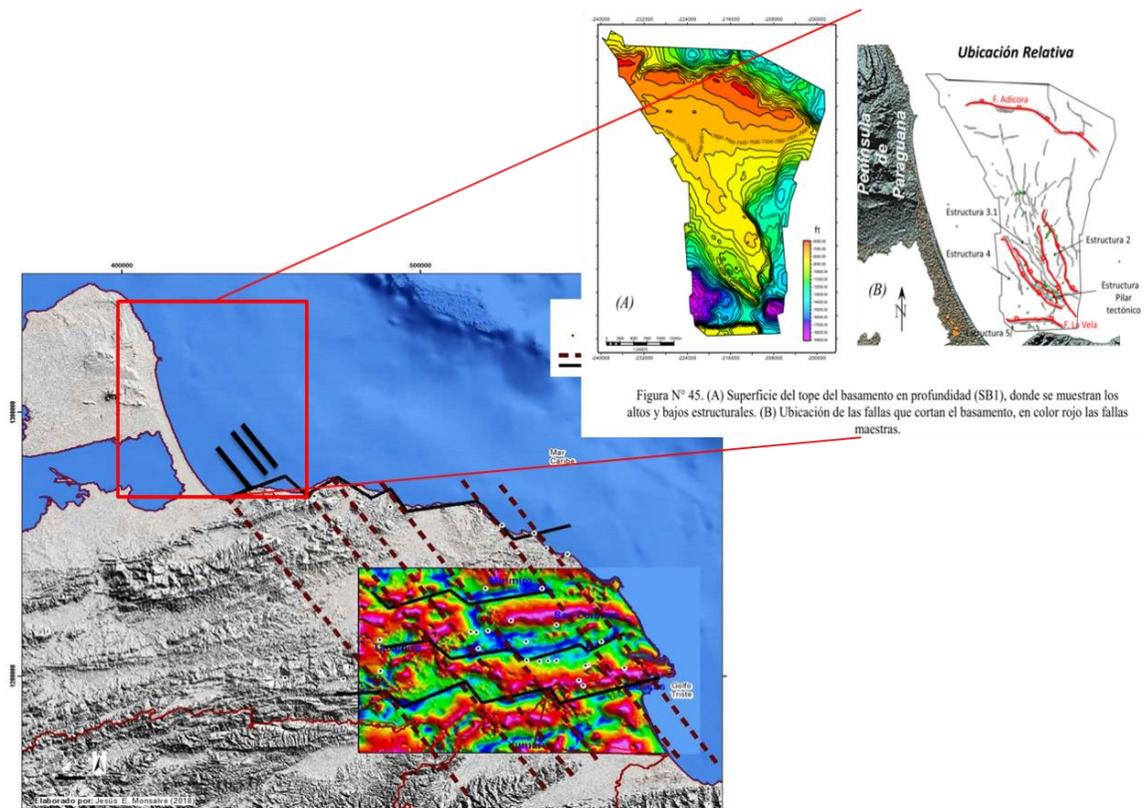


Figura 79. Evidencias de fallas de basamento las cuales puede extenderse desde Costa Afuera en La Vela hasta la zona de Golfo Triste en Falcón oriental, a partir de los análisis de la presente investigación y la comparación con el trabajo de rueda, E. (2016).

3) La Falla La Soledad, es cartografiada por Audemard, F. *et al* (2000) como una falla transcurrente dextral con componente normal, la define como una falla sintética con orientación NO-SE, enmarcada dentro del modelo de fallas transcurrente propuesto por Wilcox *et al.* (1973). Al utilizar esta falla como plano para retrotraer el movimiento dextral del bloque Falcón oriental, se puede apreciar que la estratigrafía de Falcón oriental y Central tienen una estrecha coincidencia en cuanto a las condiciones ambientales de depósito de las Formaciones.

Para el Oligoceno se generó un corredor marino profundo (neríticas externa) que comprenda las Formaciones: Pecaya, Agua Clara y Guacharaca, el cual estaría controlado por las fallas Eocenas Oligocenas asociadas a un régimen extensivo, además se correlacionan armónicamente las plataformas carbonáticas de Churuguara

y Agua Linda (nerítico interno) y el margen de cuenca estaría formado por la Formación Casupal (Figura 81). Es importante aclarar que este ejercicio se realizó de manera cualitativa sin cuantificar la posible tasa del movimiento y asumiendo que la Falla de La Soledad está conectada al sistema de Fallas Oca - Ancón.

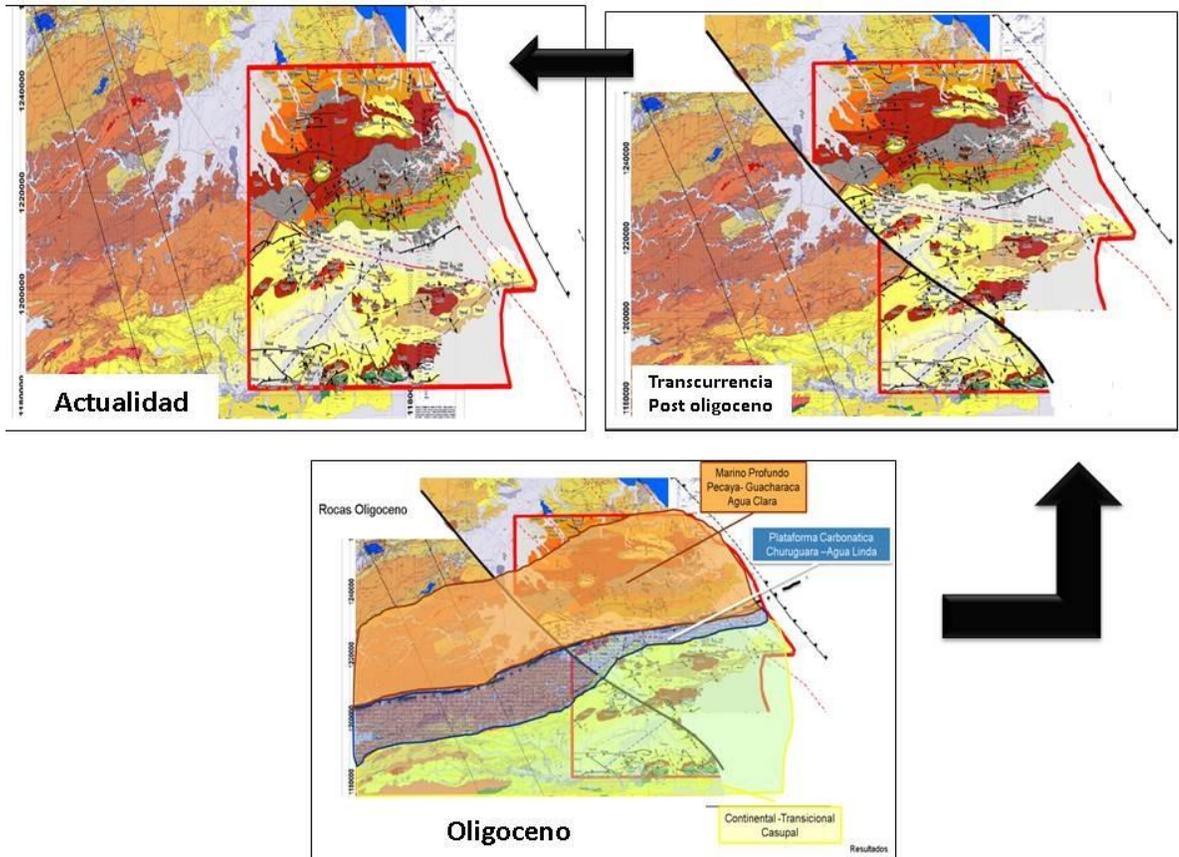


Figura 80. Reconstrucción de posible movimiento dextral de la Falla La Soledad, en el cual se muestra que la estratigrafía de Falcón Central y oriental tienen una alta correlación en cuanto a los ambientes de depositación de las Formaciones Oligocenas en Falcón central y Falcón oriental (Oligoceno: Formaciones Pecaya, Guacharaca y Agua Clara= Marino profundo y Casupal Transicional, Mioceno temprano Churuguara y Agua Linda = Plataforma carbonática).

La sedimentación del Mioceno medio- tardío está controlada por la transcurrencia antes descrita así como el levantamiento del Alto de Guacharacas-Esperanza, los sedimentos depositados en la subcuenca Hueque, como en la subcuenca El Tocuyo, están relacionados a condiciones ambientales marino

profundas (Fm. Pozón) y altos estructurales de condiciones marino someras (Fm Capadare) que permitieron el depósito de carbonatos que posteriormente quedaron expuestos y sometidos a erosión producto de cambios en el nivel del mar y levantamientos regionales asociados a Los Andes (Figura 82).

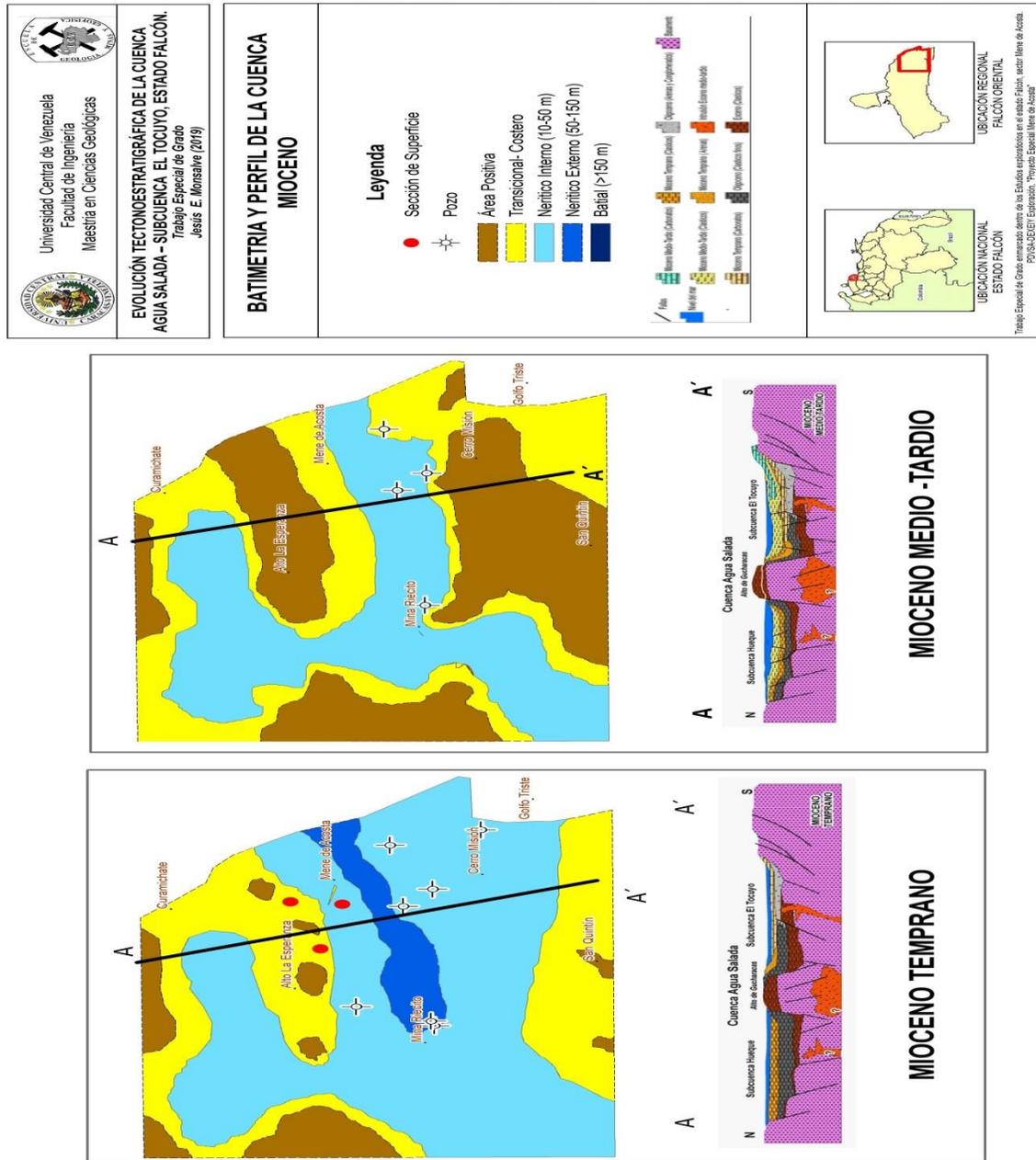


Figura 81. Modelo conceptual de Evolución de la Cuenca Agua Salada, para el Mioceno en el cual se desarrolló inversión de la cuenca, compresión y transcurrencia (transpresión y transtensión)

Transectos estructurales

Después de la elaboración del mapa geológico de superficie, análisis de las líneas sísmicas, gravimetría e integración de otros datos, se procedió a la construcción de cuatro transectos estructurales (T1, T2, T3 y T4), los cuales se consideran representativos en cuanto a la cantidad de datos que contienen, así como la ubicación respecto a la orientación de los esfuerzos (Figura 83). Es importante mencionar, que la parte central de los transectos 1,3 y 4, esta soportada en las interpretaciones estructurales y estratigráficas de líneas sísmicas, bioestratigráficas de los pozos, mientras que el resto de la sección es meramente interpretativa a partir del análisis geológico del mapa de superficie y de la interpretación de la geometría del basamento.

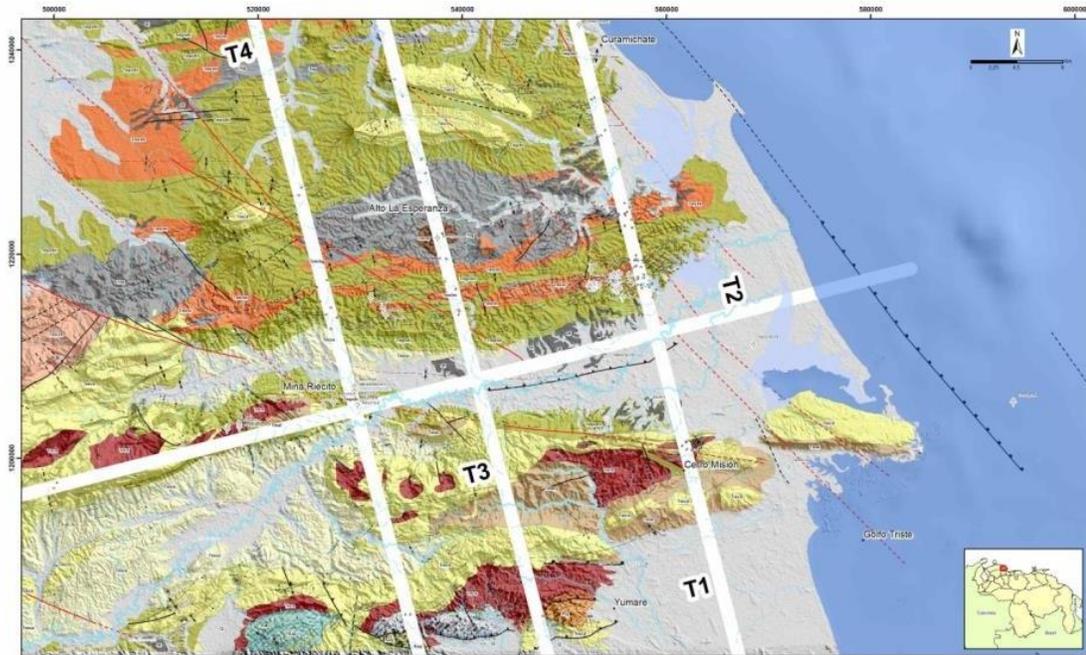


Figura 82. Transectos Estructurales en dirección NO - SE (T1, T3 y T4), y en dirección NE-SO (T2)

Se proyectó en ellos la información sísmica, la geología de superficie (rumbos, buzamientos, contactos formacionales y trazas de fallas), topes de los pozos MA-1,

MA-21, Silva-1X y León-1X reportados por Findlay (1985), registros de YAR-1S y TOC-1S, además topes de los pozos: Riecito 1, Riecito 2, Riecito 3, Riecito 4, Riecito 5 y Riecito 6, Pozón 1, Pozón 2 y Pozón 3, Esperanza, Curamichate. Así mismo el modelo de basamento y estimación de las profundidades de los pozos y las estructuras dominantes en la cuenca oriental de Falcón generado por INTEVEP (2018).

Los transectos estructurales muestran que la cuenca Agua Salada está formada por dos subcuencas, la de mayor extensión es la Subcuenca El Tocuyo (aprox 1800 Km²) ubicada entre los altos de Cerro Misión y Esperanza Guacharaca (zona central) y al norte la subcuenca Hueque (aprox 900 Km²) que parece limitada por una estructura en las inmediaciones de Curamichate, pero no queda claro si tiene mayor extensión al norte. Al sur del área de estudio se muestra la Cuenca de Casupal, que al igual que la Subcuenca Hueque no se sabe su extensión total, se presume que es una cuenca menos profunda que Agua Salada (Figuras 84 a 87).

Los transectos T1, T3 y T4 están orientados en dirección NO-SE, atravesando transversalmente el eje de las cuencas, la subcuenca el Tocuyo es la más profunda, le sigue la subcuenca Hueque y la de menor profundidad es la cuenca Casupal. Estructuralmente se interpreta que las estructuras de basamento controlan la geometría de la zona, al sur de la cuenca El Tocuyo ocurrió sedimentación clástica y carbonática de ambientes neríticos y transicionales (Formaciones Casupal, Agua Linda, Capadare).

El transecto T2 está orientado en dirección NE-SO, corta transversalmente la sub cuenca El Tocuyo, en la sección se interpretó un sistema de corrimientos al oeste de acuerdo a la revisión de datos de pozos y geología de superficie (INTEVEP 2018, Natera, 1957). Además el modelo de basamento da indicios de la existencia de un depocentro entre las zonas de Araurima y Mene de Acosta, así como un alto estructural asociado al Campo Mene de Acosta y se interpreta profundización hacia la zona del Golfo Triste, por el comportamiento reportado para los sistemas de fallas en superficie, así como el modelo gravimétrico de basamento. (Figura 85)

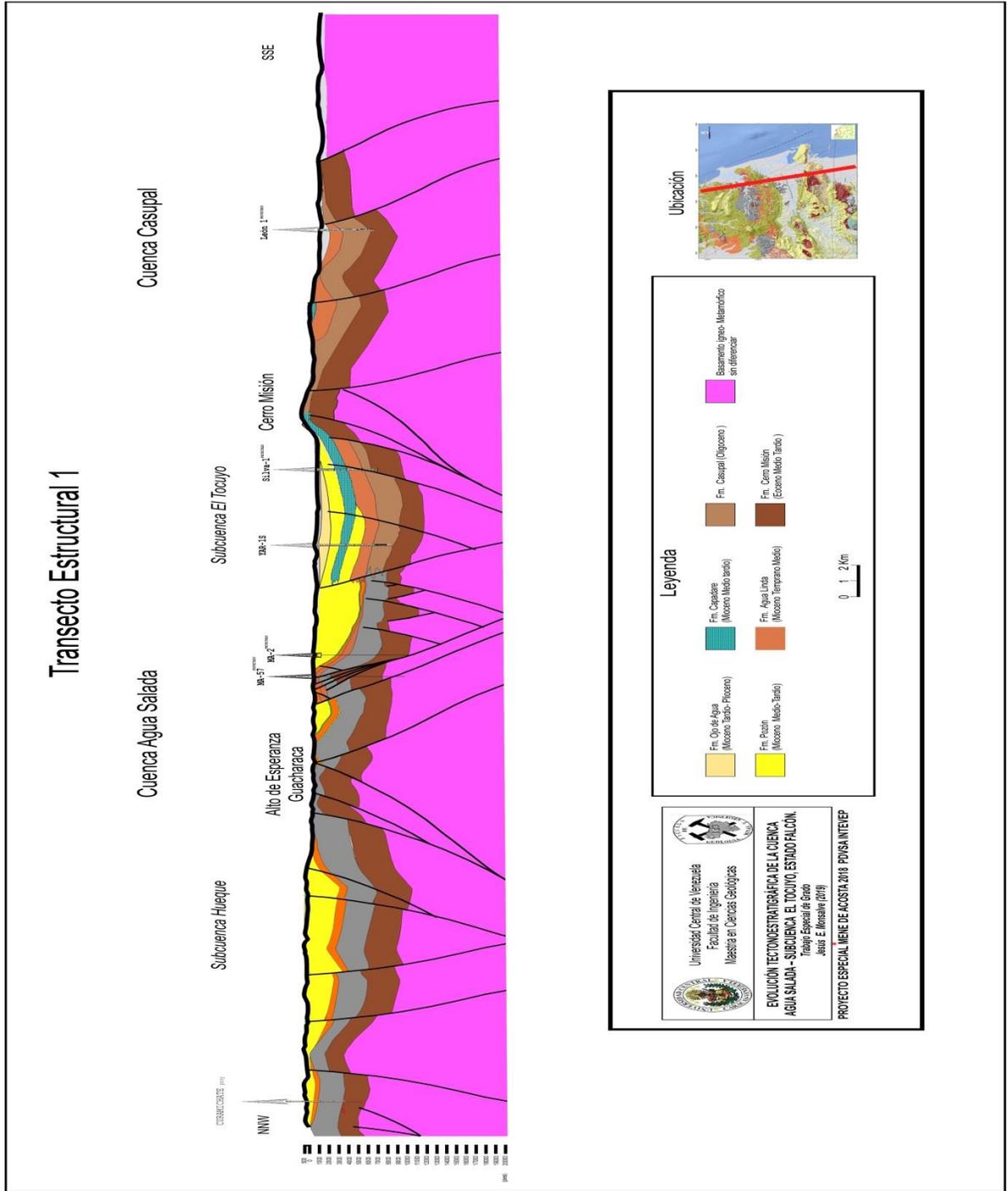


Figura 83. Transecto estructural 1 de la cuenca Agua Salada

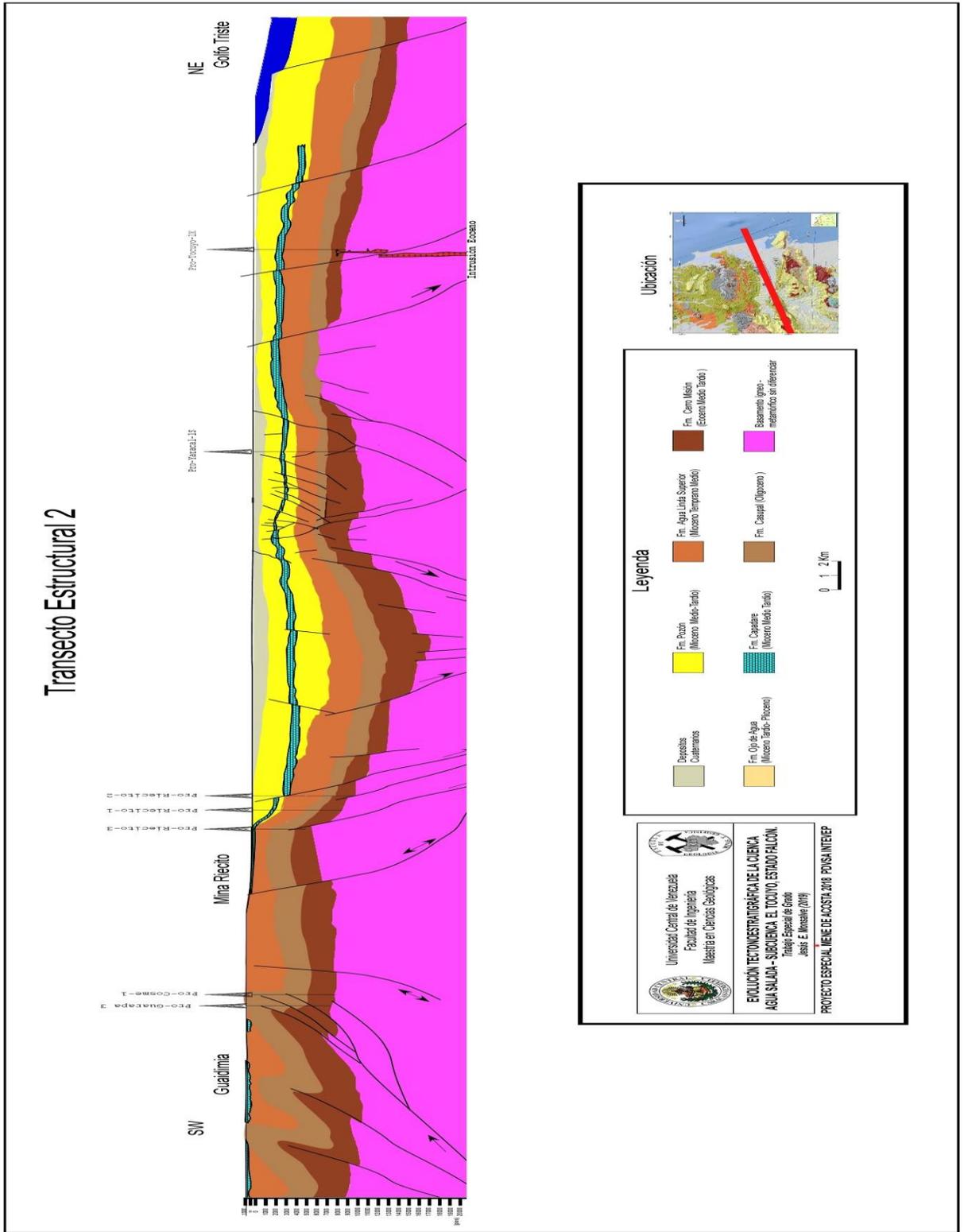


Figura 84. Transecto estructural 2 de la cuenca Agua Salada

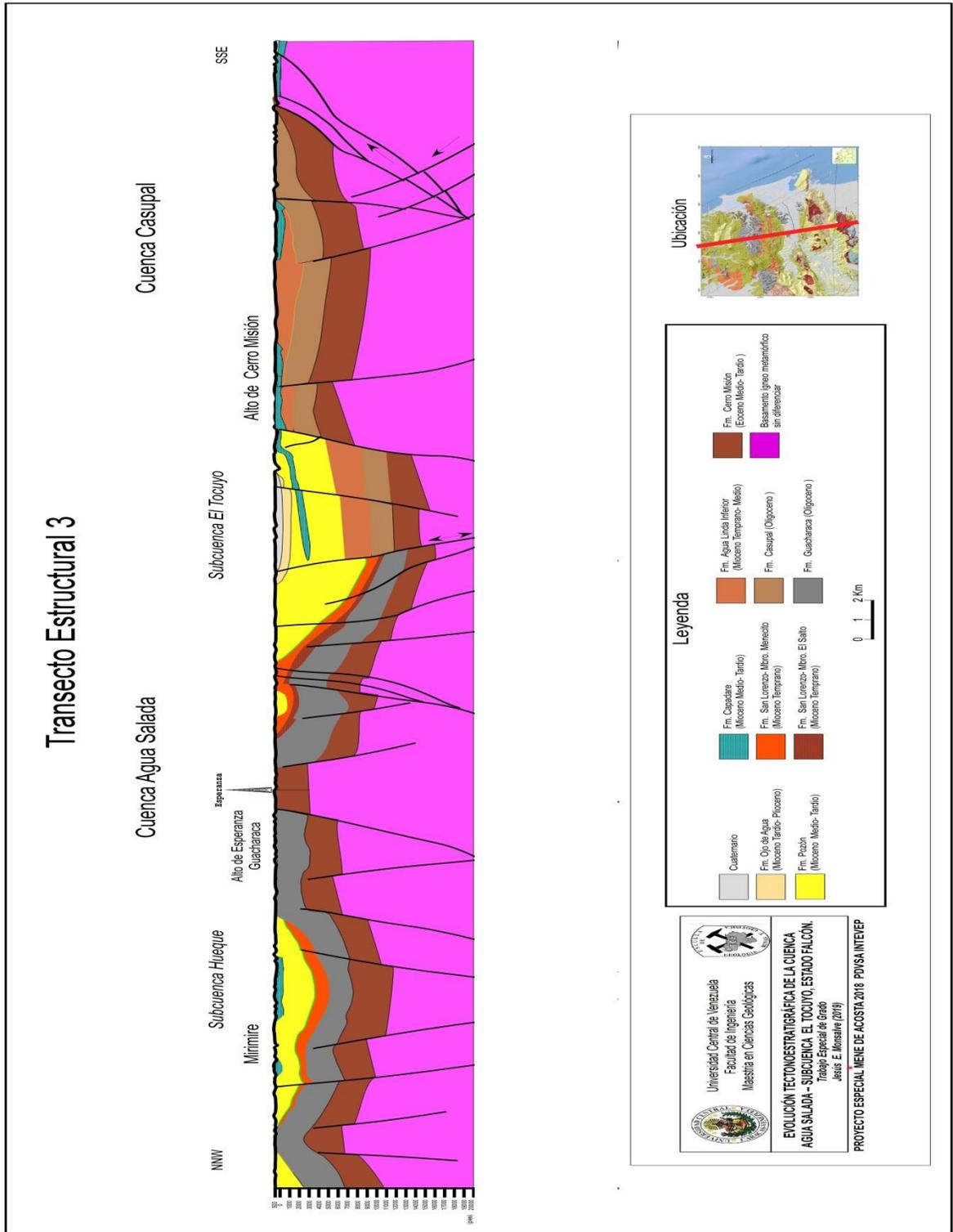


Figura 85. Transecto estructural 3 de la cuenca Agua Salada.

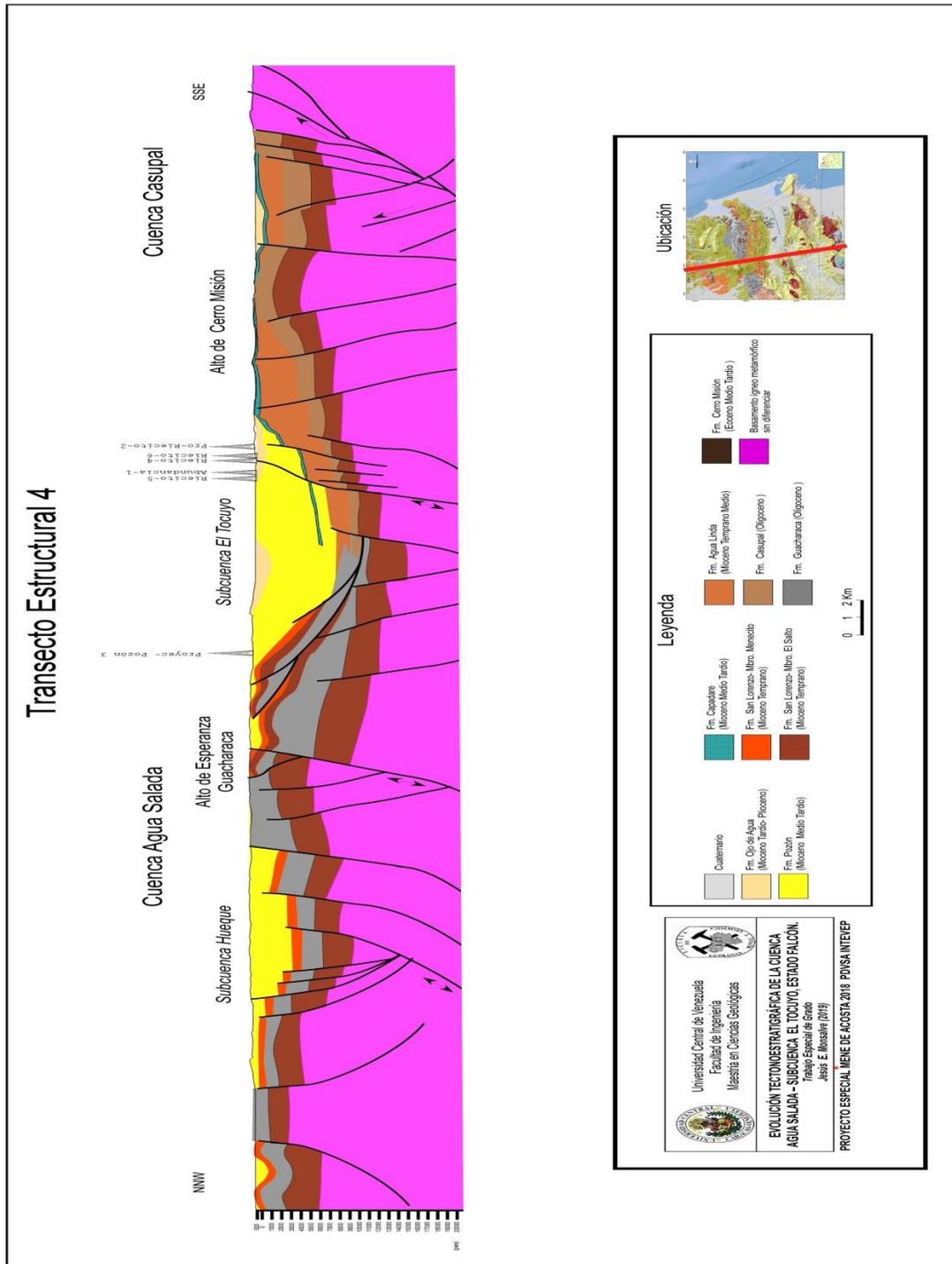


Figura 86. Transecto estructural 4 de la cuenca Agua Salada.

La interpretación evidencia que la sedimentación en la zona oriental de Falcón se encuentra influenciada por diversos episodios de variación en las condiciones tectónicas, pasando por fases distensivas, extensivas y transcurrentes, además los diversos ciclos eustáticos complican más el entendimiento de la evolución estratigráfica. Estructuralmente la zona sur del área de estudio está a unos 30 km de la falla de Boconó. A unos 6 Km de la falla Socoremo que es la sección E de la Falla Oca Ancón. Así como a unos 40 Km del tramo final de la Falla de San Sebastián en la zona Costa Afuera, que implica influencia simultanea de estos tres grandes sistemas de fallas, alta deformación y estructuras profundas que seguramente no han sido identificadas por la poca cobertura sísmica.

El modelo tectonoestratigráfico se puede resumir en la figura 88, en la cual se plasman las actualizaciones en la estratigrafía de Falcón oriental, su relación con Falcón central, así como los eventos tectónicos que ocurrieron a lo largo del tiempo geológico desde el emplazamiento del alóctono Caribe hasta la actualidad. Aunque es una aproximación de los eventos que controlan la generación de la cuenca oriental de Falcón (Agua Salada o Yaracuybare), aún quedan muchas incógnitas por resolver, aclarar aún más elementos estratigráficos en la zona ubicada al norte del Alto de Esperanza- Guacharacas, estudiar estructuras profundas con nueva cobertura sísmica, entender el sistema petrolífero que claramente está activo y ver la relación del oriente de Falcón con los tres grandes sistemas de fallas transcurrentes que actualmente controlan el margen norte de Venezuela

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

El análisis de líneas sísmicas permitió identificar fallas normales con poco desplazamiento vertical, que cortan las secuencias oligo- mioceno, así mismo la depresión asociada a la subcuenca del Tocuyo la cual está limitada entre los altos de Cerro Misión y Esperanza-Guacharaca, además estructuras relacionadas a inversión parcial de la cuenca en la cual están involucrados reflectores asociados al Mioceno temprano (Fm. San Lorenzo - Fm. Agua Linda), las estructuras son tipo Arpón y de atajo del bloque techo (footwall short cut).

La interpretación sismo-estratigráfica junto al amarre con los Pozos Yaracal (bioestratigrafía) y Silva (descripción del pozo), muestran que en la subcuenca el Tocuyo, separados entre sí por otras litologías, existen dos cuerpos rocosos de calizas, asociados a la formaciones Agua Linda/calizas de Riecito (Mioceno temprano) y Capadare (Mioceno medio-tardío). Estos reflectores al acercarse al borde de cuenca se superponen, dando la impresión de un solo cuerpo de calizas homogéneo y como lo reportan Pernía, S. y Tirado, K. (2011) en secciones de superficie son discordantes.

El análisis sismo-estratigráfico mostró adelgazamiento del miembro El Salto de la Formación San Lorenzo, es decir el depósito va desapareciendo más al sur en la depresión de la subcuenca El Tocuyo, lo que implica que su fuente de aporte está al norte y sustenta la hipótesis propuesta en este trabajo de exposición del Alto de Esperanza- Guacharaca a partir del Mioceno temprano- medio.

El mapa final representa 18 unidades litológicas, con edades desde Proterozoico hasta el Cuaternario, un área de 4832 km². El complejo Anortositico Yumare (Proterozoico), Complejo San Julián (Paleozoico), Serpentinita (Jurásico?-Cretácico?), Metagabro la Zurda (Cretácico?), Complejo San Quintín (Cretácico), Esquisto de Aroa (Cretácico) y las Formaciones La Luna? (Cretácico), Matatere III (Paleoceno-Eoceno medio) forman parte de napas alóctonas y depósitos previos a la generación de la cuenca oriental de Falcón.

La integración de información bioestratigráfica en las localidades de Cerro Misión, Yaracuybare y alto de Esperanza - Guacharaca, muestra la presencia de rocas de edad Eoceno medio tardío, con la presencia de *sphenolithus spiniger*, un fósil guía restringido al Eoceno medio (Lutetiano y Bartoniano). En los pozos Yaracal 1S, Riecito 1 los informes bioestratigráficos, destacan retrabajo de asociaciones fósiles del Cretácico (NK 7) y Eoceno (NP17-NP22) en rocas pertenecientes al Oligoceno-Mioceno, la interpretación es que el retrabajo está relacionado a pulsos tectónicos y/o cambios de fuentes de aporte de sedimentos.

Las intrusiones ígneas de tipo basálticas en la quebrada Yaracuybare y en la base del pozo Tocuyo 1S, son contemporáneas con rocas Eoceno medio-tardío de la Formación Cerro Misión, además existen reportes de pináculos volcánicos en el fondo marino y actividad ígnea no estudiada en pozos costa afuera, que eventualmente pueden estar relacionadas a las intrusiones eocenas y adelgazamiento cortical relacionado al origen de la cuenca oriental de Falcón (Agua Salada o Yaracuybare).

Existen diversos episodios de depositación de rocas carbonáticas durante el Eoceno (Fm. Cerro Misión en el pozo Tocuyo 1S y calizas Cerro Campana?), Mioceno temprano (Fm. Agua Linda), Mioceno medio (Calizas de Riecito) y Mioceno tardío (Fm. Capadare), los cuales por su litotipo han sido confundidas y generalizadas en la Formación Capadare principalmente, en base a esto se necesitan estudios detallados desde el punto de vista de geología de superficie, modelo sedimentológico y análisis bioestratigráfico que aclaren la génesis y edad de las rocas.

Las formaciones Cerro Misión (Eoceno medio- tardío), Guacharaca (Oligoceno) y Casupal (Oligoceno) se depositaron en un régimen extensivo, en rangos batimétricos neríticos y abisales. San Lorenzo y Agua Linda (Mioceno temprano) influenciadas por el inicio de la inversión de la cuenca y posiblemente la exposición del Alto de Esperanza- Guacharacas, con rangos batimétricos neríticos interno. Las Formaciones Pozón (Mioceno medio- tardío), Capadare (Mioceno medio- tardío), Ojo de Agua (Mioceno tardío- Plioceno) y depósitos recientes, están controlados por régimen compresivo y transcurrencia en rangos batimétricos nerítico interno y zonas continentales -transicionales.

La descripción del Miembro el Salto de Díaz de Gamero, M. (1985a) al norte del alto Esperanza- Guacharaca difiere en características ambientales y edades (turbiditas /Mioceno medio) a la sección tipo propuesta por Renz (1947) (costero- plataforma/ Mioceno temprano), se considera que la descripción litológica de Díaz de Gamero, M. (1985a) está más relacionada a las arenas de Solito? Curamichate? O incluso Bachacal del norte?, este aspecto debe ser aclarado ya que da la impresión que se están usando nombres diferentes para referirse al mismo cuerpo rocoso de edad Mioceno medio.

Se considera que la propuesta estratigráfica de Díaz de Gamero, M. (1985a), de Formación Agua Salada en la subcuenca Hueque, complica aún más la estratigrafía, ya que no señala afloramientos de referencia, secciones tipo o cartografía que puedan avalar su validez, por lo que se considera invalidar el termino y mantener la nomenclatura de grupo Agua Salada sin diferenciar (Formaciones Guacharaca, San Lorenzo y Pozón) para la subcuenca Hueque (al norte del alto de Esperanza- Guacharaca). Otros autores demuestran que a través de análisis bioestratigráficos es posible diferenciar las edades de las unidades y relacionarlas a la estratigrafía definida para la subcuenca El Tocuyo.

Los resultados de este trabajo, soportan el modelo de evolución polifásico de la Cuenca oriental de Falcón, resaltando los episodios de extensión (Eoceno Oligoceno),

inversión parcial (Mioceno temprano- medio) y transcurrencia (Mioceno medio- actualidad), con estructuras que cortan parte del basamento (*think sikned*).

El modelo de generación de la Cuenca Agua Salada, propuesto en este trabajo, plantea que se formó como una cuenca asociada al periodo de extensión, específicamente en el Eoceno medio, afectada por intrusiones volcánicas contemporáneas a su génesis, estos episodios son más antiguo que reportado en la cuenca central de Falcón. La división de la Cuenca Agua Salada (subcuencas Hueque y El Tocuyo) fue producto de la exposición del Alto de Esperanza – Guacharaca durante el Mioceno temprano, en un contexto de tectónica de inversión.

Existe concordancia entre los controles estructurales en superficie y el modelo de basamento de INTEVEP (2018), en el cual se observan los sistemas de fallas transcurrentes destrales del oriente de Falcón (Mioceno medio – Cuaternario) afectando parte del basamento, dividiendo en varios segmentos las cuencas Casupal, y Agua Salada, es decir cortan y posiblemente rotan parte las depresiones originales generadas durante episodios extensivos del Eoceno y Oligoceno.

Las evidencias de menes y pozos productores muestran de manera inequívoca la presencia de un sistema petrolífero activo, el cual en 100 años de historia exploratoria en el área aún no se entiende. Al analizar los controles estructurales en superficie y la geometría del basamento de la subcuenca El Tocuyo hay una relación directa de estructuras que pueden ser trampas, rutas de migración, menes y la carga de los pozos del Campo Mene de Acosta, Riecito y Pozón.

En base al modelo de basamento se estima que el área actual de la subcuenca El Tocuyo es de aproximadamente 1800 Km² y aunque el límite de la subcuenca Hueque no está totalmente definido el área estimada con la información de este trabajo arroja un área no menor de 900 Km²

RECOMENDACIONES

- Desarrollar campañas de adquisición de datos gravimétricos en la Cuenca Central de Falcón, cuenca Casupal y en la Subcuenca Hueque con el fin de generar un modelo detallado del basamento a partir de las anomalías de Bouguer, que permitan realizar una comparación entre las diversas estructuras de basamentos presentes en toda la zona y entender las relaciones de manera integral y no aisladas.
- Estudiar el miembro El Salto en el valle del río Araurima para determinar, si pertenece a las facies glauconítica o de arenas líticas identificadas en las inmediaciones del campo Mene de Acosta, ya que es considerada la roca reservorio de la cuenca y es importante conocer sus variaciones.
- Caracterizar de manera integral las facies carbonáticas en la cuenca de las Formaciones Churuguara, Agua Linda y Casupal, así como determinar la presencia o no de las Calizas de Cerro Campana (Eoceno).
- Determinar o no la existencia de facies arenosas del Mioceno Medio-Tardío entre las zonas de Jacura y Mirimire y al norte de Curamichate, que puedan estar relacionadas con la descripción efectuada por Díaz de Gamero, M. (1985a) para la Formación Agua Salada o arenas Solito? Curamichate? , ya que de existir pueden convertirse en otro potencial almacén de hidrocarburos.
- Elaborar modelos sedimentológicos que permita entender el ambiente de depositación del Miembro El Salto y sus distintas facies.
- Evaluar el sistema petrolífero en la subcuenca El Tocuyo y Hueque, a través de un modelo Geoquímico de la cuenca, que permita identificar la relación con los mapas evolutivos propuestos en este trabajo.

REFERENCIAS

Audemard, F., Singer, A., Rodríguez, J. y Beltrán, C. (1994). *Definición de la traza activa de la Falla Oca – Ancón, Noroccidente de Venezuela*. VII Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas: Venezuela.

Audemard, F. (1993). *Néotectonique, Sismotectonique et aléa Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de Failles d'Oca-Ancón)*. Univ. Montpellier II, Francia. Tesis Doctoral. Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40(2009): 76 + 355 p. en DVD, 2011.

Audemard, F. (1995) *La Cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica*. IX Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas: Venezuela.

Audemard, F. (1997) *Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental*. VIII. Memorias del Congreso Geológico Venezolano, tomo 1, pp. 93-100. Caracas: Venezuela.

Audemard, F. (2001). *Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela*. Journal of Structural Geology 23, pp. 431-453

Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Dart, R. and Haller, K. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions*. International Lithosphere Program, Major Active Faults of the World. U.S. Geological Survey

Audemard, F. (2009). *Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean Plate boundary*. From: James, K. H., Lorente, M. A. & Pindell, J. L. (eds) The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328, 569–586.

Audemard, F. (2014) *Active Block Tectonics In And Around The Caribbean*. Editorial innovación tecnologica. Facultad de Ingenieria Universidad Central de Venezuela / Funvisis Proyecto GEODINOS

Baquero, M., Grande S., Urbani F., Mendi, D., Cordani U., Sato, K. y Díaz De Souza, M. (2011). *Confirmación de la existencia de rocas de alto - grado metamórfico de*

edad grenvilliana en el NO de Venezuela: basada en dataciones U-Pb en zircón por la-icp-ms. IV Convención Cubana de Ciencias de La Tierra. Geociencias 2011.

Baquero, M. (2015). *Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela, basado en nuevos datos de Geocronología, geoquímica e isotópicos*. Tesis Doctoral, Universidad Central de Venezuela. Caracas: Venezuela.

Baquero, M., Silva, M., Varela, D., Bastos, P., Romero, F., Torres, A., Itriago, A., Daza, J., Boesi, T., y Benavides, J. (2010). *Proyecto de Generación de Oportunidades (PGO) Falcón oriental Tierra*. Gerencia de Proyectos Exploratorios y Delineación, PDVSA. (Inédito).

Baquero, M., Grande S., Urbani F., Cordani U., Hall C., and Armstrong, R.(2015), *New Evidence for Putumayo crust in the basement of the Falcon Basin and Guajira Peninsula, Northwestern Venezuela*.in C. Bartolini and P. Mann, eds., *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir 108*, pp. 103–136. EEUU.

Baquero, M., Grande S., Urbani F., Fournie H. y Mendi, D.(2011), *Notas sobre nuevas edades Ar- AR de muestras de basaltos y pegmatitas de los estados Falcón y Yaracuy* .Boletin Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales Vol LXXI, N° 4, Octubre-Diciembre 2011: 31-45.

Bellizzia A. & D. Rodríguez. G. (1968). *Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo*. Bol. Geol., MMH, Caracas, 9(18): pp. 515-563. Caracas: Venezuela.

Bezada, M., Schmitz, M. , Jácome, M., Rodríguez, J. , Audemard, F., Izarra, C. and BOLIVAR Active Seismic Working Group (2008).*Crustal structure in the Falcon Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence*. Journal of Geodynamics 45, pp. 191–200

Blow, W. (1959). *Age, Correlation and Biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón Formation, eastern Falcón, Venezuela*. Bulletins of American Paleontology, Vol 39, Num. 78, pp. 67-234. EEUU.

Boesi, T. & Goddard, D. 1991. *A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela*. En: BIDDLE K.T. (Ed), *Active Margin Basins*. AAPG, Memoir, 52: pp. 303-319. EEUU.

Bolli, H., Beckmann, J. & Saunders, J. (1994).*Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region*. Cambridge University pp. 277-304. England.

Butenko, J., Barbot, J. y Daza, J. (1981). *Singularidades Geológicas Exploradas con el Minisubmarino Calypso en Venezuela*. Revista Técnica de Intevep, Vol 1, pp. 27-35. Los Teques: Venezuela.

Chaplet M. (2010). *Contribución al análisis geológico de Falcón oriental, Venezuela. Estudio por sensores remotos y campo*. Informe Pesica Estudios para PDVSA, PGO Falcón oriental, 63 p., 53 fig., 1 mapa, 2 cortes.

Creole Petroleum Corporation (1962). *Mapa de Geología de Superficie, Hoja C-6*. Escalas 1:50.000, 1:100.000.

Cooper, M. and Williams G. (1989). *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publ. 44, pp. 309-334. England.

Díaz de Gamero, M. (1985a). *Estratigrafía de Falcón Nororiental .VI Congreso Geológico Venezolano*. Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, pp. 454-502

Díaz de Gamero, M. (1985b). *Micropaleontología de la Formación Agua Salada. Falcón Nororiental .VI Congreso Geológico Venezolano*. Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, pp.384-453. Caracas: Venezuela.

Dunbar, C.D., y Rodgers, J. (1962). *Principios de Estratigrafía*. Editora Continental. 3ra. Ed. México.

Escandón, L. y Arévalo F. (2009). *Revisión de posibilidades de Oportunidades Exploratorias en el Campo Mene de Acosta*. Gerencia de Proyectos de Operaciones Exploratorias Occidente. Informe Interno de Petróleos de Venezuela

Escalona, A. & Mann, P. (2010). *Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone*. Marine and Petroleum Geology, Num. 28, pp. 8-39

Findlay A. (1985). *La Prospectividad de Falcón oriental*. Gerencia general de geología, gerencia de exploración, departamento de Geología. Corpoven, Petróleos de Venezuela.

Ghosh, S., Pesteman, P., Meléndez, L., Truskowski, I y Zambrano, E., (1997). *Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela Noroccidental*. VIII Cong. Geol. Venezolano, SVG, T I, pp. 317-329.

Giunta, G. & Orioli, S. (2011). *The Caribbean Plate Evolution: Trying to Resolve a Very Complicated Tectonic Puzzle*. New Frontiers in Tectonic Research-General

Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs, Edited by Evgenii V. Sharkov, Publisher: InTech, Chapters, DOI: 10.5772/753 Cap. 10, pp. 221- 248

Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., the Bolívar Group (2007). *Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist (AAPG), Vol. 91, pp. 653–684. EEUU.

Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M. & Ogg G. (2012). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier B.V, Cap 28-29, Paleogene-Neogene, pp. 855-978.

Grande, S. y Urbani, F. (2009). *Presence of high-grade rocks in NO Venezuela of possible Grenvillian affinity*. From: James, K. Lorente, M. Pindell, J. (Eds). The Origen and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328: pp. 533-548.

Grande, S. (2012a). *Modelos evolutivos de la Cuenca de Falcón*. Revista Geos 42. IV Simposio Venezolano de Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Universidad Central de Venezuela. Caracas: Venezuela, pp. 52-55.

Grande, S. (2012b). *Terreno Falconia: Bloque alóctono Neoproterozoico en el NO de Suramérica*. Revista Geos 42. IV Simposio Venezolano de Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Universidad Central de Venezuela. Caracas: Venezuela, pp. 56-60.

Grande, S. (2013). *Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas, inédito.

Grande, S. (2018). *Petrografía: núcleos pozo TOC-1S y diques de Yaracuybare*. Informe personal, Universidad Central de Venezuela, pp. 1-26 . Caracas: Venezuela.

González de Juana, C., Iturrilde, J. y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomo I y II. Caracas, Ediciones Foninves.

INTEVEP (1989). *Reprocesamiento e Inversión de las líneas TU-78, del área de Tucacas, Edo. Falcón*. Informe Técnico Epct89-00018. Los Teques: Venezuela

INTEVEP (2018). *Proyecto Especial Mene de Acosta: Estudios Geológicos, Geofísicos y Geoquímicos, Edo. Falcón*. Informe Técnico interno. Los Teques: Venezuela

Instituto Nacional de Estadística (2014). *XIV Censo nacional de Población y Vivienda. Resultados por Entidad Federal y Municipio del Estado Falcón*. Gerencia General de Estadísticas Demográficas. Gerencia de Censo de Población y Vivienda

Kugler, H. (1949) *Geological conclusions from results of wells Pozón 3 and Abundancia I*. North Venezuelan Petroleum (NVP), reporte. 106, Caracas: Venezuela

Léxico Estratigráfico de Venezuela. (L.E.V.) (1956) Ministerio de Energía y Minas Dirección General Sectorial de Servigeomin, Dirección de Geología, Boletín de Geología, Publicación Especial No. 1, Tomos I y II. Caracas: Venezuela.

Léxico Estratigráfico de Venezuela. (L.E.V.) (1970) Ministerio de Energía y Minas. Dirección General Sectorial de Servigeomin, Dirección de Geología, Boletín de Geología, Publicación Especial No. 4, Tomos I, Caracas: Venezuela.

Léxico Estratigráfico de Venezuela. (L.E.V.) (1997) Ministerio de Energía y Minas. Dirección General Sectorial de Servigeomin, Dirección de Geología, Boletín de Geología, Publicación Especial No. 12, Tomos I y II, Caracas: Venezuela.

Linares, F. (2013). *Generación del Mapa de Basamento de la Cuenca de Falcón, a Partir de Datos Gravimétricos y Magnéticos Satelitales*. Trabajo de Grado. Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas: Venezuela

Llorente, M. (1978). *Caliza de Capadare y su Relaciones con la cuenca de Agua Salada, Edo. Falcón*. Trabajo de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas: Venezuela.

López, M. (1978). *Manual de Fotogeología*. 2da Ed. Junta de Energía Nuclear. España.

Lozano, F. & Mussari, A. (2007) *Geología de los Macizos Ígneo-Metamórficos del norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas: Venezuela.

Macellari, C. (1995). *Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia*. TANKARD A.J., S.R. SUÁREZ & H.J. WELSINK (Eds), Petroleum basins of South America. AAPG, Memoir, 62: pp.757-780. EEUU.

Maraven (1981). *Falcón oriental, Proposición del pozo exploratorio León 2X*. Informe interno PDVSA N° EPC 6614. Venezuela.

Margotta, J. (2010) *Análisis Tectonoestratigráfico del Área del Caribe Central, Costa Afuera Venezuela*. Trabajo de Grado. Maestría en Ciencias de La Tierra. Universidad Simón Bolívar. Caracas: Venezuela

Méndez, J. (1969). 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 sub-cuenca de Falcón. Boletín Informativo, Vol. 10 No. 4, April 1967, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo (AVGMP) and Datapages, Inc., 2014, pp. 111-118

Mendi D., Camposano L., Urbani F. & Baquero M. (2005) Petrografía de Rocas del Basamento del Norte del Estado Falcón. I Jornadas de Geología de Rocas Ígneas y Metamórficas. Revista Geos 38. Diciembre 2005.

Mendoza, V., 2005. Geología de Venezuela, Tomo II rocas Sedimentarias: Cretácico, Terciario y reciente sedimentario. Universidad de Oriente. Venezuela

Meschede, M. & Frisch W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics Vol. 296, p. 269-291.
Mendi D., Camposano L., Baquero M., (2005). Petrografía de rocas del basamento de la ensenada de La Vela. GEOS (UCV, Caracas) 38: pp. 32-33.

Morillo, Z (2009). *Actualización de la cartografía geológica de la zona oriental de Falcón, al sur del alto de Esperanza-Guacharaca*. Trabajo de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas: Venezuela.

Muessing, K. (1984) *Structure and Cenozoic Tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and Adjacent Areas*. Geological Society of America Memoir 62, pp 217-230. EEUU.

Natera, B. (1957), *Geology of the lower Río Tocuyo Basin. Surface geological report no. 4330. pp.11-42*. North Petroleum Corporation.

National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2000). *Misión Topográfica Shuttle Radar (SRTM)* transbordador espacial Endeavour, espaciada a 30 metros. Disponible en: <https://eros.usgs.gov/science>.

Oldow, S. Bally, A. y Avé Lallemant, H. (1990). *Transpression, orogenic float, and lithospheric balance*. Geological Society of America. Geology, Vol. 18, pp. 991-994. EEUU.

Ogg, J. G., Ogg, G. M., & Gradstein, F. M. (2016). *Paleogene-Quaternary: A Concise Geologic Time Scale*. Cap. 14-16, pp 187–226. Elsevier B.V.

Pernía, S. y Tirado, K. (2011), *Caracterización geológica y análisis sedimentológico de la Formación Capadare en las regiones de Macuere, estado Lara y Riecito, estado Falcón*. Trabajo de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas: Venezuela.

Pindell, J. y Kennan, L. (2009). *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update*. Tectonic Analysis Geological Society of London, Special Publication, pp. 1-60

Porras, L. (2000). *Evolución Tectónica y Estilos Estructurales de la Región Costa Afuera de las Cuencas Falcón y Bonaire*. PDVSA, Caracas. VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, pp.279-292 .

Renz, H. (1948). *Stratigraphy and Fauna of the Agua Salada Group, State Falcón Venezuela*. The geological Society of America. Memoir 32, pp 1-219. EEUU.

Rueda, E. (2016). *Interpretación Estratigráfica Secuencial de la Sucesión Sedimentaria Oligo-Mioceno en la Ensenada de la Vela, sector Nororiental de la Cuenca de Falcón*. Tesis de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela.

Senn, A. (1940). *Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean Caribbean region*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist (AAPG), vol 24 No. 09, pp. 1548-1610 . EEUU.

Silva, A. (2015). *Adquisición y Procesamiento de Datos Gravimétricos en la Región Noroccidental de Venezuela*. Tesis de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas: Venezuela.

Smith, F. (1962). *Cuadro de Correlación de las unidades estratigráficas en Venezuela y Trinidad*. Primer Congreso Geológico Venezolano de Petróleo. Información compilada de Shell de Venezuela, Mene Grande oil Company, Mobil oil Company de Venezuela, Creole Petroleum Corporation, Ministerio de Minas e Hidrocarburos y Richmand Exploration Company

Sztrákos, K. y Bastos, P. (2008). *Litoestratigrafía y Bioestratigrafía del área Nororiental del estado Falcón*. Informe PDVSA. Los Teques: Venezuela.

Suter, H. (1947). *El Mene de Acosta Field, Falcón Venezuela*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist (AAPG), Vol 21, No12, pp 2193-2206. EEUU.

Toribio, E. (2012). *Modelado estructural y retrodeformación en la cuenca oriental de Falcón costa afuera*. Trabajo de Grado. Maestría en Ciencias de La Tierra. Universidad Simón Bolívar. Caracas: Venezuela.

Truskowski, I. (1976). *Estudio micropaleontológico de la Formación pozón, de edad Oligo-Mioceno, Distrito Zamora, Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado. Esc de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela, Caracas: Venezuela.

Utrera O., Chaplet M., Creole P.C. (2009) – *Mapa geológico de superficie de Falcón oriental, Venezuela. Interpretación por sensores remotos y campo*. Escala 1: 50.000. PESICA ESTUDIOS y PDVSA, PGO Falcón oriental, actualización de la geología de superficie. En Chaplet M. (2010) - Contribución al análisis geológico de Falcón oriental, Venezuela. Estudio por sensores remotos y campo. *Informe Pesica Estudios para PDVSA, PGO Falcón oriental*, 63 p., 53 fig., 1 mapa, 2 cortes.

Urbani, F., Camposano, L., Mendi, D., Martínez, A. y González, A. (2008). *Consideraciones geológicas y geoquímicas de la zona de Yumare, estados Falcón y Yaracuy, Venezuela*. Boletín Academia de ciencias físicas, matemáticas y naturales. Vol. LXVIII, N° 2, pp. 9-30

Urbani F. (2014). *Geología de la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy*. Ediciones electrónicas Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Caracas. http://www.acading.org.ve/info/comunicacion/criterio_opinion/sillon_XXVI/Urbani-2014-norte-LaraYaracuy-v2.pdf va acompañado de un Atlas Geológico de la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy, con mapas a escala 1:25.000 y 1:100.000 disponibles en http://www.acading.org.ve/info/comunicacion/criterio_opinion/sillon_XXVI/Atlas-La-Ya-490Mb/ Caracas: Venezuela.

Urbani F., S. Grande, A. Gómez, D. Mendi, W. Reátegui & M. Baquero. (2015). *Descripción estratigráfica actualizada de algunas unidades geológicas de la región comprendida entre Carora y Cabo Codera, Venezuela*. Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra, 47: 1-19. Caracas: Venezuela

Urbani, F., Grande, S., Baquero, M., Fournier, H., Mendi D., Camposano, L. Aleman, A. & Barito, I. (2012). *Los Diques de basalto de la quebrada Yaracuybare, municipio Silva, estado Falcón*. IV Simposio Venezolano de Geociencias de las rocas ígneas y metamórficas. Revista Geos, Numero 42, Universidad Central de Venezuela. Caracas: Venezuela

Vail, R., Mitchum, J., y Sangree, P. 1977. *Seismic Stratigraphy applications to Hydrocarbon exploration*. American Association of petroleum Geologists, memoir 26: 117-134, Tulsa, EEUU.

Vanegas, J. Soto, G. Gómez, M. Alfonso, S. y Cabrera D. (2017). *Resumen bioestratigráficos preliminar del pozo TOC-1S*. Informe interno PDVSA-INTEVEP. Los Teques: Venezuela

Veeken, P. (2007). *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation*. Seismic Exploration. Elsevier Ltd. Amsterdam, Volume 37. 523pp.

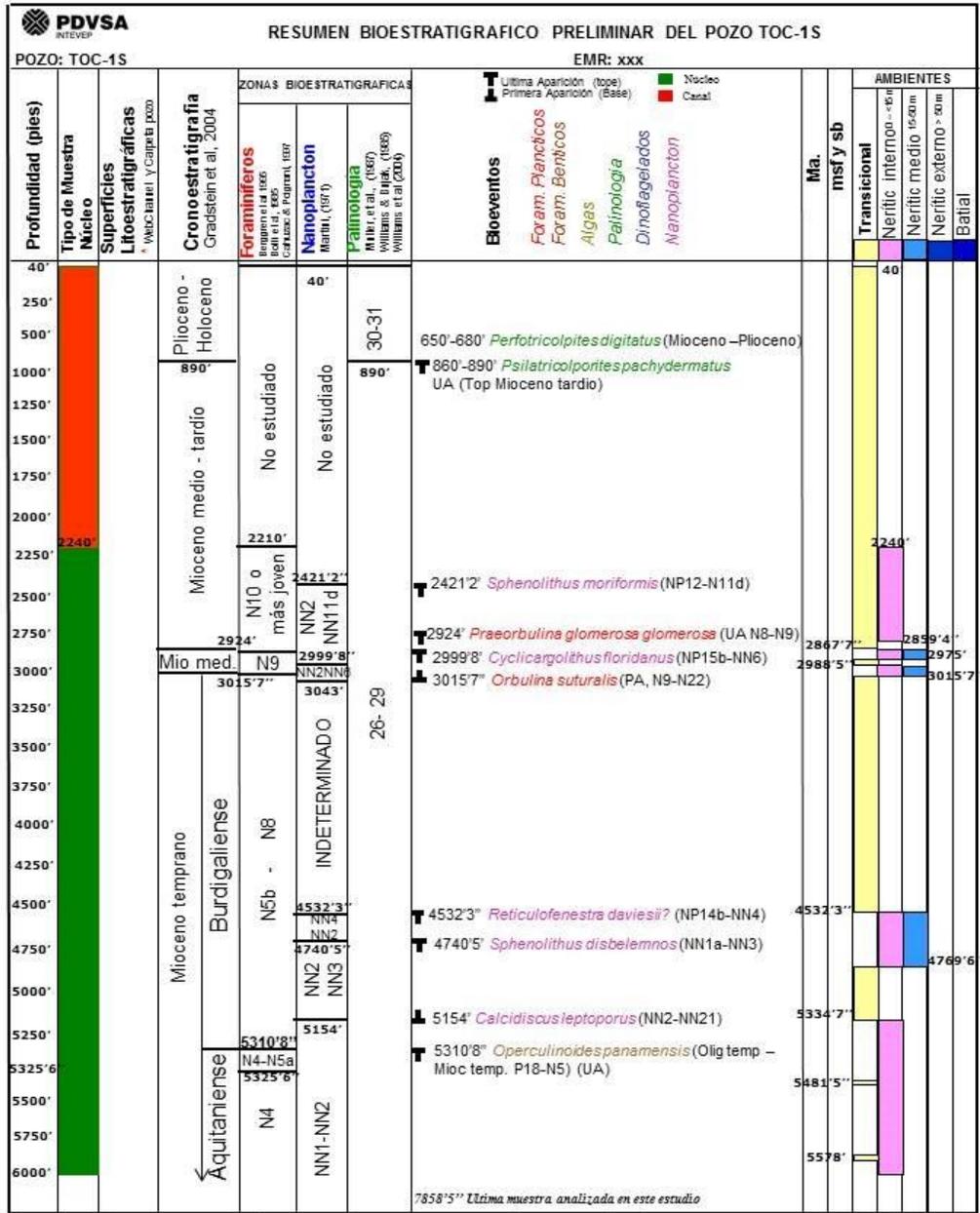
Wheeler, C, (1960). *Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón occidental y Nororiental*. III Congreso Geológico Venezolano, Mem., I, 407-465.

Wheeler, C. (1963). *Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin, Venezuela*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist (AAPG), Vol 47, No. 1, pp. 35-68. EEUU.

Wilcox, R., Harding, T., Seely, D., (1973). *Basic wrench tectonics*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists(AAPG), vol 57, pp. 74–96. EEUU.

ANEXOS

Anexo 1. Datos bioestratigráficos de Pozos y secciones de superficie
 Estudio bioestratigráficos y petrográfico del pozo Tocuyo 1S

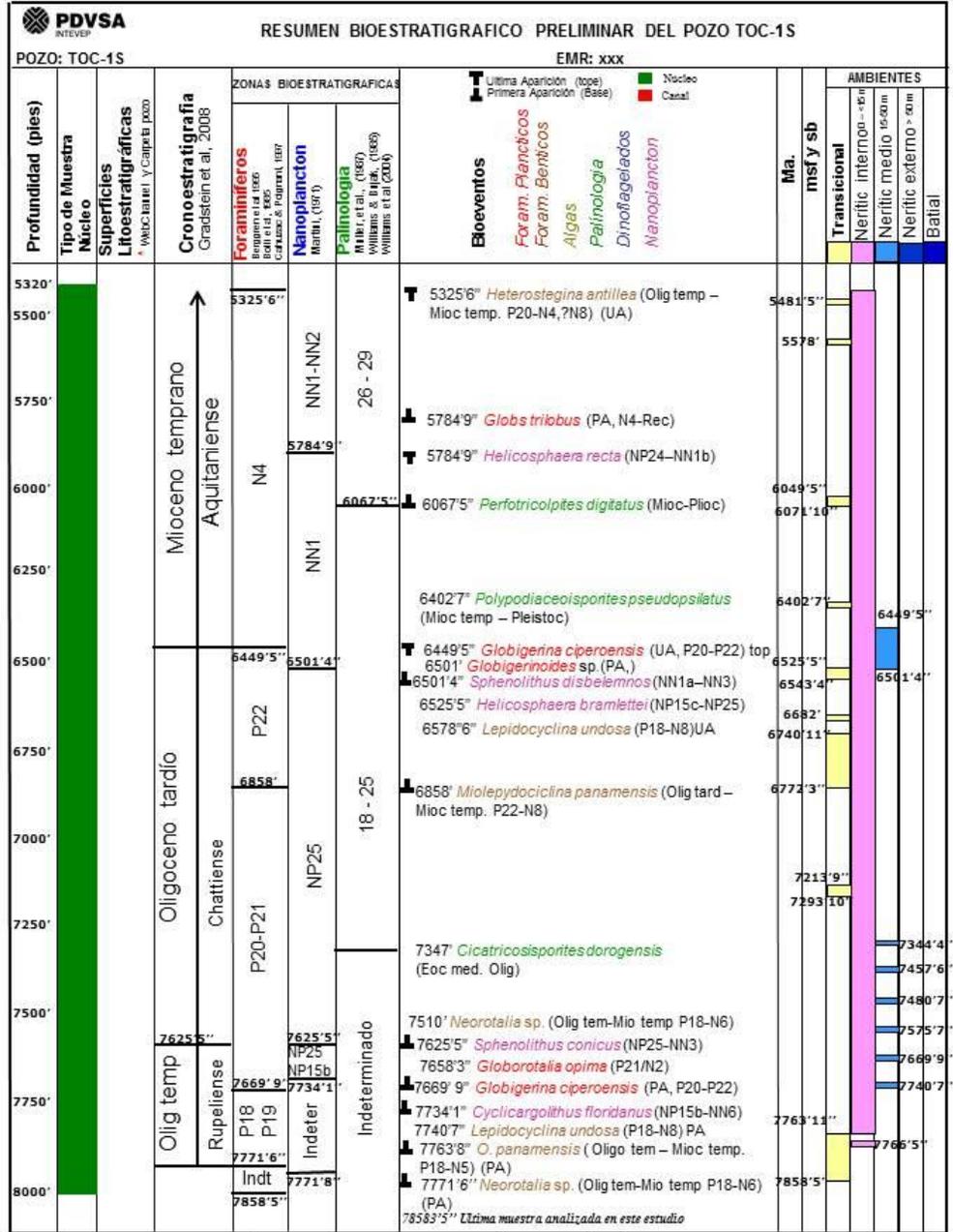


Autor: José Vanegas (Foraminíferos), Gilberto Soto (Foraminíferos) María Gómez (Nanoplancton), Solangel Alfonso (Palinología) y asesora Diana Cabrera (Palinología)

* Datum de los Dinoflagelados
 ** referencias consultados

Fuente: Vanegas, J. et al (2017)

Estudio bioestratigráfico del pozo Tocuyo 1S

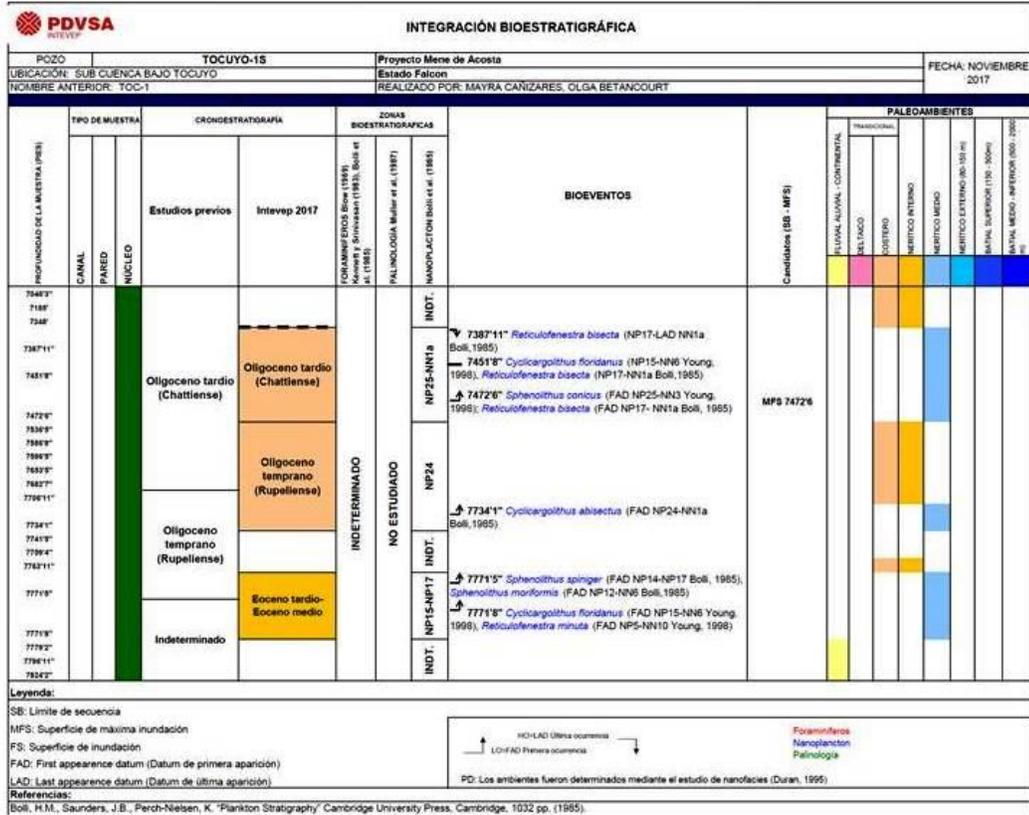


Autor: José Vanegas (Foraminíferos), Gilberto Soto (Foraminíferos) María Gómez (Nanoplancton), Solangel Alfonso (Palinología) y asesora Diana Cabrera (Palinología)

* Datum de los Dinoflagelados
 ** referencias consultados

Fuente: Vanegas, J. et al (2017)

Estudio bioestratigráficos del pozo Tocuyo 1S



Autor: Olga Betancourt (Foraminíferos), Mayra Canizares (Nanoplancton), Clever Contreras (Palinología)

Fuente: INTEVEP (2018)

Estudio bioestratigráficos del pozo Yaracal 1S

PDVSA INTEVEP		INTEGRACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA																	
POZO YARACAL 1S		Proyecto Mene de Acosta																	
UBICACIÓN: NOMBRE ANTERIOR:		Estado Falcón REALIZADO POR: MAYRA CANIZARES, OLGA BETANCOURT, CLEVER CONTRERAS																	
FECHA: NOVIEMBRE 2017																			
PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA (METS)	TIPO DE MUESTRA			CRONOESTRATIGRAFÍA		ZONAS BIOESTRATIGRÁFICAS		BIOEVENTOS		CONDICIONES (SB - MFS)		PALEOAMBIENTES							
	CANAL	PARED	NUCLEO	Estudios previos	Intevep 2017	CONVENCIONES (Boll, 1985; Normey y Sánchez 1985; Bol et al. (1985) Forcady y Barmán 1988)	PALINOCLOGÍA (Muller et al. (1987))	MMPLACTON (Boll et al. (1985))	CONDICIONES (SB - MFS)	FLUVIDUAL, CONTINENTAL	TRANSICIONAL	SELVADO	CERRADO	HERBICENO	HERBOSO	NEFROFITOBIOMA (B-S-P)	SAVAL SUPERIOR (B-S-DH)	SAVAL MEDIO - INFERIOR (B-S-DH)	
0-90'																			
90'-120'				Indeterminado	Plioceno- Mioceno tardío	NZ-H23	NO ESTUDIADO	INDETERMINADO											
180'-210'																			
270'-300'																			
480'-510'																			
630'-660'																			
720'-750'																			
1020'-1050'																			
1260'-1290'																			
1470'-1500'																			
1710'-1740'																			
1980'-2010'				Mioceno tardío	Mioceno medio-tardío (Langhiense - Tortoniense)	NIT-N19	NO ESTUDIADO	INDETERMINADO											
2280'-2310'																			
2430'-2460'																			
2790'-2820'																			
2910'-2940'																			
3060'-3090'																			
3180'																			
3210'-3240'																			
3510'-3540'																			
3720'-3750'																			
3930'-3960'				Mioceno medio	Mioceno temprano medio (Burdigaliense - Languiense)	NI-N15	26-29	INDETERMINADO											
4110'-4140'																			
4320'-4350'																			
4560'-4590'																			
4860'-4890'																			
5114'-5130'																			
5990'																			
59347'																			
5955'																			
5963'																			
59716'																			
60124'																			
6036'																			
6048'11"																			
6055'10"																			
6070'10"																			
6086'9"																			
6093'10"																			
6098'																			
61266'																			
6147'																			
61743'																			
61859'																			
6326'10"																			
63619'																			
6428'																			
6449'10"																			
64729'																			
64959'																			
65628'																			
66245'																			
66263'																			
66306'																			
6659'																			
6765'10"																			
6786'11"																			
67939'																			
6786'11"																			
68033'																			
68245'																			
6832'11"																			
68337'																			
68457'																			
6870'3"																			
68848'																			
68948'																			
69021'																			
69066'																			
69184'																			
69406'																			
6952'11"																			
69763'																			
70396'																			
7070'																			
70737'																			
7099'																			
				Oligoceno	Mioceno temprano Oligoceno tardío	NI-N17	25-26	INDETERMINADO											
				Oligoceno	Oligoceno tardío (Chattienense)	NI-N13	25	INDETERMINADO											
				Oligoceno	Oligoceno temprano (Rupeliense)	NI-N11	25	INDETERMINADO											

Fuente: INTEVEP (2018)

Reinterpretación bioestratigráfica del pozo Riecito 1

REINTERPRETACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA																				
POZO: RIECITO-1	Proyecto Mene de Acosta	FECHA: NOVIEMBRE 2017																		
UBICACIÓN:	Estado Falcon																			
NOMBRE ANTERIOR:	REALIZADO POR: OLGA BETANCOURT, CLEVER CONTRERAS, MAYRA CAÑIZARES																			
PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA (PIES)	TIPO DE MUESTRA	CROHOESTRATIGRAFÍA	ZONAS BIOESTRATIGRÁFICAS			BIOEVENTOS	Candidatos (SB - MFS)	PALEOAMBIENTES												
			FORAMINIFEROS Bown (1989), Kennett y Simoyan (1982), Bolli et al. (1985)	PALINOLOGÍA Muller et al. (1987)	NANOPLACTON Bolli et al. (1985)			FLUVIAL ALLUVIAL - CONTINENTAL	TRANSICIONAL	DELTAICO	COSTERO	NERITICO INTERNO	NERITICO MEDIO	NERITICO EXTERNO (80-150 m)	BATIAL SUPERIOR (150 - 500m)	BATIAL MEDIO - INFERIOR (500 - 2000 m)				
310'		Mioceno tardío (Serravallense - Messiniense)	N16-N20	28 - 29	INDT	↑ 310' <i>Neogloboquadrina acostaensis acostaensis</i> (Kennet, 1983)	390'-407' mfs													
390' - 407'						↑ 310' <i>Psittacocolpites costatus</i> (LAD Mioceno tardío, Jaramillo 2002)														
500'																				
744' - 746'																				
1020' - 1025'						↑ 1020' - 1025' <i>Grimdalea magnaclavata</i> (FAD Mioceno medio, Lorente 1986)										1020' - 1025' mfs				
1555'						↑ 1555' <i>Globorotalia menardi</i> , <i>Hastigerina sphaerifera</i> (Bolli, 1985)														
2440'						Mioceno medio (Langhiense)										N10-N11	NN4	INDETERMINADO	↑ 2440' <i>Globorotalia foisi foisi</i> (Bolli, 1985)	2440' mfs
2920'																		↑ 2440' <i>Helicosphaera californiana</i> (FAD NN5 Bolli, 1985)		
3082' - 3092'						Mioceno medio										Mioceno temprano medio (Aquitaniense-Langhiense)	N4- N9	INDETERMINADO	↑ 2920' <i>Calcidiscus macintyre</i> (FAD NN4- Bolli, 1985)	2920' mfs
3100'																			↓ 2920' <i>Orbulina suturalis</i> (Bolli, 1985)	
3210'																				
3399'																				
3588'																				
3797'		↑ 3797' <i>Orbulina universa</i> , <i>Orbulina suturalis</i> (Bolli, 1985)	3797' mfs																	
3922'																				
4013'		Mioceno temprano	Oligoceno	INDT	NN2 O MÁS JOVEN		↑ 4490' <i>Lejeunecysta globosa</i> (Oligoceno - Mioceno, Helenes 2008), Retrabajo Oligoceno, <i>Cicatricosisporites dorogensis</i> (Eoceno medio - Oligoceno, Muller et al. 1987)	3922' mfs												
4315'																				
4490'																				
4765'																				
5180'						↑ 5180' <i>Reticulofenestra haqi</i> (FAD NN2 Bown, 1998)														
5425'		Oligoceno tardío	P22	INDT	↑ 5425' <i>Globorotalia mayeri</i> (Bolli, 1985)															

Leyenda:

SB: Límite de secuencia

MFS: Superficie de máxima inundación

FS: Superficie de inundación

FAD: First appearance datum (Datum de primera aparición)

LAD: Last appearance datum (Datum de última aparición)

LO=FAD Primera ocurrencia

HO=LAD Última ocurrencia

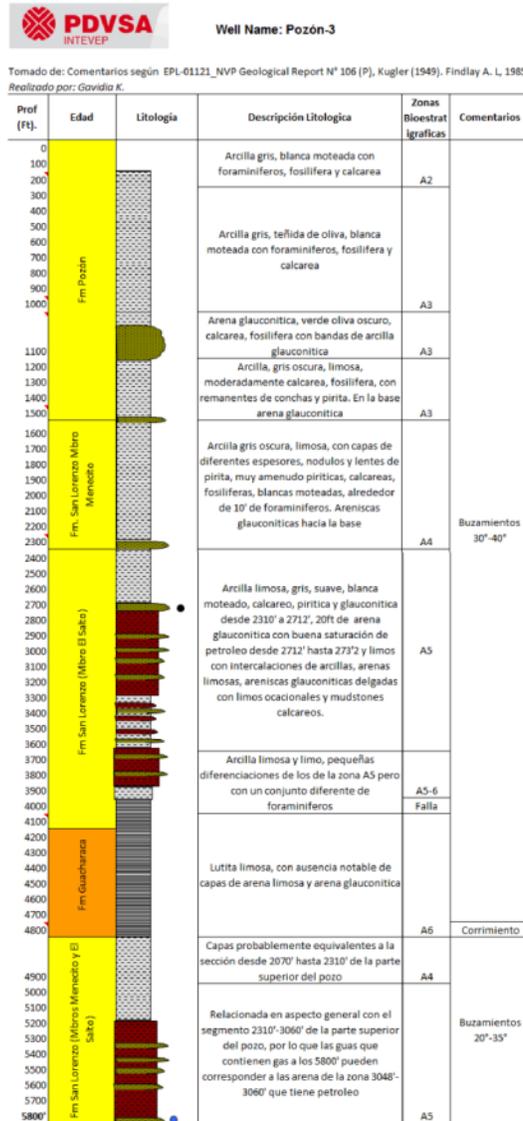
Foraminíferos
Nanoplancton
Palinología

Zonaciones utilizadas:
Base de Datos Sánchez D. (2015)

Referencias:
 Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, Cambridge, 1032 pp. (1985).

Fuente: INTEVEP (2018)

Zonas Bioestratigráficas Pozo Pozón 3



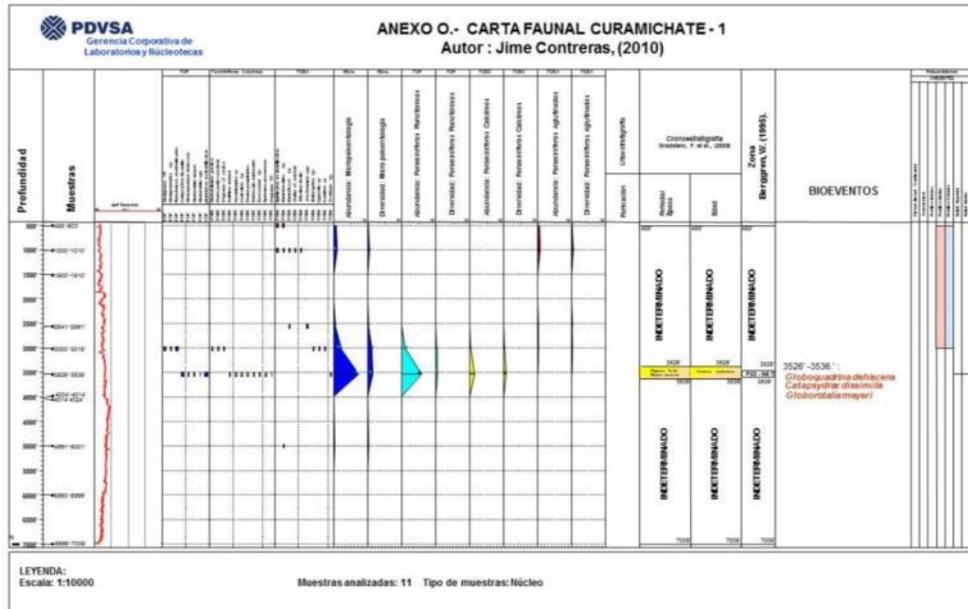
Zonas bioestratigraficas North Venezuelan Petroleum

Kugler, H. (1949)



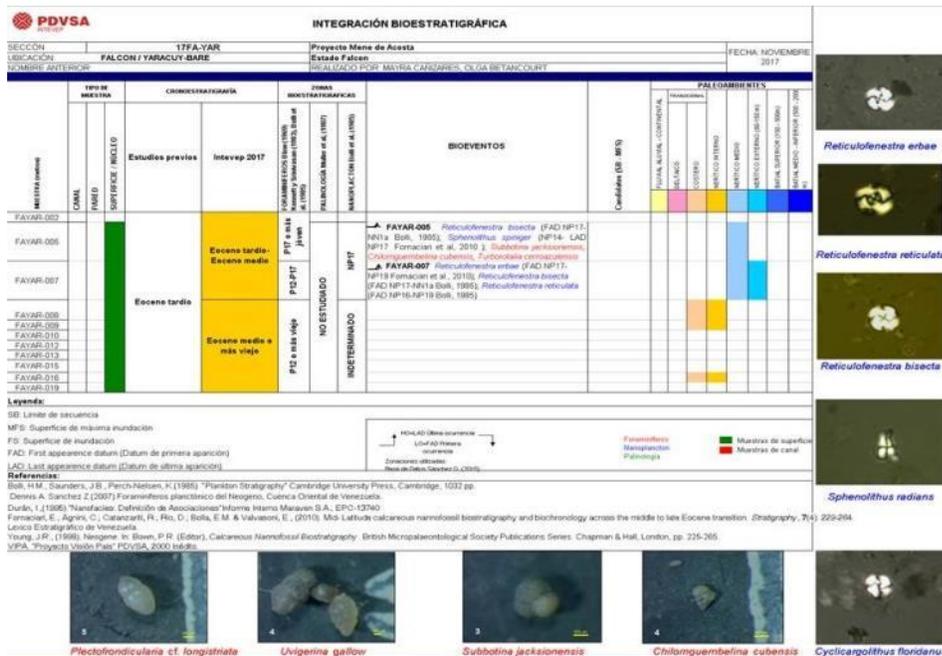
Fuente: Integrado por Gavidia, K.(2018) a partir de los informes de Kugler, H (1949) y Findlay, L. (1985)

Estudio bioestratigráfico del Pozo Curamichate



Fuente: Contreras, J..(2010)

Estudio bioestratigráfico en la Quebrada Yaracuybare



Fuente: INTEVEP (2018)

Anexo 2. Fichas de descripción petrográfica para las muestras del Miembro El Salto de La Formación San Lorenzo

Waka Glauconítica

PDVSA INTEVEP **PETROGRAFÍA MIEMBRO EL SALTO. (SUPERFICIE)**
(17FAMI (001-015); 4 SF, 17FA-MI (020-048); 10 SF)



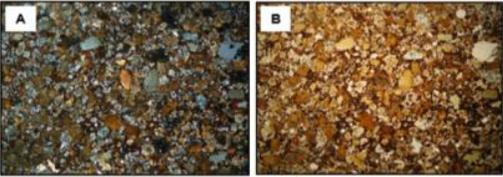
Sección Finca La Mira, (La Culebra), Formación San Lorenzo, Miembro El Salto (Mioceno temprano).

Descripción macroscópica:
Areniscas arcillosas color pardo a rojizo de grano fino a grueso, glauconíticas o con glauconita con clastos de arcilla de color beige o blanquecinos.

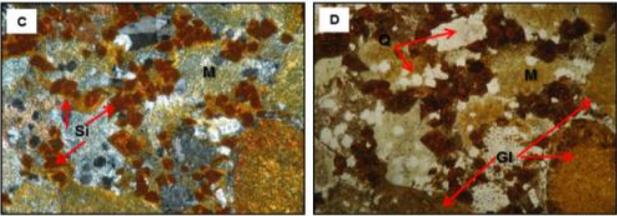
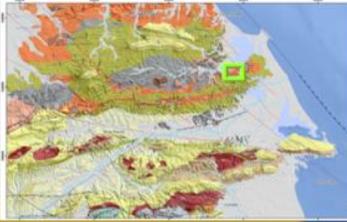


Descripción microscópica:
Granos de Glauconita alterados, subredondeados (G) tamaño AM (0,34 mm) escasos granos de cuarzo (Q) mono cristalinos, mod a pobre escog, matriz arcillosa alterada (M) con abundante carbonato de hierro, siderita (SI) y granos de cuarzo tamaño Lm. "Waka Glauconítica"

C, D: Detalle muestra (17FA-MI-020) Objetivo 20X (NX y NI) EH 0,6 mm



A, B: Vista general de la muestra (17FA-MI-020) Objetivo 2,5X (NX y NI) EH 4,3 mm.

Corporación Bolivariana de Venezuela | Ministerio del Poder Popular de Petróleo

Arenisca Cuarzo feldespática

PDVSA INTEVEP **PETROGRAFÍA MIEMBRO EL SALTO (SUPERFICIE)**
(17FACA (001-010); 3 SF)



Sección Capanaparo, Formación San Lorenzo, Miembro El Salto (Mioceno temprano)

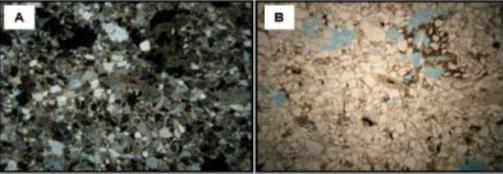
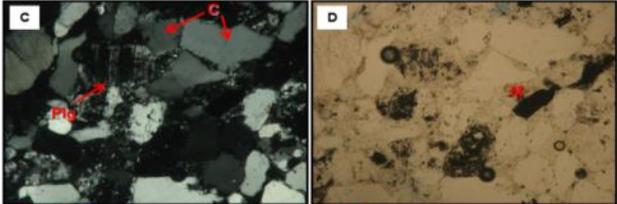
Descripción macroscópica:
Areniscas de color gris pardo claro pobre escogimiento, friables o sin consolidar, algunas calcáreas, estratificación cruzada, presencia de chert, aspecto sal y pimienta.



Descripción microscópica:
Granos de cuarzo (C), feldespatos (Pig) frag de roca, pobre escogimiento, granos subangulares tamaño promd. Am (0,26 mm) escasas micas muscovita, matriz arcillosa (M), cemento de calcita, escasos bioclastos: espina de equinodermos, bivalvos. Contactos grano cemento, grano matriz, tangenciales.

A, B: Vista general de la muestra. Objetivo 2,5X (NX y NI) Arenisca Calcárea (17FA-CA-007) EH 4,3 mm.

C, D: Detalle muestra. Objetivo 10X (NX y NI) Wacka feldespática (17FA-CA-002) EH 1,1 mm


Corporación Bolivariana de Venezuela | Ministerio del Poder Popular de Petróleo

Fuente: INTEVEP (2018).

Arenisca Calcárea



PETROGRAFÍA MIEMBRO EL SALTO (SUBSUELO) (De H.H Renz, 1948)

Descripción Petrográfica (Según J.C. Griffiths)

- Areniscas calcáreas.
- Consiste en granos de cuarzo, fragmentos de rocas, micas (clorita y muscovita), feldespato y glauconita.
- **Matriz recristalizada por calcita.**
- Los granos de cuarzo son subredondeados – subangulares.
- Areniscas consolidadas (cemento de calcita) y no consolidadas.
- Tamaño del grano: varía de limo-arena fina a microconglomeráticas (Krynine, 1940). Pobre escogimiento.
- Los fragmentos de rocas: principalmente de rocas metamórficas: filitas, esquistos y rocas cloríticas.
- **La glauconita no es un mineral consistente de estas rocas.** Es encontrada en intervalos mas someros (Pozo N°47). La mayoría son granos detríticos redondeados y otros asociados con foraminíferos calcáreos.
- Material opaco negro en las secciones finas posiblemente material carbonoso (lignito).



Análisis realizados: Petrografía, análisis mecánicos y de minerales pesados en 20 muestras, pozos N° 47 y 82 (Campo Mene de Acosta)

TABLE 1.—Percentage proportions of detrital constituents in the El Salto sands

Sample no.	El Mene well no.	Depth in feet	Quartz	Rock fragments	Feldspar	Glauconite	Miscellaneous minerals
74007	47	425-440	68	8	×	24	×
74071	47	691-698	72	22	6	—	×
74074	47	1074-1080	82	18	×	—	×
74121	82	2760-2770	89	9	2	—	×
74124	82	4600-4603	72	24	4	—	×
74125	82	4775-4776	42	50	8	—	×
			36	56	8	—	×

De H H Renz, 1948.

TABLE 3.—Heavy mineral assemblage proportions in the El Salto sands
El Mene well no. 47.

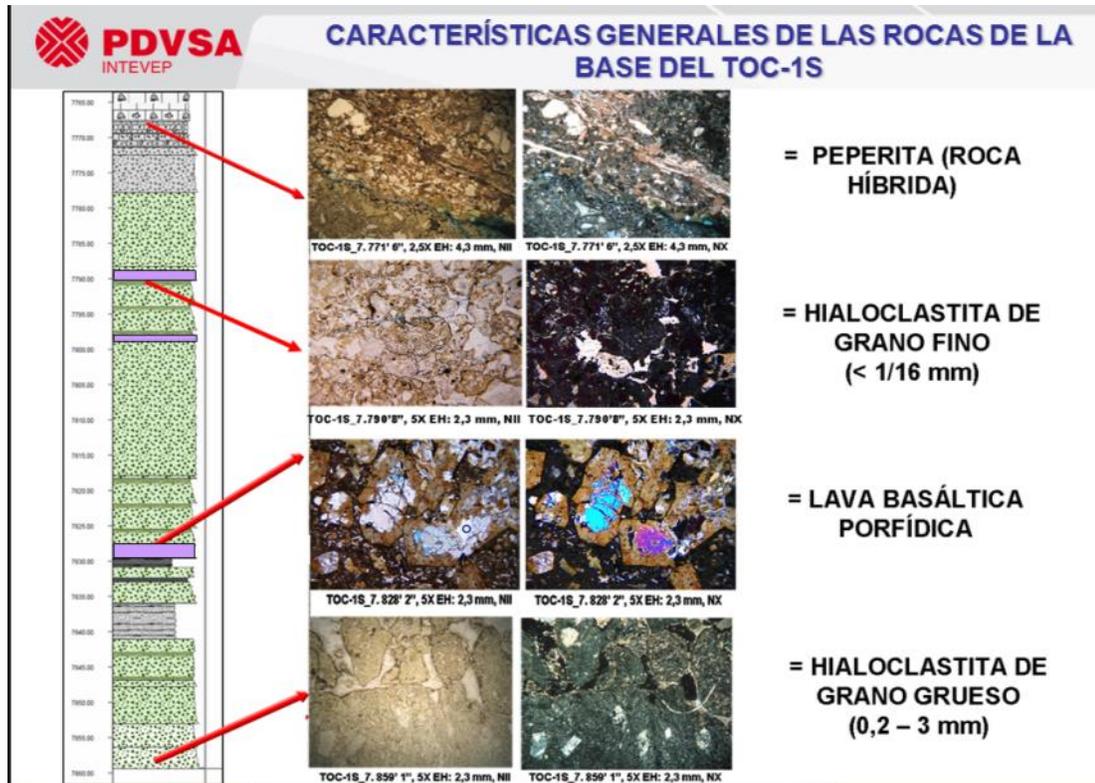
Sample no.	Depth in feet	Min-eral (2) Grain Size	Opa-que	Zircón	Ruthe	Tour-maline	Garnet	Asa-rite	Chlo-rite	Stau-rolite	Glau-sonite	Chlo-rite	Musc-ovite	Bitite
74005	363-376	105	40	×	2	7	8	×	4	1	×	9	69	×
74066	425-440	149	40	2	×	7	34	×	×	—	—	16	41	—
		125	28	—	2	2	30	×	3	1	—	14	46	2
		105	40	2	1	2	45	×	6	2	—	16	26	—
		74	42	6	1	7	59	×	7	1	×	10	9	×
74073	958-976	149	10	—	1	1	9	2	1	1	—	18	67	—
		125	14	×	—	5	9	2	4	—	—	19	63	×
		105	28	×	—	8	16	6	3	1	—	16	30	—
		74	30	3	2	1	27	×	3	—	6	58	—	
74075	1122	105	66	—	—	4	10	—	4	—	—	8	74	—

× = present in less than 1 per cent.

De H H Renz, 1948.

Fuente: INTEVEP (2018).

Anexo 3. Ficha de secciones finas de las rocas volcánicas de la base del pozo Tocuyo



Fuente: Proyecto Especial Mene de Acosta –INTEVEP

Secuencia estratigráfica y de alteración de las rocas volcánicas del pozo TOC-1S

TOC-1S Sección #	Litología	Secuencia de cementación	Alteración del vidrio máfico	Alteración de los cristales		Relleno de amígdalas
				Máficos	Plag.	
7890'08''	Hialoclastita fina	sap-mcesp-acm-esp	chl	sap	cbn	-----
7859'01''	Hialoclastita gruesa	sap-mcesp-acm-esp	chl + acm	sap + cbn	cbn	cbn o sap
7857'02''	Hialoclastita gruesa	sap-acm	chl	sap + cbn	acm+cbn	chl + sap
7845'09''	Hialoclastita gruesa	sap-acm	chl o pal	sap + cbn	acm+cbn	chl+sap, o acm
7840'09''	Hialoclastita fina	sap-acm	chl o sap	sap	acm+cbn	-----
7830'04''	Hialoclastita fina	sap-acm	chl o sap	sap	acm+cbn	-----
7828'02''	Lava basáltica	sap*-acm-cbn	pal	sap + cbn	sap+cbn	mcesp+chl+sap
7777'07''	Hialoclastita gruesa	acm-mcesp	mcesp	sap	cbn	chl+sap
7776'10''	Hialoclastita gruesa	acm-mcesp	mcesp	sap	cbn	chl+sap
7772'08''	Hialoclastita gruesa	acm+cbn	pal	sap+cbn	acm+cbn	chl+sap
7771'06''	Peperita fosilífera	acm+mcesp+sap	pal o sap	sap	cbn	chl+sap

*: la saponita en las fisuras de la lava puede ser esférulítica y núcleo sobre granos de óxidos de Fe y también puede ser radiaxial; cuando está como relleno de amígdalas es fibroso-radiada. Abreviaturas: sap, saponita; mcesp, microesparita ferruginosa, acm, analcima; esparita; chl, clorita; pal, palagonita

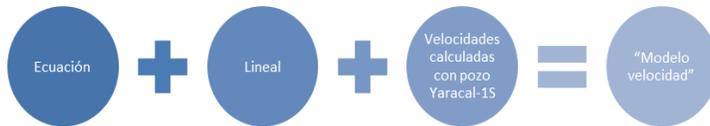
La tabla siguiente muestra la composición modal de las rocas hialoclasticas, y su clasificación de acuerdo al esquema propuesto por McPhie *et al.* (1993):

Tamaño de grano (mm)	ROCA HIALOCLÁSTICA
<1/16	Hialoclastita fina
1/16 - 2	Arenisca hialoclastítica
2 - 4	Hialoclastita granular
4 - 64	Brecha hialoclastítica
> 64	Brecha hialoclastica gruesa

Fuente: Grande, S. (2018)

Anexo 4. Esquema de trabajo de elaboración del “Modelo de Velocidad”

Conversión tiempo profundidad

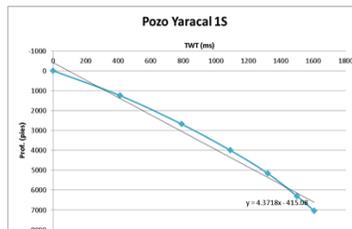


Equation Types	Equation
Constant	$y = a$
Linear	$y = a + bx$
Quadratic	$y = a + bx + cx^2$
Cubic	$y = a + bx + cx^2 + dx^3$
Exponential	$y = a \times e^{bx} + c$
Inverse Exponential	$y = a \times e^{\frac{b}{x}} + c$
Logarithm	$y = a + b \times \ln(x)$

Equation: **Linear**

$y = a + bx$

a: 4.3
b: 415
c: 0.0
d: 0.0



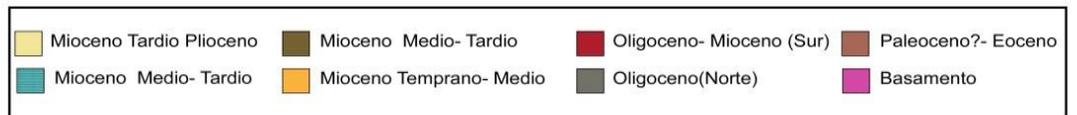
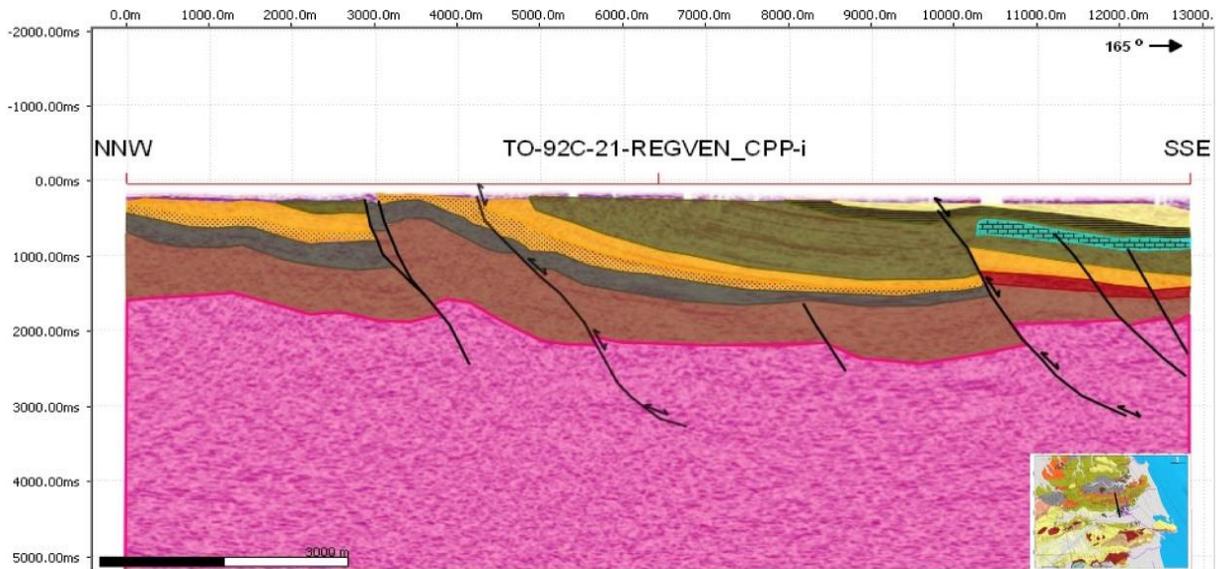
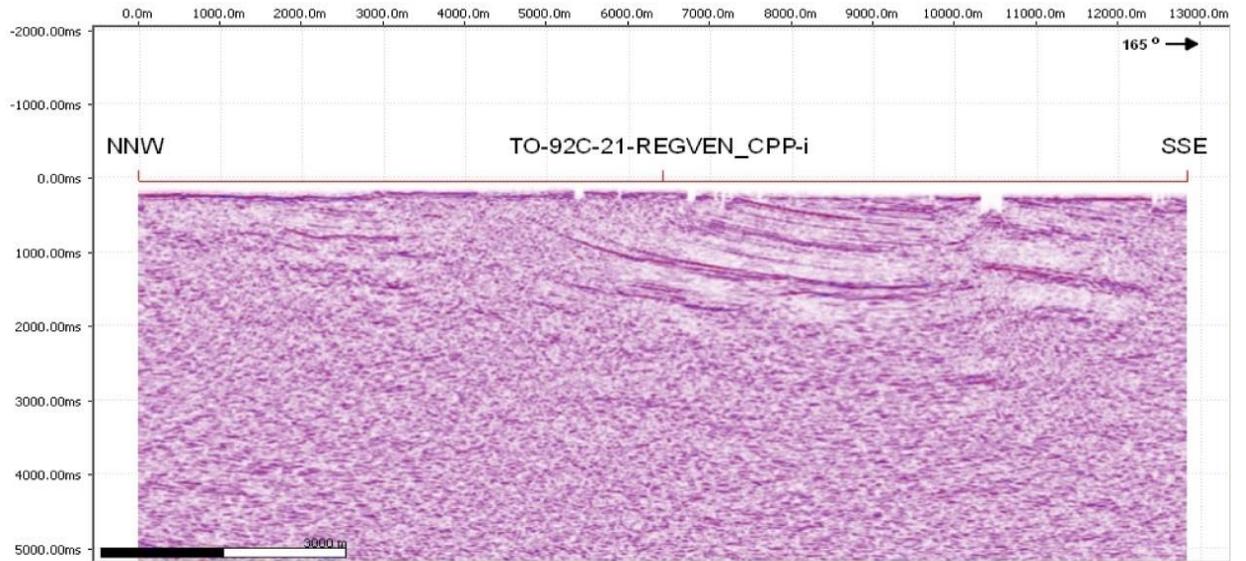
- Las velocidades fueron calculadas con la ley del pozo Yaracal-1S
- **No se tiene un modelo de velocidades** como tal, sino la TZ
- Transformada mediante software Move 2015, modulo 2dmove

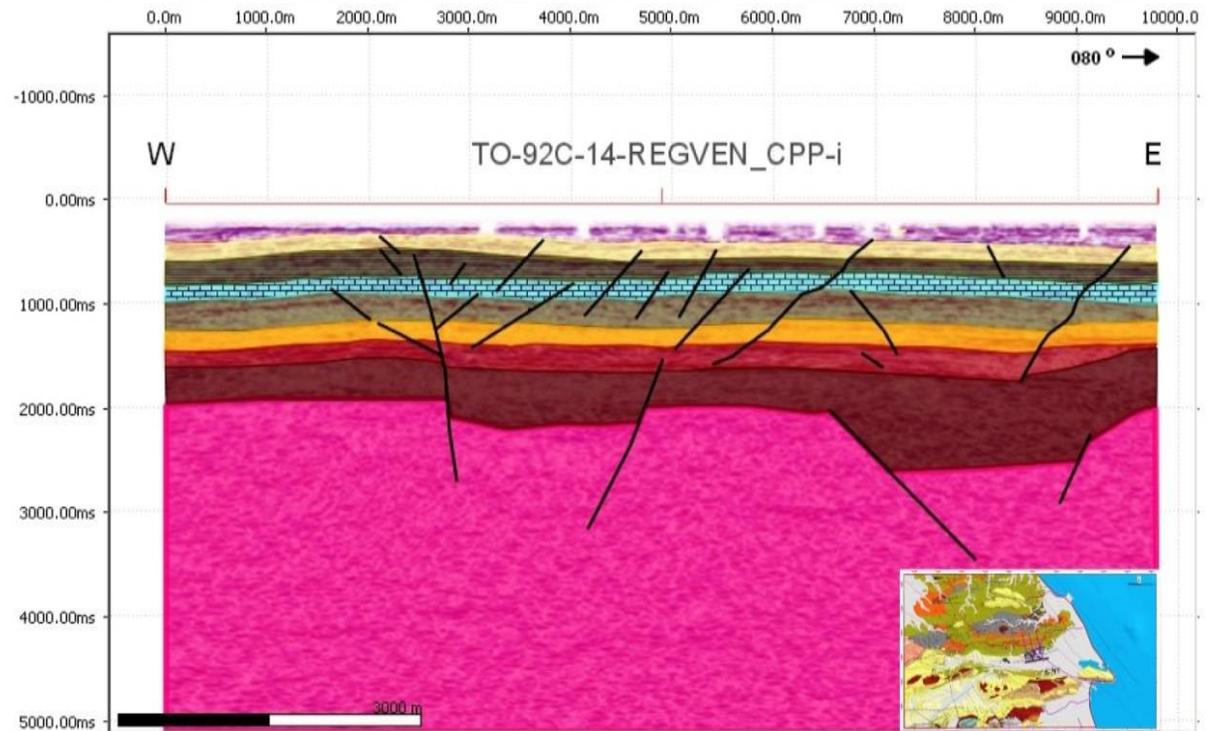
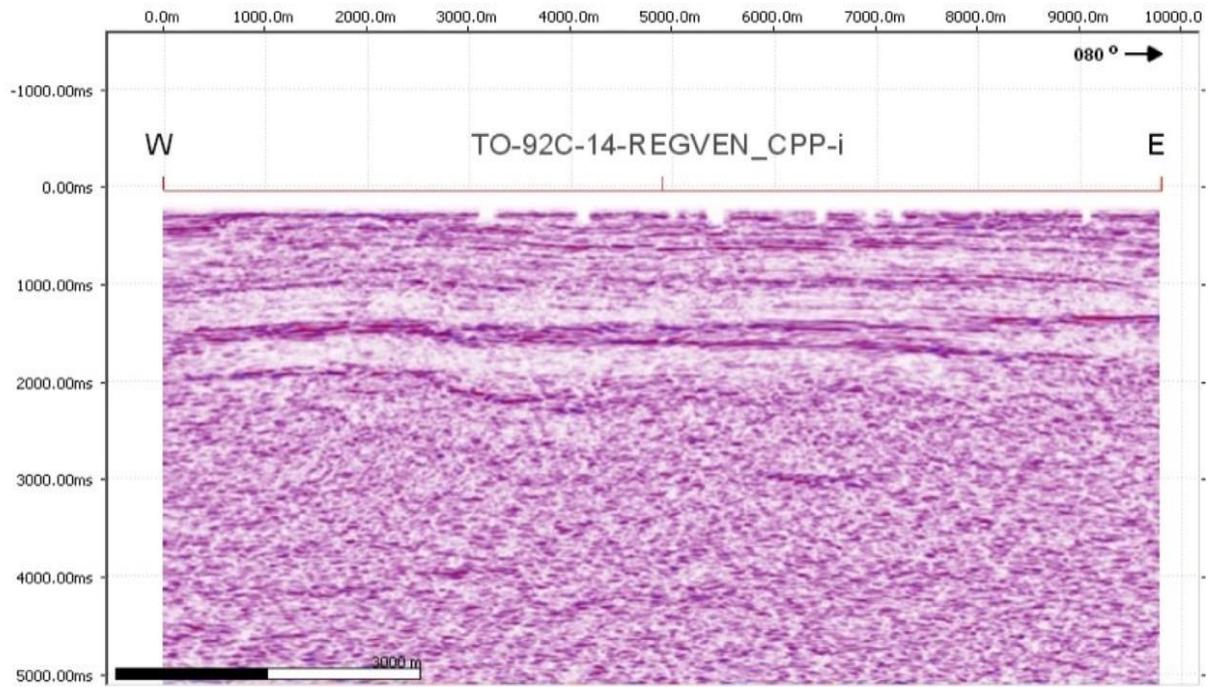
Anexo 5. Tabla estimada de profundidades de basamento en los pozos de la cuenca oriental de Falcón

Pozo	Profundidad (mts)	Profundidad (pie)	Pozo	Profundidad (mts)	Profundidad (pie)
Ma-03	-2841.72	-9348	Ma-79	-2879.48	-9472
Ma-12	-3143.6	-10341	Ma-09	-3140.09	-10329
Ma-13	-3128.53	-10291	"Pozo s/i"	-2866.45	-9429
Ma-19	-3110.95	-10233	Ma-50	-3115.61	-10249
Ma-22	-3092.94	-10174	P-04	-3114.01	-10243
Ma-24	-3153.59	-10374	P-5	-2890.65	-9509
Ma-27	-3068.68	-10094	P-35	-2881.44	-9478
Ma-28	-2864.41	-9422	Ma-55	-3109.61	-10229
Ma-29	-2847.19	-9366	P66	-3144.22	-10343
Ma-40	-3120.47	-10265	P64	-2872.9	-9450
Ma-46	-3125.87	-10282	P26	-2936.53	-9660
Ma-58	-2856.84	-9398	P20	-2920.87	-9608
Ma-59	-2841.88	-9348	P38	-2902.58	-9548
Ma-61	-2853.74	-9387	P67	-2920.59	-9607
Ma-65	-3143.64	-10341	Ma56	-2898.29	-9534
Ma-69	-3103.44	-10209	P82	-2925.75	-9624
Ma-80	-3135.24	-10313	Ult	-2917.24	-9596
Hw-01	-2909.89	-9572	Tocuyo-1s	-2746.14	-9033
Ma-02	-2899.92	-9539	Yaracal-1s	-3160.58	-10397
Ma-14	-2906.81	-9562	Em-25	-2126.88	-6996
Ma-23	-2910.2	-9573	Curamichate	*	
Ma-30	-2861.22	-9412	Cosme-1	-2778.18	-9139
Ma-31	-2834.83	-9325	Esperanza-1	-1090.51	-3587
Ma-34	-3055.81	-10052	Riecito-2	-2733.78	-8993
Ma-41	-2883.88	-9486	Riecito-3	-2537.87	-8348
Ma-49	-2902.79	-9549	Riecito-4	-3311.3	-10892
Ma-60	-2840.06	-9342	Riecito-5	-3542.96	-11654
Ma-62	-2869.88	-9440	Riecito-6	-3252.84	-10700
Ma-63	-2865.56	-9426	Pozñn-1	-3800.27	-12501
Ma-70	-2896.77	-9529	Pozñn-2	-3716.26	-12225
Ma-71	-2854.23	-9389	Pozñn-3	-3803.89	-12513
Ma-72	-2871.39	-9445	Abundancia-1	-3458.56	-11377
Ma-74	-2853.08	-9385	Guararapa-2	-2745.96	-9033
Ma-75	-2862.18	-9415	Guararapa-3	-2793.07	-9188
Ma-76	-2877.08	-9464	Silva-1	-2614.37	-8600
Ma-77	-2850.29	-9376	Riecito-1	-2845.51	-9360

Fuente: INTEVEP (2018)

Anexo 6. Líneas sísmicas interpretadas





Línea Compuesta TU78IV-T092-25

