

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACION MINERALOGICA DE INTERVALOS CRETACICOS
TERCIARIOS Y SU INFLUENCIA EN REGISTROS PETROFISICOS EN EL
POZO MJOC-605, CAMPO JOBO, FAJA PETROLIFERA DEL ORINOCO**

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de
Venezuela por la Br:

Mendoza. Michelle.

Para optar al título de In-
geniero Geólogo

Caracas, Junio de 2018.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CARACTERIZACION MINERALOGICA DE INTERVALOS DEL CRETACICO Y SU INFLUENCIA EN REGISTROS PETROFISICOS EN EL POZO MJOC-605, CAMPO JOBO, FAJA PETROLIFERA DEL ORINOCO

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de
Venezuela por la Br:
Mendoza. Michelle
Para optar al título de In-
geniero Geólogo.

Tutor: Ing. Mauricio Hernández

Caracas, Junio de 2018

Caracas, Junio de 2018

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller, titulado:

**“CARACTERIZACION MINERALOGICA DE INTERVALOS DEL
CRETACICO Y SU INFLUENCIA EN REGISTROS PETROFISICOS
EN EL POZO MJOC-605, CAMPO JOBO, FAJA PETROLIFERA DEL
ORINOCO”**

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

Prof. Lenin González

Jurado

Prof. Ruthman Hurtado

Jurado



Mauricio Hernández

Tutor Académico

DEDICATORIA

**“A mi padre: José Luis Mendoza, porque en tu dulce paso, aquí,
sobre la tierra, soñaste conmigo,
las limpias vibraciones de tu anhelo más alto,
¡son las que van haciendo toda la diferencia!, Te amo y te honro, esto es para
ti...”**

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por las cosas maravillosas que ha hecho en mi vida, por mi salud, y la de los míos, por las respuestas pedidas, por su misericordia infinita, por devolver la esperanza en los momentos más débiles. Gracias Dios

A quien ha forjado mi camino y me ha dirigido siempre por el camino correcto: Mi madre, eres ejemplo de mujer luchadora a la cual amo profundamente, responsable del ímpetu con que enfrento cada tarea, de los valores y la madurez y fuerza en cada uno de mis pasos, gracias por hacer de mí la mujer que soy hoy. Te amo. Y a mi papa, sé que desde el cielo me acompañas y estas orgulloso de lo que he logrado. Ninguna de las palabras puede describir mi gratitud y amor hacia ustedes. ¡Los amo!

A la casa que vence la sombra, la ilustre Universidad Central de Venezuela, por regalarme la mejor experiencia de mi vida, los mejores años, las mejores personas, por haber descubierto el amor en sus pasillos, y por formarme como profesional de este gran país entre sus aulas.

A ti Bibi, gracias por todas las formas maravillosas de demostrarme amor y por ser el motor más increíble que alguien pueda tener, gracias por enseñarme a amar mi carrera, por esa manera de apasionarte por cada una de mis cosas, y por sonreír así cuando me ves triunfar, me enseñaste a creer en mí y a magnificar mis aptitudes. Por tanto y más, Te amo.

A mi abuela, por su dulzura, por cada una de las maneras de preocuparse por mí y siempre estar cuando la necesito, por ponerme siempre en sus oraciones, y bendecir cada paso de mi vida. Nunca me faltes, Te amo

A mi hermano, por siempre estar pendiente de mí y por todo su amor.

A mis hermosas tías, Novelly, Marisela, Marisol, por estar siempre conmigo y sentirse tan orgullosas de mis logros, Las amo.

A mis hermanas, Valeria y Sharon por acompañarme en tantos momentos de felicidad, de tristezas, desesperanzas, por su amor desinteresado, sus ocurrencias y por todo el tiempo que compartimos a diario, Por esforzarse, y tratar de entender y colaborar en mi tesis aunque no entendieran nada. Gracias, Las amo.

A mis primos, y tios, por sus buenas energías y apoyo cuando lo necesito.

A Aleida Oropeza, por ser parte de mi familia y acogerme brindándome su cariño, y colaborando en todo lo que necesite.

A mis profesores y amigos, Lenin González, Ricardo Alezones, Mauricio Bermúdez, Alfredo Mederos, Sebastián Grande, Jesús Hernández, Adonais Álvarez, Josmar Blanco, gracias por orientarme, por cada consejo, cada conocimiento brindado y por el gran esfuerzo para poder culminar esta etapa con éxito. En especial agradecimiento a Ruthman Hurtado por su increíble apoyo en la etapa final de este trabajo e impulsarme a su culminación y amistad.

A mi tutor académico, Mauricio Hernández, por la confianza en la asignación de este proyecto y su disposición para ayudar.

A mi tutor Mauricio Bermudez, por su bondad, nobleza y cariño siempre, por sus conocimientos, sus consejos, y darme la oportunidad de desenvolverme en el Laboratorio de Termocronología UCV y hacer de él un lugar lleno de aprendizajes y donde sentía tanta paz.

A Marlene Flores, por su apoyo, por las etapas compartidas y toda su ayuda para este trabajo.

A Rosa, por brindarme todo su cariño y palabras hermosas cuando las necesitaba, por su compañía dentro del Laboratorio de Termocronología UCV, los buenos y no tan buenos momentos.

Al Centro de Microscopia Electrónica Ciencias UCV por la contribución al desarrollo de este trabajo, a la profesora Caribay Urbina y a Luis por los conocimientos impartidos, y por permitir la realización de los análisis de microscopía electrónica en sus instalaciones.

A la Ingeniero, Gelin Mejias por su cariño, su disposición para ayudarme y contribución a los análisis de microscopia electrónica realizados en el Centro de Microscopia Metalurgia UCV, así como a Samuel por sus conocimientos y apoyo.

Al Instituto de Ciencias de la Tierra (ICT) en especial agradecimiento al profesor William Melendez por la colaboración prestada al aportar parte del reactivo utilizado en la metodología de este proyecto. A Luis Pesquera, por su apoyo al realizar análisis de Difracción de rayos X y por su amistad.

Al Ingeniero Felipe Odehnal, asesor ambiental de la Faja Petrolífera Del Orinoco, por sus valiosos consejos, y por lograr los avances determinantes para la elaboración de este proyecto, por sus conocimientos y brindarme las puertas de su hogar para intercambiarlos.

A Carlos Arteaga, Jose Matute, y Angel Ortega, líder de nucleoteca, por el apoyo en la toma de muestras para la elaboración de este trabajo.

Al Profesor Haydn Barros por su interés en este trabajo, y siempre querer más, por sus conocimientos, experiencia y sus maravillosos aportes a las Geociencias, por brindarme su apoyo y por exigirme lo que sabía que podía dar. Espero coincidir nuevamente en futuros proyectos.

Al Dr Marvin Baquero, por sus acertados consejos, por su experiencia, y la oportunidad de abrirme al mundo profesional en la industria petrolera.

A Freddy Negrón, por su amistad y todo su cariño, por tantas palabras llenas de fortaleza, buena disposición y colaboración en INTEVEP para la ejecución de este trabajo.

A Arturo Espinoza, por su atención, excelente disposición para hacer las cosas, y su apoyo en la elaboración de las secciones finas en condiciones extremas.

A mis amigos a lo largo de la carrera, por tantos momentos compartidos, por siempre estar, especialmente a Karleydi y Víctor por demostrarme su amistad incondicional, por tantos años llenos de hermosos momentos y otros llenos de estrés, rabia y tristeza, pero siempre superándolos. A David por demostrarme que es incondicional, y tantos

divertidos momentos, a todos mis amigos que hicieron que mis días fueran mas amenos y simples con su presencia: Marley, Alexmar, Franklin, Ingrid, Mariangelis, Anibal (desde el cielo), los quiero!

“No hay Éxito que Valga si no tenemos con quien compartirlo”

¡Que continúen los éxitos!

Michelle Mendoza A

Mendoza A, Michelle A.

CARACTERIZACION MINERALOGICA DE INTERVALOS DEL CRETACICO- Terciario Y SU INFLUENCIA EN REGISTROS PETROFISICOS EN EL POZO MJOC-605, CAMPO JOBO, FAJA PETROLIFERA DEL ORINOCO

Tutor Académico: Prof. Mauricio Hernández

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2.018.

Palabras Claves: Minerales pesados, radioactividad, registros petrofísicos, microscopía electrónica de barrido, Monacita

Resumen

La siguiente investigación se encuentra enmarcada dentro del Proyecto regional “Identificación y características de yacimientos del Cretácico, PDVSA Oriente” Faja Petrolífera del Orinoco, el cual muestra un nuevo escenario en cuanto a características de Hidrocarburos, Algunos de los métodos empleados para su exploración y caracterización permitieron estimar la litología y composición mineralógica de las formaciones, así como rasgos importantes, donde a intervalos de profundidades del Cretácico, específicamente de la Formación Canoa fueron registradas concentraciones anómalas de torio, enmascarando lutitas y arenas, creando incertidumbre a la hora de su interpretación. Entre los métodos utilizados están aquellos que se basan en la medición de la radiación natural asociada al U, Th y ^{40}K

El presente trabajo consistió en realizar una caracterización mineralógica y determinar la posible asociación de la actividad de torio, uranio y potasio, en muestras de minerales pesados de sedimentos para conocer la influencia de los mismos en la interpretación de los registros *Gamma Ray* e incluye el desarrollo de

una metodología de separación y aplicación para el análisis de minerales pesados previamente concentrados mediante técnicas analíticas cualitativas y cuantitativas de exploración, de modo de incorporar una poderosa herramienta a los estudios de prospección de yacimientos minerales y de geoquímica ambiental..

A través de técnicas de separación mineral por densidad se ubicaron las fracciones de minerales livianos y se concentraron los minerales pesados presentes en las muestras de los intervalos de profundidades de estudio, Se separaron las fases minerales con un separador magnético utilizando corrientes de 0,8 1,2 Amper, se realizó el análisis petrográfico con las secciones epóxicas y se identificaron minerales presentes; a través de análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM) se determinaron las fases minerales, morfología, y composición química, identificando los siguientes elementos: Si, Ti, Fe, Zr, Th, Ce, La, Nd, entre otros, infiriendo se tratase de fases minerales de ilmenita, hematita, rutilo, monacita, zircón, y cuarzo, soportado y verificado por el análisis petrográfico y lupa microscópica. Se utilizó el programa ImageJ el cual cuenta con un software que permite calcular parámetros morfométricos, obteniendo valores muy cercanos a los medidos mediante el análisis visual cuantitativo.

Los resultados obtenidos a escala de registros petrofísicos exhiben posibles respuestas asociadas a la mineralogía, para las cuales fueron determinados elementos asociados a las anomalías presentes en el *gamma ray* espectral, siendo estas directamente atribuidas a la presencia de torio en las variedades de Monacita, y la abundancia del zircón entre los que también se tiene contenido de radioactividad, así como otros minerales con Ti en donde se puede dar la sustitución de elementos como el U.

En cuanto a procedencia sedimentaria se sugiere una fuente ubicada en el sur dado por el cratón de Guayana, debido a la asociación mineral de la provincia Imataca, específicamente por la monacita la cual se presenta en pegmatitas y granitos, y es característica del Grupo Temblador del Cretácico en el área mayor de oficina (Hedberg et al., 1947).

INDICE

INTRODUCCION.....	2
CAPITULO I.....	3
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	4
1.2 .1 Objetivo General.....	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
1.3 JUSTIFICACIÓN	5
1.4 ALCANCE.....	5
1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
1.6 ANTECEDENTES.....	9
1.6.1 Antecedentes Geológicos	9
1.6.2 Antecedentes Metodológicos	11
CAPITULO II	13
MARCO CONCEPTUAL.....	13
2.1.1Minerales pesados	13
2.1.2 Separación de minerales pesados	13
2.1.3 Radiactividad.....	14
2.1.5 Geoquímica de elementos radiactivos (uranio, torio, potasio, radio)	19
2.1.5.1 Uranio.....	19
2.1.5.2 Torio	20
2.1.5.3 Radio	21
2.1.5.4 Potasio	22
2.1.6 Registros de pozos	22
(a) Registros <i>Gamma Ray</i>	22
(b) Registro NGS O <i>Gamma Ray</i> Espectral.....	23
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL.....	27
2.2.1 Arquitectura de La Cuenca y Cobertura Sedimentaria	27
2.2.2 Evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela.	29

92 Ma.....	30
20 Ma.....	30
15,5 Ma.....	30
10 Ma.....	31
Época actual	32
2.2.3 Estratigrafía Regional de la F.P.O.....	34
2.2.3.1 Pre - Cretácico	34
2.2.3.2 Cretácico.....	34
2.2.3.3 Terciario	35
Ciclo 1	35
Ciclos 2 y 3.....	36
2.2.3.4 Depósitos Post-Miocenos	36
2.2.3 Roca Madre	40
2.2.4 Marco Estratigráfico Regional	42
2.2.4.1. Basamento (Precámbrico)	43
2.2.4.2. Formación Hato Viejo (Paleozoico Devónico):	43
2.2.4.3 Grupo Temblador (Cretácico):.....	43
2.2.4.4. Formación Canoa (Aptiense – Albiense):	44
2.2.4.5 Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense):	45
2.2.4.6 Formación Merecure (Oligocen- Mioceno Temprano):.....	45
2.2.4.7. Formación Oficina (Mioceno Temprano-Mioceno Medio):	46
2.2.4.8. Formaciónn Freites (Mioceno Tardío):	46
2.2.4.9. Formación Las Piedras (Mioceno - Plioceno):.....	47
2.2.4.10. Formación Mesa (Pleistoceno):.....	47
2.3.1 GEOLOGIA LOCAL.....	48
2.3.2 Aspectos estructurales del Área Mayor de Temblador	49
Campo Jobo.....	50
2.3.3 Petrofísica del Área Mayor de Temblador	55
CAPITULO III	57
MARCO METODOLÓGICO.....	57

3.1.1 Etapa 1: Pre Campo.....	58
3.1.2 Etapa 2: Campo	58
3.1.3 Etapa 3: Trabajo de laboratorio.....	59
3.1.3.1 Extracción de hidrocarburos y compuestos derivados del petróleo:.....	59
3.1.3.2 Tamizado.....	60
3.1.3.3 Separación magnética manual (imán):.....	60
3.1.3.4 Magnet–lift.....	61
3.1.3.5 Separación de minerales por líquidos densos:	63
3.1.3.6 Separador isodinámico Frantz:.....	66
3.1.3.7 Procedimiento para usar el Separador Isodinámico Frantz:.....	66
3.1.3.8 Montaje de secciones finas para análisis petrográfico:.....	67
3.1.4 Etapa 4: Oficina.....	69
3.1.4.1 Análisis de granulometría	70
3.1.4.2 Análisis petrográfico de secciones finas de minerales pesados	72
3.1.4.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM):.....	74
3.1.4.4 Análisis de imágenes de minerales pesados mediante ImageJ:	75
CAPITULO IV.....	79
RESULTADOS.....	79
4.1 ANALISIS PETROGRAFICO	79
4.2. ANÁLISIS DE IMÁGENES DE MINERALES PESADOS.....	88
4.3 Microscopia electrónica de barrido.....	91_Toc517795185
4.4 Difracción de rayos X	100
CAPITULO V	103
DISCUSION DE RESULTADOS	103
5.1 Evaluación de minerales pesados y su influencia en registros de pozos.....	103
5.2 INTEGRACION DE RESULTADOS Y TECTONICA	107
CONCLUSIONES	111
RECOMENDACIONES.....	113
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	114
APENDICE.....	120

Registros de Resistividad:	120
Separación magnética.....	120
Métodos isotópicos de análisis de procedencia de sedimentos	120
Electrón:	121
Electrones Retro-dispersados:	121
Electrones Secundarios:	121
Microscopio Electrónico de Barrido:	122

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación relativa del área de estudio Campo Jobo F.P.O.....	8
Figura 2. Ubicación relativa del pozo de estudio JOC- 605 Campo Jobo, F.P.O.....	8
Figura 3. Esquema de Desintegración del 238U.....	17
Figura 4. (a) Esquema de desintegración 235U.....	18
Figura 5. (b) Esquema de desintegración 232Th.....	18
Figura 6. Esquema de desintegración 40K.....	18
Figura 7. Registro Gamma Ray.....	23
Figura 9. Mapa de Distribución Sedimentaria de la Cuenca.....	28
Figura 10. Evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	33
Figura 11. Estratigrafía Regional de la Faja Petrolífera del Orinoco.....	37
Figura 12. Configuración Esquemática de La Faja Petrolífera del Orinoco.	38
Figura 13. Estratigrafía Terciaria de La Faja Petrolífera del Orinoco.....	39
Figura 14. Estratigrafía Regional de la Faja Petrolífera del Orinoco.....	42
Figura 15. Mapa estructural del Campo Jobo – Formación Oficina.....	50
Figura 16. Localización del Campo Jobo, en el Área Mayor del Temblador.....	51
Figura 17. Análisis de semejanza en el horizonte tope A. Los patrones de fallas son claramente visibles, identificables con valores de baja similitud en color oscuro.....	52
Figura 18. Imagen 3D del horizonte tope C. Se observa el rumbo de la falla de Jobo, con el bloque levantado al norte y el deprimido al sur.	53
Figura 19 (b). Línea arbitraria en el área noreste de la zona de estudio, en donde se observan fallas normales que buzcan al norte	54
Figura 20. Sección estratigráfica tipo de campo Jobo. El datum estratigráfico es el tope A.....	55

Figura 21. Esquema de identificación de minerales pesados.....	57
Figura 22. Etapa de muestreo del Pozo JOC-605 en la Nucleoteca El Chaure, Puerto La Cruz bajo la supervisión de la Gerencia de la Nucleoteca.....	58
Figura 23 Montaje experimental para la extracción de materia orgánica por medio de la técnica <i>Soxhlet</i>	59
Figura 24 (a) Peso promedio de las muestras de núcleo obtenidas del pozo JOC-605.....	60
(b) Cantidad de muestra almacenada en el tamiz pasante 60 o retenido 200, Muestra 4075'7''.....	60
Figura 25. Separación magnética a mano, con imán común y muestra esparcida en hoja en limpio.....	61
Figura 26. Separador Magnet–lift, Carpo MLH (13) 111-5. T. laboratorio de termocronología de la UCV.....	62
Figura 27. A) Materiales utilizados para la separación por densidad. B) Muestras de arenas secas antes de verter el líquido pesado para la separación. C) Separación de los minerales pesados, livianos suspendidos y pesados al fondo del embudo. D) Proceso de sustracción de los minerales pesados mediante el filtro de papel en donde quedan acumulados. E) Sistema de extracción de minerales pesados y remoción del bromoformo por medio del alcohol. F) Embudo de recuperación de bromoformo, con agua destilada y alcohol.	65
Figura 29. Ilustración del separador isodinámico Frantz y sus partes, (j) Foto del separador Magnético Frantz, existente en el Laboratorio de Termocronología de la UCV.....	69
Figura 30. Proceso de montaje de minerales pesados en sección fina para análisis petrográfico para las muestras 4098' en la fracción 1.2 no magnética y no magnética y 4103' en la fracción 1.2 no magnética	70

Figura 31. Escala de tamaño de grano de Udden-Wentworth, modificado de Adams y otros (1984).....	72
Figura 32. Porcentaje de sedimentos según granulometría, y porcentaje de minerales pesados y livianos.....	73
Figura 33 a) Microscopio petrográfico Olympus BHT. b) Esquema del recorrido de los rayos de luz y formación de la imagen en un microscopio.....	74
Figura 34. (a) Montaje de muestras para MEB, (b) Muestras en disco en la cámara del equipo, (c) microscopio electrónico de barrido ambiental Quanta FEG 250 (ESEM.....	75
Figura 35. El procesamiento y análisis de imágenes digitales de microscopía óptica permite extraer la máxima información de las técnicas aplicadas.	76
Figura 36. Esquema de manejo de software ImageJ y resultantes de cada proceso...	78
Figura 37. Esquema para identificación mineral bajo microscopio petrográfico.....	79
Figura 38. Vista de Cristales de Monacita NP y NX 40X.....	83
Figura 39. E) Vista de Cristal de cristal de Monacita en su ángulo de extinción (20°) con respecto al eje extraordinario. F) Cristal de Monacita a lo largo del eje extraordinario sin extinción.....	84
Figura 40) G)Cristal de Zircón con zonación visto con luz transmitida y Monacita con extinción oblicua H) Cristal de zircón y Monacita sin extinción.	84
Figura 41 I) Vista de cristal de Esfena NX; J) Cristal de Esfena alterado a Leucoxeno, visto con luz blanca.....	85
Figura 42) K) Cristal de Limonita NX , L)Cristal de Limonita observado bajo luz blanca.....	85
Figura 43. M) Cristal de zircón NP, N)Vista de Cristal de Zircón Cristal de Zircón con extinción paralela O) Zircón tetragonal con corte transversal NP P) Zircón NX con baja birrefringencia debido a corte transversal del cristal.....	86

Figura 44) Q) Vista de cristal de Zircón NX , R) Vista de cristal de Zircón con extinción Paralela.....	87
Figura 45) Fracción 0.8 Mayor porcentaje de minerales opacos (Ilmenita, Limonita, Magnetita) , Cristales de Monacita NP, Monacita NX.....	87
Figura 46. Comparación de valores morfométricos de esfericidad y redondez.....	89
Figura 47. Valores calculados por el programa ImageJ, donde “Circ” indica valores de redondez y Round de esfericidad.	90
Figura 48. Imagen de navegación obtenida del interior del Microscopio FEI Qanta 250 y disposición de las muestras 350310’’, 4075’7’’, 40988’’, y 4103’10’’.	93
Figura 49. Micrografía de electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) de grano de Ilmenita. Análisis para muestra: 3503’10 JOC-605 FPO.....	94
Figura 50. Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 3503’10’’.	94
Figura 51. Micrografía de electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) de grano de Zircón. Análisis para muestra: 3503’10’’.	95
Figura 52. Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 3503’10’’.	95
Figura 53. Micrografía de electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) de grano de Monacita. Análisis para muestra : 4098’8’’.	96
Figura 54 Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 4098’8’’.	96

Figura 55. Micrografía en electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) en grano de monacita.....	97
Figura 56. Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 4098'8''.....	97
Figura 57. Micrografía en electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) en grano de monacita.....	98
Figura 58. Espectro EDX y valores de elementos presentes en la muestra 4098'8''.....	98
Figura 59. Micrografía de electrones secundarios y topografía observada de los granos existentes. c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4098' JOC-605 FPO.....	99
Figura 60. Difractograma de muestra 4075' del pozo JOC-605, con espectro indicador de posible presencia de Monacita.....	102
Figura 61. Difractograma de muestra 4103'10'' del pozo JOC-605, con espectros de fases minerales de rutilo, pirita y marcasita.....	102
Figura 62. Perfil de pozo JOC-605 entre intervalos de 4045' y 4105' pies donde se encuentran las muestras en estudio.....	105
Figura 63. Muestra 3503'10 de la formación oficina sin anomalías de concentración.....	106
Figura 64. Efecto de la colisión oblicua entre el arco del Caribe y la Paca Suramericana sobre la paleogeografía regional, esta reconstrucción incluye los cambios en posición de la línea de costa y las posibles trayectorias inferidas de los sistemas de drenajes. A. Cretácico tardío (~80 Ma); B. Paleoceno medio (~60 Ma); C. Eoceno temprano (~52 Ma); D. Eoceno medio (~42 Ma); E. Oligoceno medio (~30 Ma); F. Mioceno medio (~14 Ma); G. Plioceno (~5 Ma).....	108

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Los parámetros de corte (cutoff) utilizados para la evaluación petrofísica y estimación de la arena neta.....	56
Tabla 2. Parámetros de corte utilizados en la evaluación petrofísica.....	56
Tabla 3. Minerales separados por el Frantz de acuerdo a Hess (1959).....	67
Tabla 4. Pesos correspondientes al total de la muestra y tamices utilizados (60 y 200).....	71
Tabla 5. Resultados en promedio obtenidos a través de análisis visuales y calculados por el programa ImageJ.	91

1. INTRODUCCIÓN

Los perfiles de rayos gamma o *gamma-ray* son una herramienta utilizada en la exploración de hidrocarburos, y consiste en un espectro generado por la radiación natural gamma presentes en las rocas, y es producida por el decaimiento del potasio (K), torio (Th), y uranio (U). Es por esto que se puede realizar una diferenciación espectral y por lo tanto se puede asociar a una interpretación mineralógica de las características del subsuelo. El presente estudio surge de la observación de perfiles *gamma ray*, pertenecientes al Pozo MJOC-605 del Campo Jobo, perteneciente a la Faja Petrolífera del Orinoco (FPO); en donde se ha reportado una discrepancia entre el contenido de radioactividad y el tipo de litología, lo cual se traduce en una incertidumbre en la explotación petrolera de la zona. Se puede atribuir que una de las posibles causas, de estas anomalías en los registros de pozos, sean altas concentraciones de minerales pesados. En la presente investigación se plantea la concentración y beneficio de minerales pesados de tales arenas con la finalidad de estudiar si su concentración es anómala o no y si pudiera atribuirse las discrepancias de los registros *gamma-ray* a la presencia de los mismos.

Los núcleos de algunos elementos químicos son inestables y pueden desintegrarse de forma natural en otros núcleos. Esto significa que se transforman espontáneamente en otros elementos, típicamente emitiendo partículas. Este proceso, conocido como desintegración radiactiva, generalmente resulta en la emisión de partículas alfa y beta provenientes del núcleo. La mayoría de las transformaciones van acompañadas por la emisión de radiación gamma que es una radiación electromagnética, como los rayos X (Dana, 2001). Pero, a diferencia de estos últimos de origen atómico, la radiación gamma es de origen nuclear. Entre los núcleos inestables naturales se encuentran ^{232}Th , ^{238}U y ^{235}U , cuya desintegración genera las correspondientes series radiactivas que contiene radio nucleídos emisores de radiación gamma. Esta radiación puede ser utilizada para identificar y determinar sus concentraciones en rocas, suelos y sedimentos. Los elementos de las series radiactivas naturales se encuentran presentes

en minerales como monacita, circón, uraninita, torianita, entre otros, y estos, por su alta densidad y resistencia a la abrasión, se encuentran en la fracción de minerales pesados de algunos sedimentos fluviales (Herrera, 2004).

CAPITULO I

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los registros de pozos constituyen unas de las herramientas más usadas en la fase de exploración de yacimientos. La interpretación de datos representa en los análisis detallados un conjunto de perfiles cuidadosamente elegidos para derivar e inferir valores precisos para las saturaciones de hidrocarburos.

Existen valores arrojados por los registros, usualmente expresados en % y ppm de K, U y Th que generan concentraciones de radiactividad de estos radioelementos, y a su vez producen señales en el detector, las cuales pueden variar con distintos parámetros de la formación, entre ellos su densidad y composición, alterando erróneamente los valores arrojados por la sonda.

En los registros de la zona de estudio se ha mostrado siempre una respuesta diferente o anómala en profundidades específicas del Cretácico, existen hipótesis fundadas en datos, que atribuyen que esta respuesta es debido a la presencia de concentraciones de minerales pesados ricos en elementos radioactivos que afectan los registros de pozos *Gamma Ray*, (Matute, 2014 Com. Pers Duhamel, 2016), ese grado de afectación es tal, que a menudo en la perforación y determinación de prospectos petrolíferos se reportado una discrepancia entre el contenido de radioactividad y el tipo de litología, lo cual se traduce en una incertidumbre en la interpretación de los registros.

Se plantea manejar la incertidumbre a partir de la escasa información conocida, y estimar o predecir el valor real de la variable en cuestión en la localidad de estudio, con el propósito de determinar si minerales pesados y feldespatos en altas concentraciones, generan anomalías que afectan la interpretación de los registros *Gamma Ray* (Grosz et al. (1992 existiendo otras conjeturas que presumen una falla en los sistemas de calibración de los equipos y herramientas utilizados en la perforación de pozos petroleros.

OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2 .1 Objetivo General

Caracterizar mineralógicamente intervalos Cretácico- Terciario pertenecientes al pozo JOC-M605 del Campo Jobo, Faja Petrolífera del Orinoco.

1.2.2 Objetivos específicos

(a)Determinar la composición mineralógica mediante análisis petrográfico, en la fracción de sedimentos pesados de muestras no consolidadas del pozo MJOC-605 del campo Jobo entre los intervalos de profundidades 3503'4 y 4103'10''.

(b)Determinar morfología, las fases minerales y su composición química mediante microscopia electrónica de barrido (SEM), en la fracción de sedimentos pesados de muestras no consolidados del pozo MJOC-605 del campo Jobo entre los intervalos de profundidades 3503'4'' y 4103'10'' (Cretácico-Terciario)

(c)Analizar las características morfométricas (esfericidad y redondez) de los minerales pesados presentes en las fracciones 0.8 y 1.2 Amper, a través de programas de análisis de imágenes, para determinar procedencia sedimentaria y posibles distancias a la fuente.

(d)Evaluar la influencia de la presencia de minerales pesados y feldespatos con contenido radioactivo sobre los registros petrofísicos.

1.3 JUSTIFICACIÓN

Es necesario conocer las fases minerales presentes en los intervalos donde se ha reportado una respuesta diferente en los registros de pozos, se plantea correlacionar la distribución de minerales pesados y sus concentraciones con los registros *gamma ray* debido a la línea con contenido de torio, adicionalmente se plantea la posibilidad de que no sea precisamente la presencia de minerales pesados sino el decaimiento radioactivo de algunos elementos presentes en arenas silisiclásticas ricas en feldespatos (Duhamel Milagros. (2016); el presente trabajo busca dilucidar cuál de estas dos es la responsable de estas anomalías

Como elemento supletorio de la investigación la caracterización morfométrica facilitaría reconocer si a nivel de distintas profundidades del pozo existen distintas fuentes para la concentración de dichos minerales o en contraposición existe una única fuente de aporte, además de la determinación de mecanismos de transporte, y las condiciones de depositación para los periodos geológicos presentes en las muestras en cuestión.

1.4 ALCANCE

Este proyecto tiene como finalidad realizar un diagnóstico de la influencia de los minerales pesados y feldespatos presentes en arenas, sobre perfiles *Gamma Ray* y NGS o registro de espectrometría, ya que la presencia de estos pudieran estar afectando la diferenciación espectral. Generando condiciones anómalas que afectan la interpretación estratigráfica en núcleos pertenecientes al campo Jobo al norte de la faja petrolífera del Orinoco, Lo que concibe un gran número de pozos exploratorios no productivos.

Para esto se esbozará una serie de diferentes técnicas de separación de minerales pesados en el laboratorio; y análisis de secciones finas con el fin de hacer una identificación, clasificación y caracterización morfométrica, necesaria para tratar de identifi-

car parámetros controladores a lo largo de los procesos de transporte, abrasión, deposición de sedimentos en el área de estudio.

Este estudio pretende que con el reconocimiento de tales minerales se permita reevaluar la toma de decisiones en los procesos de perforación de la industria petrolera nacional a lo largo de la zona problema y poner en discusión los posibles usos de estos minerales pesados como subproductos industriales

1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de interés se encuentra al norte de la Faja Petrolífera del Orinoco la cual se encuentra específicamente en la zona centro-este de Venezuela, que incluye a los estados Anzoátegui, Monagas, Guárico y Delta Amacuro; posee una extensión de 55.000,00 km² y fue descubierta en 1.938.

El Campo Jobo está situado en el estado Monagas, a unos 100 km al sur de la ciudad de Maturín y unos 70 km al noroeste del río Orinoco.

Sus coordenadas UTM son las siguientes:

Latitud: 979.000 y 981.000 Norte Longitud: 491.000 y 502.000 Este

Limita al este, con el Campo Pílon y al suroeste, con el Campo Morichal. Jobo forma parte de un conjunto de campos que con un rumbo aproximado este-oeste se encuentra ubicado en la parte meridional de la Cuenca Oriental de Venezuela. El área es plana, arenosa y con escasa vegetación y la superficie topográfica buza suavemente de oeste a este.

Dicho campo comprende un área de 240 km², siendo uno de los campos productores de crudo pesado perteneciente a la Cuenca Oriental de Venezuela.

El área de estudio, localizada en la zona central del Estado Monagas, está conformada por el campo Jobo, el cual junto a los campos Morichal, El Salto, Temblador, Isleño, Pílon, Uracoa, Bombal y Tucupita integran El Área Mayor de Temblador, ubicada al este del Área Mayor de Oficina y continúa al sur en el sector Cerro Negro de la Faja Petrolífera del Orinoco.

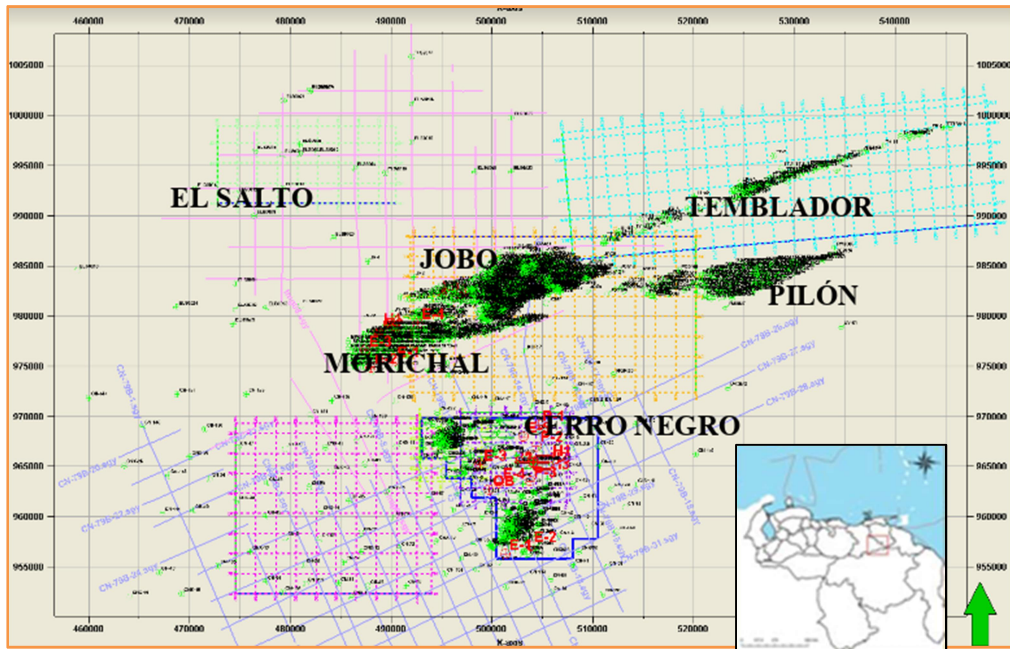


Figura 1. Ubicación relativa del área de estudio Campo Jobo F.P.O. (Tomado de Estudios integrados Distrito Morichal, PDVSA).

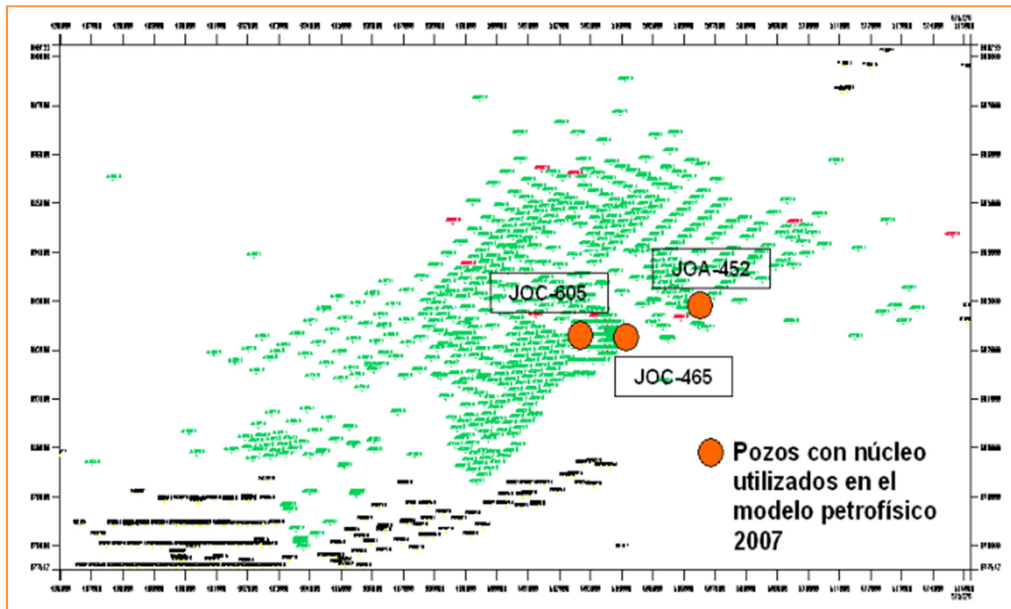


Figura 2. Ubicación relativa del pozo de estudio JOC- 605 Campo Jobo, F.P.O (Tomado de Modelo Petrofísico Campo Jobo, PDVSA)

1.6 ANTECEDENTES

1.6.1 Antecedentes Geológicos

BARRETO B JHANES C. (2004), Realizo un reconocimiento de litofacies aplicando atributos sísmicos y métodos de clasificación guiada en las parcelas del campo Jobo, Área mayor de Temblador, Estado Monagas.

KEY (1977), introduce una restauración de la jerarquía en la clasificación estratigráfica distinguiendo a cada miembro con un nombre adecuado, sustituyendo así la denominación existente de Grupos I y II (Rabassó Vidal 1976) por Miembro Jobo y Miembro Morichal respectivamente, además propone los nombres Miembro Pílon y Miembro Yabo para los miembros adicionales de la Formación Oficina que no habían recibido ninguna designación formal para la época; designando así como Formación Oficina a toda la sección comprendida entre el tope discordante del Grupo Temblador y la base concordante de la Formación Freites, asignándole una edad de Mioceno Temprano a Mioceno Medio.

GONZÁLEZ DE JUANA “et al.” (1980), Describe la Formación Oficina como una secuencia que se presenta en el subsuelo de todo el flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y contiene los principales yacimientos de los extensos campos petrolíferos en la región de Anaco-Oficina-Temblador, reportando que la misma consiste en lutitas y arenas alternantes que contienen niveles fosilíferos dispersos en toda la sección.

GROSZ et. al., (1992) Realizaron estudio en sedimentos cretácicos en Carolina del Norte y se identificaron minerales pesados asociados a anomalías aero radiométricas de los registros Gamma Ray

RODRÍGUEZ (1984), realizó una actualización geológica de los yacimientos Morichal 05, Morichal 09 y Morichal 11 del Campo Jobo en el estado Monagas. Dicho trabajo fue integrado en un solo yacimiento (Morichal 05). En el área de los yacimientos se verificó la información de 50 pozos perforados hasta el Miembro Morichal. Se revisaron las unidades estratigráficas del miembro para cada yacimiento y los

topes formacionales. Se elaboraron gráficas de producción por yacimiento y pozo, con el objeto de analizar el comportamiento de los fluidos presente a través del tiempo. La evaluación geológica permitió la identificación de tres áreas para la ubicación de localizaciones y la eliminación de la falla que divide a los yacimientos Morichal-09 y Morichal-05 inexistencia corroborada con los datos de producción, lo que produjo cambios en la nomenclatura del yacimiento.

MÉNDEZ (1985), gráfica la historia geológica de la Cuenca Oriental de Venezuela a través de bloques diagramáticos, que explican el proceso de sedimentación de la cuenca y su relación con la génesis, migración y acumulación de los hidrocarburos en la misma.

VILLEGAS (1985), determinó los rasgos estructurales mayores que evidencian los cambios progresivos en la configuración de la Cuenca Oriental de Venezuela; esto se logró a través del análisis de las características geológicas con mapas de contornos estructurales y de espesores de intervalos entre marcadores regionales. Se obtuvo como resultado la evidencia de la migración gradual del depocentro desde el noreste (Guárico) hacia el este debido al basculamiento de la cuenca durante el Terciario. Al mismo tiempo de la sedimentación basal de la Formación Oficina ocurrió un fallamiento normal de gran escala que hundió la parte norte del estado Anzoátegui, posteriormente ocurrió un levantamiento compresional al norte el cual dio origen al corrimiento de Anaco.

FLORES Y MÉNDEZ (2005). Utilizaron el método de huellas de fisión basado en la técnica del detector externo aplicado a apatitos detríticos contenidos en la Formación Betijoque, estableciendo la correlación estratigráfica, para determinar relaciones entre terreno fuente y procedencia sedimentaria.

PEREZ MARIA L (2006), Realizo un estudio estructural y estratigráfico en el Miembro Morichal de la Formación Oficina, en el Campo Jobo para determinar la arquitectura de las arenas prospectivas por medio de la correlación entre registros de pozos, representación espacial de las facies de cada unidad y mapas de contorno estructural.

GARCÍA (2013), Realizó una caracterización de las areniscas en los bloques Petrocarabobo y Carabobo 1, con base en los tipos de roca, a partir de la integración de rasgos sedimentológicos y petrofísicos, como descripción de núcleo, registros petrofísicos y datos sísmicos.

1.6.2 Antecedentes Metodológicos

FEO CODECIDO (1951), Establecido las técnicas para el estudio de minerales pesados y su aplicación en la estratigrafía de Venezuela.

Herrera (2004), caracterizó geoquímicamente los minerales pesados de muestras provenientes de la cuenca del río Aro. Utilizó el método hidrodinámico para separar los minerales pesados, así como también hizo una separación en fracciones magnéticas y análisis por difracción de rayos X, para la identificación de las fases minerales predominantes. Obtuvo que los minerales dominantes eran, ilmenita, hematita, magnetita y circón. También concluye que los sedimentos de los drenajes de los ríos Arizo, Guaigua y Hato Sucio, presentan una composición mineralógica que los hace dignos de estudio, para la prospección de yacimientos minerales.

FLORES (2013), Realizó la discriminación entre relieve, clima, y tectónica utilizando los mismos métodos mencionados en este proyecto a lo largo de la cuenca del río Guárico, con la finalidad de conocer las relaciones entre clima y tectónica en el contexto geodinámicos actual conformado por las Placas Caribe y Suramérica. Sus principales conclusiones indican diferencias en términos de erosión dentro de la subcuencas y un patrón de redondez y esfericidad heredados posiblemente durante los procesos de depositación de la Formación Guárico.

VIANA Y ARCIA (2014), Establecieron las relaciones entre clima, relieve y tectónica mediante la caracterización mineralógica –geoquímica (análisis de secciones finas, microscopía electrónica de barrido, difracción de rayos X, análisis granulométricos de minerales pesados pertenecientes a sedimentos modernos del sistema hidrológico

(ríos Nirgua o Buria, Tucuragua, Peña, tributario de Cojedes, Apure, Boconó, y la Quebrada Las Palmas, los cuales drenan hacia el río Orinoco).

CARMONA Y GONZÁLEZ (2014), Establecieron la relación entre clima y tectónica como agentes controladores en el desarrollo de relieve de orógenos, por medio del análisis de minerales pesados en sedimentos de las cuencas hidrográficas de los ríos Canaguá, Caparo, Michay y Uribante.

FIGUEIRA & ROMERO (2014), estudio de la interacción entre clima, relieve y tectónica a lo largo de las zonas circundantes a los ríos San Carlos, Guache, Guanare y Capitanejo mediante comparación de índices de erosión y análisis de minerales pesados.

LÓPEZ Y UZCÁTEGUI (2014), Establecieron diferencias en cuanto al contenido de minerales pesados, textura de granos e índices de erosión en los sectores norte y sur de la Formación Mesa, en la parte central de la cuenca del río Orinoco.

DUHAMEL (2016), realizó un reconocimiento de minerales pesados y analizó los efectos de la presencia de los mismos sobre los registros petrofísicos del grupo Temblador, Campo Dobokubi, estado Anzoátegui.

CAPITULO II

MARCO CONCEPTUAL

2.1.1 Minerales pesados

Los minerales pesados se definen como aquellos minerales accesorios de las rocas que tienen ordinariamente una gravedad específica mayor a 2.89 g/cm^3 (Carver, 1971) que es el peso específico del bromoformo (el líquido pesado más utilizado en la separación de minerales), como los minerales pesados se presentan comúnmente diseminados en un sedimento en cantidades muy pequeñas, generalmente menos del 1%, su separación y concentración de los minerales livianos se logra a través de diferentes análisis.

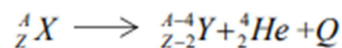
Según (Boggs, 2009) Los minerales pesados pueden dividirse convencionalmente en tres grupos: ligeros hasta 3.0 gr/cm^3 , medios de 3.0 a 4.0 gr/cm^3 y pesados más de 4.0 gr/cm^3 (Milosvski et al., 1982). Estos minerales pesados pueden ser opacos (ilmenita, magnetita, hematita, leucóxeno, limolita y pirita) o no opacos (apatito, zircón, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, granate, epidoto, anfíboles, zoisita, clinozoisita, cianita, sillimanita, andalucita, estauroilita, monacita, rutilo, esfena (titanita), rutilo, turmalina, entre los más comunes

2.1.2 Separación de minerales pesados

Utilizando un líquido denso, una mezcla de granos de mineral, de diferentes densidades, puede separarse en dos fracciones: la que se hunde, los «minerales pesados», y la que flota, los «minerales ligeros». Manipulando la densidad del líquido se pueden hacer más separaciones. El término «mineral pesado» se aplica normalmente a los minerales que se hunden en bromoformo (densidad 2,89). En el estudio de rocas arenosas el proceso de separación de minerales pesados es de gran importancia, puesto que facilita una pequeña proporción de minerales densos, e.g. turmalina (ciclosilicatos), zircón, hornblenda, esfena, etc., que se consiguen separar del bloque de material de densidad inferior, principalmente cuarzo. El proceso se utiliza para separar muestras puras de minerales de rocas ígneas trituradas y de rocas metamórficas para investigaciones ulteriores.

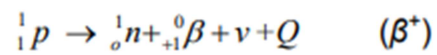
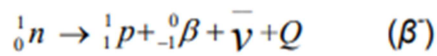
2.1.3 Radiactividad.

La radiactividad fue descubierta en 1.896 por Henri Becquerel cuando investigaba la fluorescencia de ciertos compuestos después de ser expuestos a la luz solar. Becquerel se percató accidentalmente que el uranisulfato de potasio era capaz de velar placas fotográficas sin necesidad de exponer el compuesto al sol y que su “fluorescencia” podía atravesar las envolturas en las que se encontraba la placa fotográfica. Pierre y Marie Curie continuaron con la investigación de Becquerel y descubrieron que el torio tenía la misma propiedad del uranio y la llamaron radiactividad. Poco tiempo después Ernest Rutherford descubre que la radiación era un fenómeno compuesto y descubrió las partículas alfa y beta. En 1900 P. Villard descubre un tercer componente de la radiación que era mucho más penetrante que las partículas α y β y que no era desviado por campos eléctricos ni magnéticos, por lo que debía ser una onda electromagnética, a la que llamó rayos gamma (Pérez, 2001). Hoy en día se sabe que algunos radioisótopos, o mezclas de radioisótopos con elementos ligeros, producen neutrones, históricamente James Chadwick fue quien descubrió el neutrón en 1932. La radiactividad es un proceso estocástico presente en la naturaleza en el cual un núcleo atómico inestable decae generalmente por medio de la emisión de partículas α , β o captura electrónica (C.E.). Después del decaimiento el núcleo puede quedar en un estado excitado, es decir, con mayor energía de la que necesita para encontrarse en su estado base. Esta energía extra es liberada emitiendo rayos γ característicos del núcleo (Pérez, 2001). Cuando un núcleo radiactivo se desintegra, emite radiación alfa (α), beta (β) o gamma (γ) y se convierte en otro núcleo diferente al original. La desintegración alfa (α) es la emisión de núcleos de He^4 , que se denominan α (Ferrer-Soria, 2003). Si un núcleo emite partículas alfa, se forma otro cuyo número másico es cuatro unidades inferiores al del núcleo original y cuyo número atómico es dos unidades inferiores, de acuerdo a la siguiente reacción de la Ecuación (1)



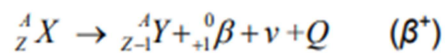
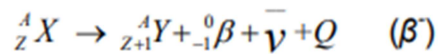
Ecuación 1. Desintegración de núcleos de H^4_2

Mientras que, la desintegración β emite electrones (β^-) o positrones (β^+) por parte de núcleos alejados de la línea de estabilidad. El proceso ocurre debido a la interacción débil, la cual produce dentro del núcleo atómico una reacción nuclear en la que uno de los nucleones que se encuentra en exceso (n o p), se transforma en el otro (cambio $n \leftrightarrow p$), emitiendo un β^+ o β^- y un neutrino electrónico (ν) o un antineutrino correspondientemente, de forma que se conserve la carga eléctrica (Ferrer, 2006) y otros parámetros nucleares (Knoll, 1999). En la ecuación (2) se tiene el caso de la desintegración beta, las reacciones se pueden escribir como:



Ecuacion 2. Desintegracion beta

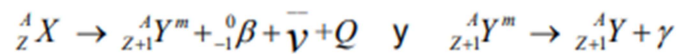
A partir de la Ecuación (3) un elemento X se forma otro Y, cuyo número másico no cambia y cuyo número atómico es una unidad superior, o inferior, correspondientemente:



Ecuación (3) Transformación de un elemento X en Y sin modificar su masa atómica

Por otro lado, la radiación gamma, son ondas electromagnéticas de longitud de onda muy corta (energías muy altas), lo cual las hace muy penetrantes. Este tipo de radiación generalmente acompaña a las desintegraciones beta y ocasionalmente a las alfa.

En estos decaimientos nucleares, el núcleo se desprende de la energía que le sobra para pasar a otro estado de energía más bajo, emitiendo rayos gamma, o sea fotones muy energéticos (Eisberg & Resnick, 2006). En el caso de un decaimiento beta (Ecuación 4), la radiación gamma proviene del decaimiento del estado metaestable del núcleo resultante Y (el cual luego de la desintegración beta no quedó en su estado base, sino en un estado excitado).



Ecuación (4) Esquemización del proceso de decaimiento beta

Todos los elementos que tiene un número atómico superior a 80 tienen isótopos radiactivos y los isótopos con número atómico mayor a 82 son radiactivos. Sin embargo, existen varios elementos radiactivos de número atómico más bajo que 80, los cuales son de gran importancia en las geo ciencias, entre ellos podemos mencionar el 40K, 147Sm y 143Nd, 14C y el 3H. Los elementos radiactivos naturales más abundantes que forman cadenas de desintegración radiactiva son agrupados en tres grandes grupos o familias radiactivas: los descendientes del 235U, los del 238U y los descendientes del 232Th (Ferronskiĭ & Poli ā kov, 2012). Por su parte, el 40K decae a isótopos estables, por lo que no forma cadenas de desintegración radiactiva. En la familia del uranio todos los isótopos son radiactivos, los isótopos más abundantes del uranio son 235U y 238U, los cuales decaen por emisión de una partícula alfa, acompañada por una débil radiación gamma. El isótopo más abundante es el 238U con una vida media de $4,46 \times 10^9$ años, el cual forma una larga serie de productos de decaimiento que incluye radionúclidos como 226Ra y 222Rn. Por otro lado, el 235U tiene una vida media de $7,13 \times 10^8$ años, ambos terminan su serie de decaimiento en los isótopos estables 206Pb y 207Pb respectivamente (Fig. 3 y 4) (Vasiliev & Sidorov, 2012).

En el caso del torio, su radioisótopo natural es el ^{232}Th con una vida media de $1,39 \times 10^{10}$ años, al igual que el uranio genera una serie de decaimiento que termina en un hijo estable, el ^{208}Pb (Fig. 5).

Por último, el ^{40}K el cual representa el 0,0117 % del potasio actual (Mook, 2000), experimenta desintegración beta, y luego una fracción decae con la emisión de rayos gamma con energía de 1,46 MeV (Fig. 6).

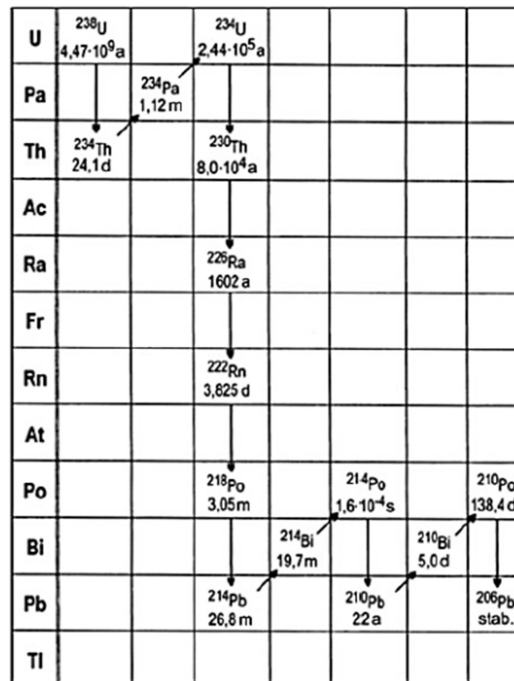
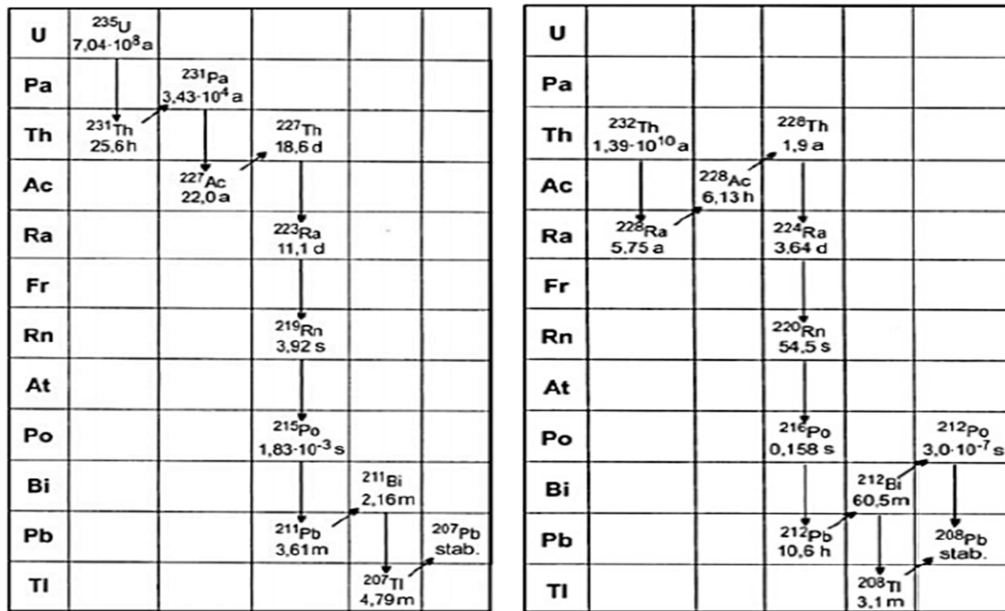


Figura 3. Esquema de Desintegración del ^{238}U . (Tomado de Ferronskiĭ & Poliĭkov, 2012)



(a)

(b)

Figura 4 (a) Esquema de desintegración ^{235}U . (Tomado de Ferronskiĭ & Poli Ākov, 2012).

Figura 5(b) Esquema de desintegración ^{232}Th . (Tomado de Ferronskiĭ & Poli Ākov, 2012)

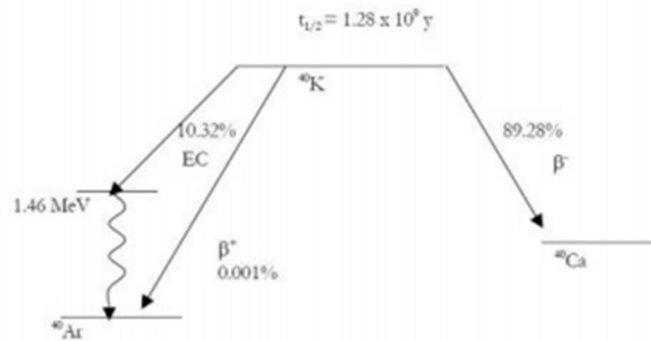


Figura 6. Esquema de desintegración ^{40}K . (Modificado de Mook, 2000)

La determinación de estos elementos radiactivos en pozos petrolíferos permiten distinguir características importantes de la arcilla o arena alrededor del pozo, al igual

que la composición química y mineralógica de las rocas que componen el mismo (Schlumberger, 2016). Dichos elementos se pueden determinar de forma indirecta, haciendo uso de la técnica gamma ray espectral o de forma directa a través de núcleos de rocas o muestras de ripios realizando un análisis de estos en el laboratorio.

Un núcleo consiste en una muestra de roca tomada del pozo a una profundidad específica, por medios especiales, preservando su estructura geológica y sus características físicoquímicas de la mejor manera posible, con la finalidad de realizar análisis petrofísicos, geológicos, mineralógicos, composicionales y/o radiométricos. Se obtienen generalmente mediante la perforación de la formación con un taladro rotatorio de sección transversal hueca, corte de porciones de paredes, corte con herramientas de cable y con fluidos de perforación (Madrid, 2013).

2.1.5 Geoquímica de elementos radiactivos (uranio, torio, potasio, radio)

2.1.5.1 Uranio

El uranio es un elemento químico con gran afinidad hacia la sílice, es un elemento sensible a condiciones redox y se puede encontrar en aguas naturales en forma de iones U^{4+} y U^{6+} (Bots & Behrends, 2008). Bajo condiciones reductoras y pH ácido se presenta como U^{4+} , siendo este ión el menos soluble y el menos móvil de las especies del uranio, por lo cual se concentra preferiblemente en minerales de uranio con baja solubilidad. Los cationes U^{4+} tienden a ser isoestructurales con otros minerales que no contienen uranio. Así el U^{4+} puede sustituir a otros iones en muchos minerales (Burns & Finch, 1999). Por otro lado, bajo condiciones oxidantes, el U^{4+} se transforma en U^{6+} formándose el ion uranilo (UO_2^{2+}), el cual es altamente soluble, estable y móvil. En este caso, el uranio puede ser transportado como ión o complejo iónico por aguas subterráneas y superficiales oxidantes (Lottermoser, 2007). La presencia de agentes acomplejantes, como iones carbonatos, son importantes para mejorar la solubilidad y movilidad del ion uranilo (Hostetler & Garrels, 1962).

La precipitación del uranio disuelto, se consigue principalmente a través de la destrucción de los complejos de uranilo. La estabilidad del uranio disuelto está fuertemente influenciada por: coprecipitación, adsorción en arcillas e hidróxidos, variación del Eh y pH, actividad microbiológica y la composición de la solución (Ragnarsdottir & Charlet, 2000 en Lottermoser, 2007). De estos procesos, la precipitación por la disminución del Eh, se asocia a la presencia de materia orgánica o sulfuros de hidrogeno en el agua (Lottermoser, 2007).

El uranio se encuentra en diferentes minerales mayoritarios en las rocas ígneas, especialmente en las pegmatitas y en muchos minerales accesorios de estas rocas, teniendo la propiedad química de sustituir a elementos como el Th, Ca, Zr y elementos de tierras raras, dentro de dichos minerales. En general, la concentración promedio del uranio en las rocas va desde 1 hasta 10 ppm (Wanty, et al. 2000, en Vasiliev & Sidorov, 2012).

2.1.5.2 Torio

El torio es considerado como un elemento líofilo de baja movilidad geoquímica; en soluciones acuosas se encuentra principalmente como Th^{+4} y es adsorbido rápidamente o precipitado como compuesto hidrolizado, debido a su alto potencial iónico, formando muchos compuestos insolubles en agua. Su solubilidad en agua es muy baja ($<1 \times 10^{-4}$ ppb) (Sheppard, 1980)

El Th no puede ser oxidado en condiciones geológicas, a un estado hexavalente, para formar un análogo del ión uranilo. La principal forma de movilidad del Th, cuando éste está enlazado a una estructura cristalina, es en forma de partículas sedimentarias (clásticos), producto de la destrucción de minerales químicamente estables, por procesos de meteorización. El Th puede ser transportado por aguas subterráneas en forma de coloides suspendidos y complejos de carácter aniónico, probablemente de origen orgánico (Ferronskiĭ & Polyakov, 2012) o especies de hierro y silicio, como ferrihidritas asociadas con silicatos (Short, 1998).

En la corteza terrestre el torio tiene una abundancia aproximada de 8,1 ppm (Weaver & Tarney, 1984), concentrado en la parte superior de la litósfera (Ferronskiĭ & Poliakov, 2012). En las rocas se puede encontrar en minerales accesorios como la monacita, el zircón, torita, apatito, esfena, torianita, entre otros (Ferronskiĭ & Poliakov, 2012). La concentración de Th en las rocas va desde 16 ppm en los granitos hasta 2,7 ppm en basaltos, encontrándose valores de 12 ppm en lutitas y en los océanos se encuentra disuelto o en suspensión en pequeñas cantidades (5×10^{-5} ppm) (Sheppard, 1980).

2.1.5.3 Radio

Existen cuatro isótopos naturales del radio: i) ^{226}Ra , siendo éste el más abundante, con una vida media de 1.610 años perteneciendo a la serie del ^{238}U ; ii) ^{223}Ra , con un tiempo de vida media 11,2 días de la serie del ^{235}U ; iii) ^{228}Ra con un tiempo de vida media de 6,7 años; y iv) ^{224}Ra , con un tiempo de vida media de 3,64 días, siendo estos dos últimos miembros de la serie del ^{232}Th .

Por sus propiedades químicas el radio es un metal alcalinotérreo con estado de oxidación +2, el cual no forma fases minerales propias. Los nitratos, cloruros, sulfuros y bromuros de radio son solubles en agua; mientras que los carbonatos, sulfatos, iodatos y oxalatos son insolubles. Por lo general, el radio no forma parte de ninguna red cristalina mineral, ya que sus propiedades químicas y cristalógicas difieren de las de los elementos que constituyen los minerales de uranio. Su inestabilidad en todas las aguas naturales conduce a su sorción sobre las superficies de fases sólidas (Ferronskiĭ & Poliakov, 2012).

En comparación con el uranio y el torio, el radio es fácilmente liberado de los minerales de uranio durante la meteorización natural o el procesamiento de minerales; es más soluble que el uranio y el torio, por lo que puede ser lixiviado de los suelos, rocas, minerales y desechos de minas, movilizándose rápidamente en aguas subterráneas y superficiales (Lottermoser, 2007).

2.1.5.4 Potasio

El potasio es un metal alcalino con una abundancia promedio en la corteza continental de 1,75% en peso, siendo un elemento mayoritario en las rocas ígneas. En sistemas sedimentarios el K₂O puede ser fijado por illita autigénica o ser adsorbido sobre la superficie de otros minerales de arcillas.

El ⁴⁰K es un isótopo radiactivo y representa el 0,0117% del potasio natural (Núñez & Roglá, 2011). Considerando la abundancia del K en la naturaleza, la contribución de radiactividad del ⁴⁰K puede llegar a ser importante, incluso para la exposición del ser humano. La actividad específica de este radioisótopo, calculada a partir de su tiempo de vida media 1,265x10⁹ años, es de 2.617x10⁵ Bq/g (Bequerelios de ⁴⁰K por gramo de potasio puro).

2.1.6 Registros de pozos

(a) Registros *Gamma Ray*

Los rayos gamma son impulsos de ondas electromagnéticas de alta energía que son emitidos espontáneamente por algunos elementos radioactivos. El isótopo de potasio radioactivo con un peso atómico 40, y los elementos radioactivos de las series de uranio y del torio emiten casi toda la radiación gamma que se encuentra en la tierra.

El registro de GR fue introducido en la industria petrolera en 1939 por well survey inc.

El registro de GR es una medición de la radioactividad natural de las formaciones. En las formaciones sedimentarias el registro normalmente refleja el contenido de arcilla porque los elementos radioactivos tienden a concentrarse en las arcillas y lutitas. Las formaciones limpias generalmente tienen un nivel muy bajo de radioactividad, a menos que contaminantes radioactivos como cenizas volcánicas o residuos de granito estén presentes o que las aguas de formación contengan sales radioactivas disueltas.

El registro de GR puede ser corrido en pozos entubados lo que lo hace muy útil como una curva de correlación en operaciones de terminación o modificación de pozo. Con frecuencia se usa para complementar el registro SP y como sustituto para la curva de

SP en pozos perforados con lodo salado, aire o lodos a base de aceite. En cada caso, es útil para la localización de capas con o sin arcilla y, lo más importante para la correlación general.

Usos de GR

- Definición y correlación de estratos.
- Indicador del contenido de lutitas.
- Evaluar minerales radiactivos.
- Evaluar capas de carbón.

Detección de trazadores radioactivos.

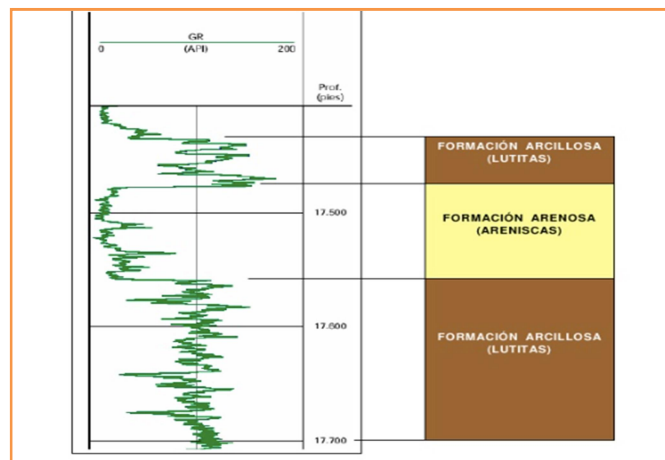


Figura 7. Registro *Gamma Ray*. (Tomado de [slideshare.net/Perfilaje de pozos](https://www.slideshare.net/Perfilaje-de-pozos). Consulta abril 2016).

(b) Registro NGS O *Gamma Ray* Espectral

Al igual que el registro de GR, el NGS o registro de espectrometría de rayos gamma naturales mide la radioactividad natural de las formaciones. A diferencia del registro de GR que solo mide la radioactividad total, este registro mide el número de rayos

gamma y el nivel de energía de cada uno y permite determinar las concentraciones de potasio, torio y uranio radiactivos.

Principio Físico:

La mayor parte de la radiación por rayos gamma en la tierra se origina por la desintegración de tres isótopos radioactivos: el potasio 40 con una vida media de 1.3×10^9 años; el uranio 238 con una vida media de 4.4×10^9 años y el torio 232 con una vida media de 1.4×10^{10} años.

El potasio 40 se desintegra directamente en Argón 40 estable con una emisión de 1.46 MeV de rayos gamma. Sin embargo, el uranio 238 y el torio 232 se desintegran sucesivamente a través de una larga secuencia de distintos isótopos hijos antes de llegar a isótopos estables de plomo. Como resultado, se emiten rayos gamma de muy diferentes energías y se obtienen espectros de energía bastante complejos.

Una vez que se conoce la población de isótopos padres también se puede encontrar la cantidad de isótopos no radioactivos. La proporción entre potasio 40 y potasio total es muy estable y constante en la tierra, mientras que, a excepción del torio 232, los isótopos de torio son muy raros, por lo que no se pueden tomarlos en cuenta.

Principio de Medición:

La herramienta NGS utiliza un detector de centello de yoduro de sodio contenido en una caja de presión que durante el registro se mantiene contra la pared del pozo por medio de un resorte inclinado.

Los rayos gamma emitidos por la formación casi nunca alcanzan el detector directamente. Más bien, están dispersos y pierden energía por medio de tres interacciones posibles con la formación: efecto fotoeléctrico, dispersión de Compton, y producción de pares. Debido a estas interacciones y a la respuesta del detector centello de yoduro de sodio, los espectros originales se convierten en los espectros manchados.

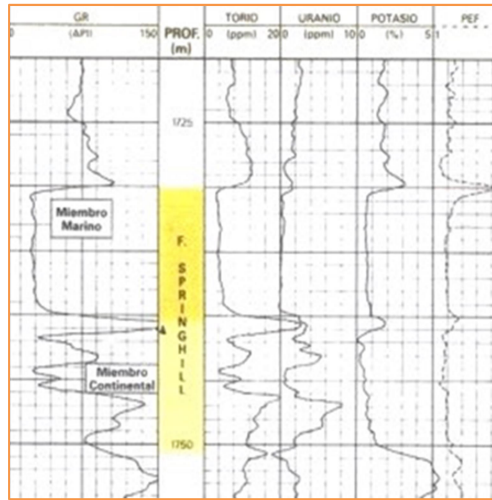


Figura 8. Registro de espectrometría de Rayos Gamma

Aplicaciones:

El registro NGS se puede utilizar para detectar, identificar y evaluar minerales radioactivos y también para identificar el tipo de arcilla y calcular los volúmenes de arcillosa.

La combinación del registro NGS con otras mediciones sensibles a la litología permite el análisis mineral volumétrico de mezclas litológicas muy complejas, permite que los minerales se identifiquen con más certezas y los volúmenes se calculan con mayor precisión. La respuesta del uranio del registro NGS a veces es útil como indicador de fluido movido para pozos perforados en yacimientos previamente explotados.

2.1.7 Características de los Yacimientos con Hidrocarburos

Las acumulaciones de hidrocarburos en la Faja Petrolífera del Orinoco se encuentran principalmente en los sedimentos clásticos del Terciario Inferior a Medio especialmente en el Oligoceno y Mioceno (Formaciones Merecure y Oficina respectivamente) y algunos yacimientos menores muy restringidos en el Cretácico (Grupo Temblador). La mayoría de los yacimientos se encuentran en arenas depositadas en sistemas fluviales de ríos entrelazados y meandriformes con influencia de mareas. La Formación Oficina fue depositada en ambientes que gradan desde una base fluvial,

cambiando a deltaíco y marino somero en su parte superior. Los sedimentos fueron transportados a los complejos deltaicos por sistemas fluviales que drenaban hacia el Norte desde el Escudo Precámbrico de Guayana. Los cambios en la sedimentación fueron conducidos por cambios relativos del nivel del mar, la formación de montañas en el Norte de la región y la subsidencia propia de la Cuenca Oriental de Venezuela. Los yacimientos se presentan en general como una secuencia unitaria de estratos relativamente continuos en dirección Este-Oeste. El espesor individual de los cuerpos de arena no petrolífera alcanzan los 460 pies de espesor (Pilón), pero los cuerpos con hidrocarburos son discretos con un promedio máximo de 32 pies de ANP, con límites laterales de roca y hacia la parte superior límites transicionales que sirven de sello.

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

Las prolíficas cuencas del Este de Venezuela fueron desarrolladas en una inusual confluencia de eventos tectónicos entre las placas Suramericana, Atlántica, Caribe y Pacífica. El desarrollo de una fosa tectónica de edad Mesozoico y un extenso margen pasivo crearon las condiciones para el depósito de rocas madres de excelente calidad y cantidad de materia orgánica (Summa et al., 2003).

En el Cenozoico, el movimiento transpresivo Oeste - Este de la placa Caribe a lo largo del margen Norte de Venezuela conllevó a la maduración de rocas madres en diversos pulsos, directamente atribuidos a eventos tectónicos regionales. La combinación de estos elementos aunados a vías de escape estructurales y estratigráficos resultó en una eficiente migración de grandes volúmenes de petróleo y gas a lo largo de los flancos de espesos depocentros (Summa et al., 2003)

2.2.1 Arquitectura de La Cuenca y Cobertura Sedimentaria

La Cuenca Oriental de Venezuela, originada sobre la corteza continental adelgazada, es limitada por el Escudo de Guayana al Sur, las rocas metamórficas acrecionadas al Norte, el Graben de Espino al Oeste, el complejo acrecional de Barbados al Noreste y la corteza oceánica Atlántica al Este.

La estructura del Basamento de la Cuenca Oriental de Venezuela y la cubierta sedimentaria reflejan su historia tectónica compleja y la acción distintiva de la gravedad. La Figura 9 es un mapa interpretativo que representa la distribución del espesor sedimentario a través de la Cuenca. Este mapa está basado en una recopilación de: (a) registros de pozos con su respectiva correlación del Paleozoico y topes de Basamento; (b) estimaciones del Basamento cristalino superior, basado en cálculos de varios cientos de puntos de referencia magnéticos, y (c) mapas sísmicos publicados por PDVSA. El Basamento es variable pero normalmente consiste en rocas Precámbricas o Paleozoicas cristalinas. Los depocentros principales representados en Figura 9 incluyen el Graben de Espino, la Serranía del Interior, la cuenca de ante país profunda de Maturín, Trinidad tierra firme y Trinidad costa afuera, todos alimentados por sistemas fluviales. La mayoría de los hidrocarburos descubiertos a la fecha se localizan

adyacentes a bajos estructurales, con algunas excepciones notables que ocupan el eje de la acumulación sedimentaria (Summa et al., 2003)

Basados en la profundidad del Basamento Precámbrico se han definido dos provincias separadas por la falla Hato Viejo. En las áreas de Ayacucho y Carabobo el Basamento se encuentra a menor profundidad y las rocas Terciarias están cortadas por numerosas fallas extensionales. En las Área Boyacá y Junín con el Basamento a mayor profundidad se pueden diferenciar dos generaciones de fallas, la primera que corta sólo los sedimentos Paleozoicos o Cretácicos, en algunos casos sin afectar la cubierta Terciaria y la segunda generación que muestra la reactivación de fallas antiguas (Ej. falla de Hato Viejo) con el desarrollo de sistemas extensionales durante la sedimentación de la Formación Oficina.

Estos movimientos tuvieron lugar antes del fin de la sedimentación de la Formación Oficina, puesto que el tope de Oficina no es afectado, lo cual indica una edad Mioceana Temprana a media para los movimientos verticales que tuvieron lugar en este sector de la Cuenca Oriental de Venezuela.

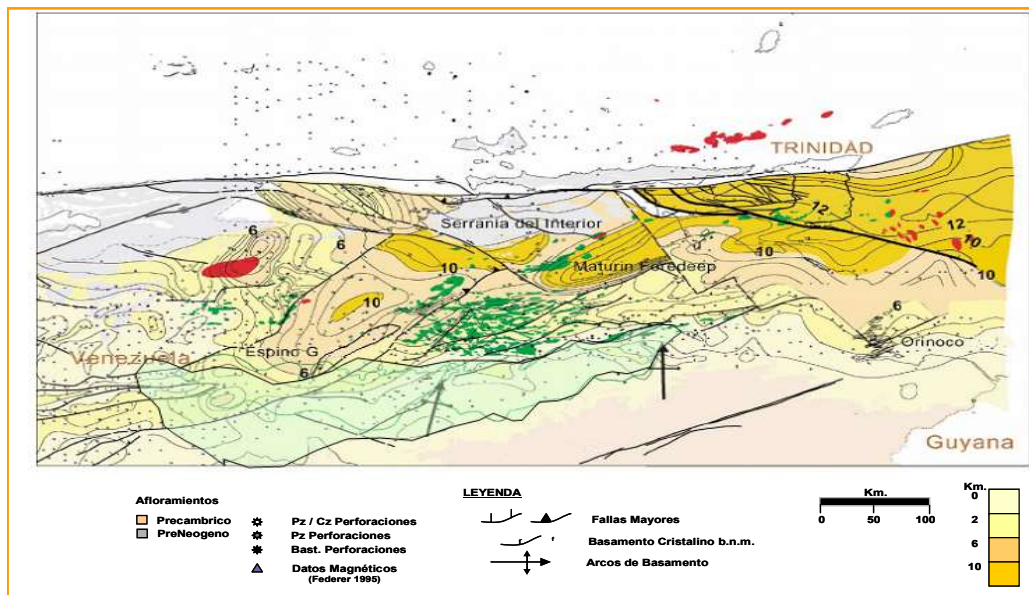


Figura 9. Configuración estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela y distribución de los sedimentos (TOMADO DE SUMMA et al., 2003)

La Faja Petrolífera del Orinoco, consiste en varios Bloques rígidos separados por fallas. No existe ninguna evidencia de grandes pliegues dentro del área de la faja. En La Provincia Oriental (Área de Carabobo y Ayacucho) las fallas son de tipo tensional normal y poseen tres direcciones preferenciales

- ▶ Orientación Este - Oeste, correspondiente al corte de una línea de quiebre al Norte de Ayacucho y Carabobo.
- ▶ Orientación Norte - Este, tendencia paralela a la dirección predominante de las rocas más viejas en el Escudo de Guayana.
- ▶ Orientación Norte - Oeste, orientación prominente que refleja las tendencias topográficas Pre-terciarias.

El desplazamiento promedio vertical de las fallas es aproximadamente 180 pies sin tener en cuenta la orientación. Las trampas pueden ser por acuñaamiento estratigráfico o por truncamientos estructurales. Las principales arenas se asocian a meandros de un sistema fluvial que fluía hacia el Norte desde el Escudo de Guayana.

2.2.2 Evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela.

El margen pasivo del Norte de América del Sur subsidió, mientras que los sedimentos fueron depositados en él desde el escudo de Guayana. En el Cretácico Medio algunos de los sedimentos depositados resultaron notablemente ricos en materiales orgánicos; como la Formación La Luna en la Región de Maracaibo y su equivalente la Formación Querecual (~92 Ma.) y la Formación San Antonio en la Cuenca Oriental de Venezuela. Estas formaciones contienen la fuente mayoritaria de materia orgánica que originó el petróleo y gas en Venezuela.

La Figura10 muestra cinco secciones geológicas que representan la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela y sirven para ilustrar la conexión entre la evolución tectónica de las placas, estructuras locales, subsidencia, levantamiento y sistemas hidrocarburíferos. (Summa et al., 2003).

► **92 Ma.**

Este es el evento que define la geología del petróleo en la Cuenca Oriental de Venezuela, aunque la cuenca para este período no está bien entendida. Para este periodo, se depositaron las rocas Cretácicas en un margen pasivo rellenando las fosas tectónicas Jurásica-Cretácicas tempranas. Las geometrías de las fallas sintectónicas de fosa influenciaron en los subsecuentes patrones de maduración de las rocas fuentes Cretácicas, actualmente aflorantes en el Serranía del Interior. Cerca del tope de la secuencia de relleno de estas fosas tectónicas, se presentan evaporitas tal como lo muestran los pozos del oeste de Trinidad. Entre 92 y 20 Ma., se producen rupturas importantes que ocurrieron en el margen pasivo (Speed, 1995), incluyendo el levantamiento y la erosión bien documentada del Terciario temprano, difíciles de relacionar a las interacciones de las placas Caribe - Atlántica.

► **20 Ma.**

Para este tiempo, napas alóctonas asociadas con el avance de la Placa del Caribe se acercaron por el noroeste y una cuenca profunda tipo “*flysch*” de antepaís, (Cuenca de Carapita) se formó donde se localiza ahora la Serranía del Interior. Cuando esta cuenca subsidió y se rellenó, se produjo el soterramiento de las rocas fuentes del Cretácico produciendo la maduración y expulsión inicial de hidrocarburos. Es muy probable que estos hidrocarburos generados inicialmente se perdieran debido a la falta de trampas y sellos regionales eficaces.

► **15,5 Ma.**

En el Mioceno Medio, la convergencia oblicua de las placas del Caribe y Suramericana continuó produciendo el acortamiento de las secciones rocosas, como lo reflejan la abducción y la dirección Sur de las Napas Caribe (hoy en día representadas por la Serranía Norte Araya - Paria). Las características morfológicas de espesores finos y gruesos alternados, se han desarrollado durante los últimos 4,5 millones de años. En

un tiempo relativamente corto, una sección significativa de la cuenca invertida de Carapita fue erosionada debido a las siguientes razones: (a) levantamiento tectónico a lo largo de fallas nuevas y reactivadas, (b) levantamiento isostático, consecuencia del cambio en los movimientos de placas y las tensiones asociadas. En este modelo, el levantamiento tectónico ocurre durante épocas de gran convergencia entre las placas Caribe y Suramericana. Durante períodos de baja convergencia a lo largo del límite de transformación, la disminución en las tensiones transpresivas permite el reacomodo isostático regional. Las mayores disconformidades regionales se atribuyen a la existencia entre 15,5 y 10 Ma. de los levantamientos isostáticos mencionados en el párrafo anterior. Basándose en las interpretaciones de sísmica de reflexión los cabalgamientos en esta área dejan de ser activos poco después de 15,5 Ma. Como resultado de la flexura asociada a la continua reducción del Área Norte, el Anticlinorio del Furrial fue enterrado nuevamente, con las subsecuentes implicaciones en la maduración de las rocas madres. La maduración de las rocas madres durante este período ocurre en los depocentros relacionados a transpresiones, dando como resultado poca pérdida de hidrocarburos de la ampliamente distribuida roca madre Formación Querecual.

► **10 Ma.**

Fallas y procesos isostáticos continúan controlando el levantamiento, la erosión regional y el desarrollo de la discordancia regional de 10 Ma. La línea de quiebre inferida que separa las zonas levantadas y erosionadas de la zona subsidente cambia de posición desde el Caribe Alóctono hacia la parte Sur de la moderna Serranía del Interior. Esta línea de quiebre es hoy una zona de transición compleja que corta el Área del Campo Quiriquire. Un nuevo depocentro tipo antepaís se desarrolla a los 10 Ma. Sobre y frente al Anticlinorio de El Furrial, produciendo una extensa maduración de rocas fuente Cretácicas. Simultáneamente lutitas marinas se depositaron proporcionando un sello a la migración y al entrapamiento de grandes volúmenes de fluidos que ahora ocupan la Faja Petrolífera del Orinoco. A este tiempo se forman las fallas

normales en el Área de Oficina y Temblador debido a la flexura del anticlinorio en la cuenca de antepaís Oriental de Venezuela, proveyendo las trampas estructurales para el petróleo que migra desde el Norte.

► **Época actual**

La Serranía del Interior representa una característica topográfica importante, que junto a la Falla del Pilar son el límite tectónico que separa la superficie para-autóctona de la Serranía del Interior de las rocas metamórficas aloctonas de la Península Araya - Paria. El eje de la cuenca de Maturín ha cambiado hacia el Sur, con una gruesa sección Pliocena depositada por la migración al Este del sistema del Río proto-Orinoco desde el Sur del frente de deformación. Las fallas normales continúan siendo activas. Una serie de lutitas por compresión dan forma a colinas en el límite del Sur del frente de deformación, probablemente con núcleos antiguos de características transpresionales. Hoy persiste la maduración y la producción de hidrocarburos en la parte profunda de la cuenca.

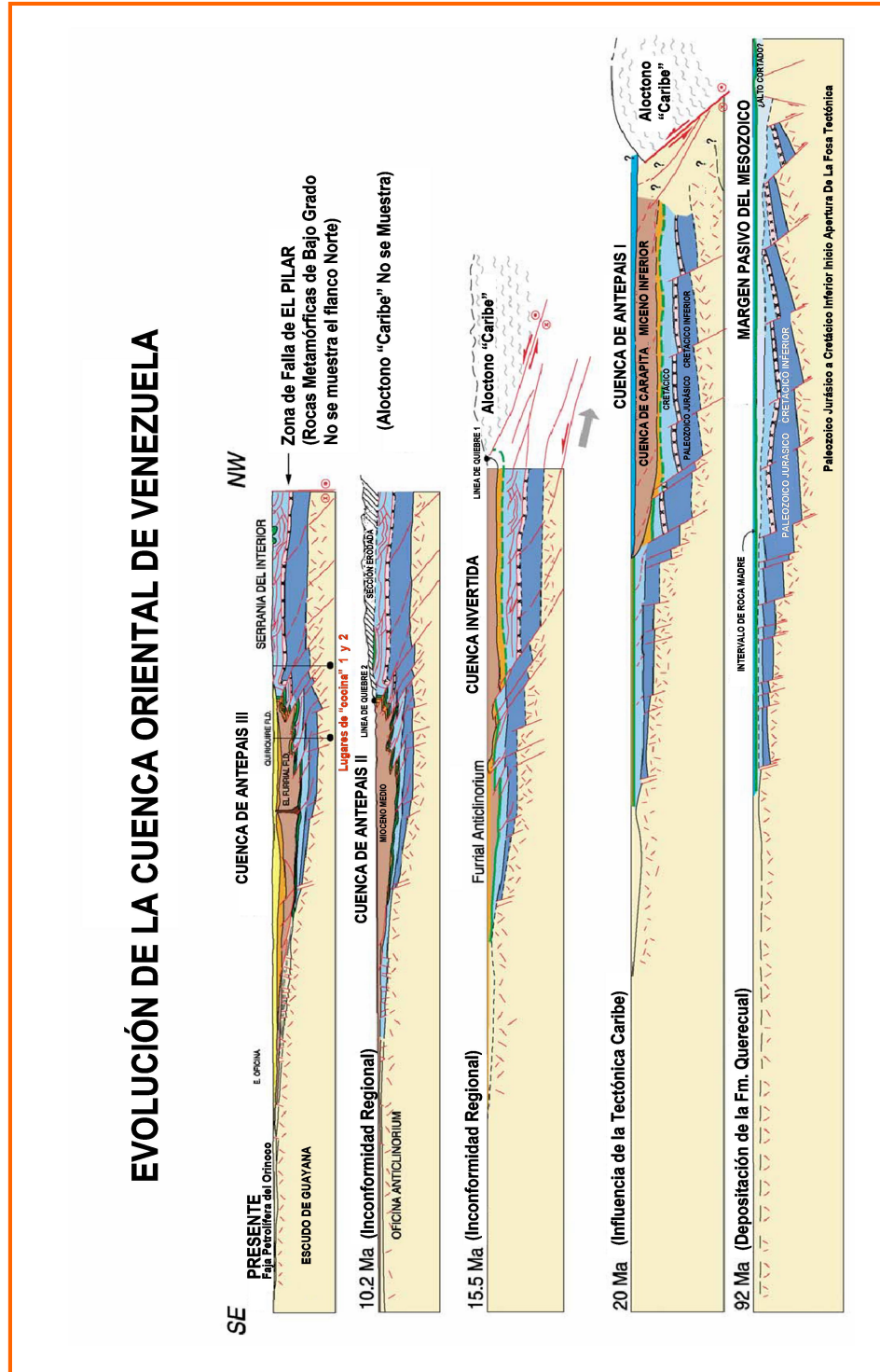


Figura 10. Evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela. (TOMADO DE SUMMA et al., 2003)

► **2.2.3 Estratigrafía Regional de la F.P.O**

La columna estratigráfica de La Faja Petrolífera del Orinoco incluye rocas de edades que van desde el Pre-cámbrico al Reciente. Muchos autores se han ocupado del análisis sedimentológico de La Faja Petrolífera del Orinoco. Una breve descripción estratigráfica de los sedimentos se muestra esquemáticamente en la Figura 11 (Parnaud et al., 1995), mientras que los detalles más sobresalientes se presentan a continuación.

► **2.2.3.1 Pre - Cretácico**

En la Faja Petrolífera del Orinoco los sedimentos Pre-Cretácicos se restringen a los Bloques Boyacá y Junín como se ilustra en la Figura 11, a la parte Noroeste de Ayacucho y al Graben de Espino. Estos sedimentos incluyen las Formaciones: Hato Viejo y Carrizal de edad Paleozoica. Hasta el momento ninguna acumulación de hidrocarburos se ha encontrado en estos sedimentos (Yoris, et al., 1997).

► **2.2.3.2 Cretácico**

El Cretácico en La Faja Petrolífera del Orinoco está caracterizado por los sedimentos del Grupo Temblador que incluye las Formaciones Tigre y Canoa, formadas por arenas y lutitas negras y calizas glauconíticas, respectivamente. El Cretácico se extiende como una unidad sedimentaria Este-Oeste desde el margen Noreste del Área Carabobo a la sección occidental del Bloque Boyacá. Del Norte hacia el Sur, la sección disminuye en espesor hasta que desaparece por solapamiento o por erosión. El espesor del Cretácico varía de un área a otra: Los espesores máximos están al Noroeste del Área de Boyacá donde la secuencia alcanza un espesor de 3000 pies, hacia el Este en Junín, Ayacucho y Carabobo, el espesor puede cambiar de 600 a 1000 pies. Secuencias discordantes cubren el Basamento Pre - Cámbrico en el Área de Carabobo, y progresivamente desaparecen al Sur. En el Área de Ayacucho, los sedimentos se hacen más delgados y acúan hacia el Sur. En el Área de Junín, se encuentran discordantes sobre el Paleozoico y rocas Pre - Cretácicas en el Graben de Espino; en Boyacá, son truncados al Sur por la falla de Altamira (Yoris, et al., 1997).

► 2.2.3.3 Terciario

En la columna sedimentaria Terciaria en la Faja Petrolífera del Orinoco se identifican tres ciclos transgresivo-regresivos, de edad Oligoceno y Mioceno, como lo muestra la Figura 11 (Isea, 1987, Fiorillo, 1987). El Paleoceno y el Eoceno no se encuentran con registro en esta área. A continuación se describe la estratigrafía de estos tres ciclos Terciarios (Fiorillo, 1987).

► Ciclo 1

El Ciclo 1 es el Terciario más antiguo que puede reconocerse en la Faja y se restringe al Oligoceno (Formaciones La Pascua, Roblecito y Chaguaramas). Se extiende sobre el Área de Boyacá y el Noroeste de Junín, con un espesor que alcanza los 3000 pies al Norte. Este ciclo es también llamado el ciclo transgresivo -regresivo del Oligoceno, yace discordante sobre el Cretácico, Pre-Cretácico o rocas Precámbricas y tiene un contacto concordante con los sedimentos suprayacentes del Mioceno.

La fase regresiva de Ciclo 1 presenta erosión progresiva en el Sur y el Este del área, pudiendo haber ocurrido antes del período transgresivo del Ciclo 2. La fase transgresiva del Ciclo 1 es representada por la Formación La Pascua y se restringe a la parte central del Área de Boyacá, con un espesor máximo de 500 pies. Esta fase se identifica con depósitos de arenas transgresivas con una orientación preferencial Este-Oeste, típica de barras litorales, con canales maréales o depósitos de frente de playa y ocasionalmente intercalaciones de facies de albuferas o estuarios.

La máxima trasgresión de este ciclo, está representada por la Formación Roblecito, y consiste en una secuencia de lutitas que alcanza un espesor de 1900 pies en la parte Norte del Área de Boyacá. Hacia el Este, gradan lateralmente a secuencias arenosas y desaparecen rápidamente al Sur. El arreglo de facies y la fauna marina estudiada, indican un ambiente de plataforma nerítica restringida. La Formación Chaguaramas representa la parte superior del ciclo y corresponde a un período regresivo que ocurrió después de la Formación Roblecito. Su espesor varía entre 600 y 735 pies. La unidad aflora al Noroeste por la erosión desde Este y Sur del Área de Boyacá y cambia lateralmente a facies más lutíticas hacia el Norte. Estas facies se interpretan como depósi-

tos ligeramente retrabajados de barras de desembocadura inter-estratificadas con depósitos de pantanos y bahías inter-distributarias. En la parte superior las arenas regresivas van pasando a arenas masivas que podrían corresponder a depósitos apilados de barras de desembocadura.

▶ **Ciclos 2 y 3**

Los ciclos 2 y 3 son de edad Miocena y representa los ciclos más importantes del Terciario por tratarse de rocas con importantes yacimientos de hidrocarburos. Estos ciclos comprenden cinco unidades litoestratigráficas informales que pueden correlacionarse regionalmente y representan alternancias de intervalos gruesos de arenas y lutitas.

El ciclo 2 comienza con un intervalo basal predominantemente arenoso (Unidad I) que va cambiando a un intervalo lutítico hacia arriba (Unidad II). Estas lutitas representan el tope de la máxima transgresión marina del ciclo 2. Más arriba, las lutitas gradan a arenas regresivas que indican el principio de ciclo 3 y constituyen la Unidad III. Como se ilustra en Figura 11 las Unidades I, II y III corresponden a la Formación Oficina. En la parte superior de la Unidad III, las arenas gradan a lutitas de la Unidad IV, que se corresponde con la denominada Formación Freites representante de la máxima trasgresión del Ciclo 3 y que es recubierta por las arenas regresivas de Unidad V.

▶ **2.2.3.4 Depósitos Post-Miocenos**

Los sedimentos Post-Miocenos en la Faja Petrolífera del Orinoco corresponden a unidades predominantemente arenosas de origen continental (Formaciones Mesa y Las Piedras), que cubren discordantemente los sedimentos Miocenos en Carabobo (Cerro Negro) y Ayacucho (Hamaca). Su extensión se restringe a estas dos áreas y su edad se identifica como Mioceno-Plioceno Superior.

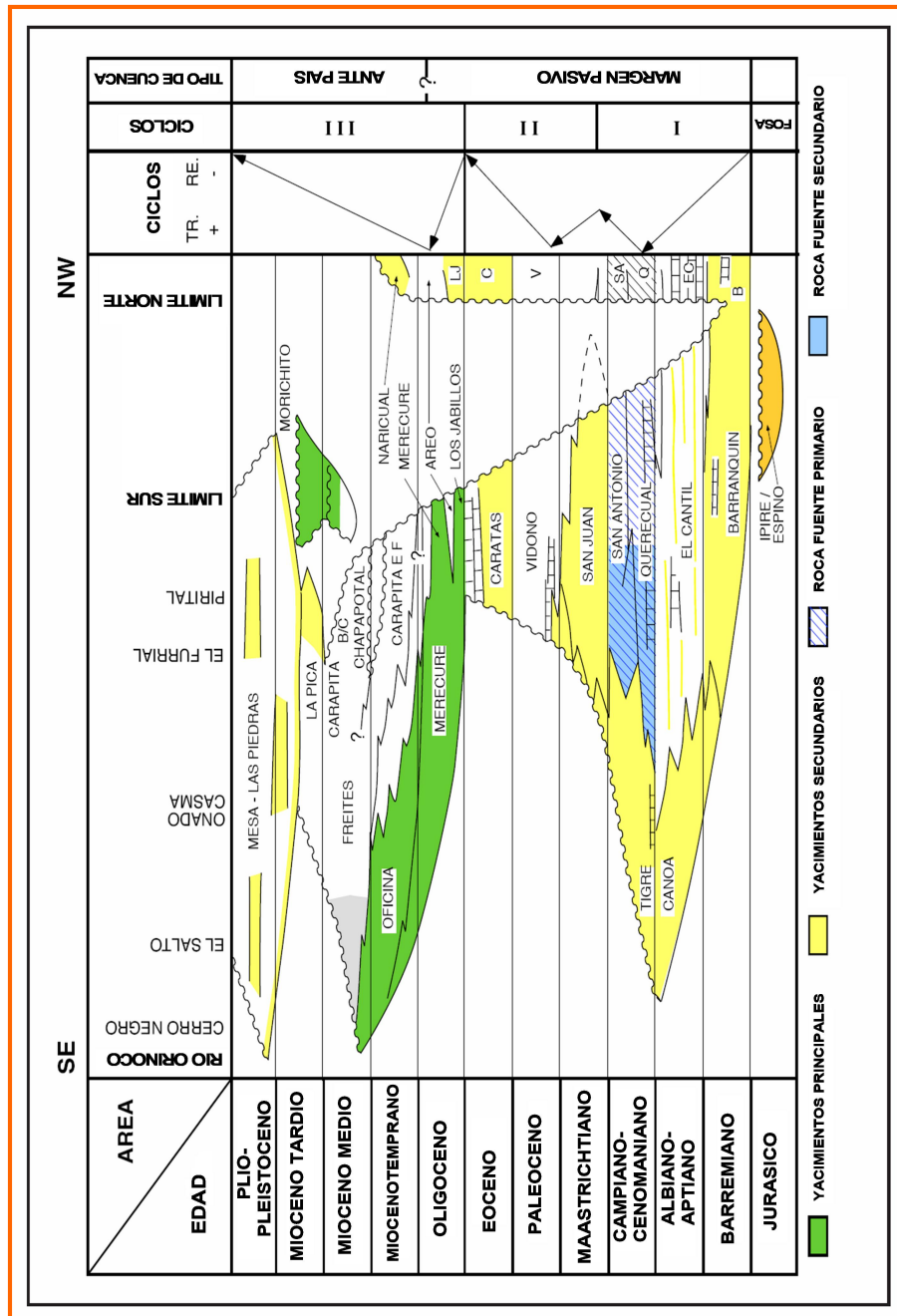


Figura 11. Estratigrafía Regional de la Faja Petrolífera del Orinoco. (TOMADO DE SUMMA et al., 2003)

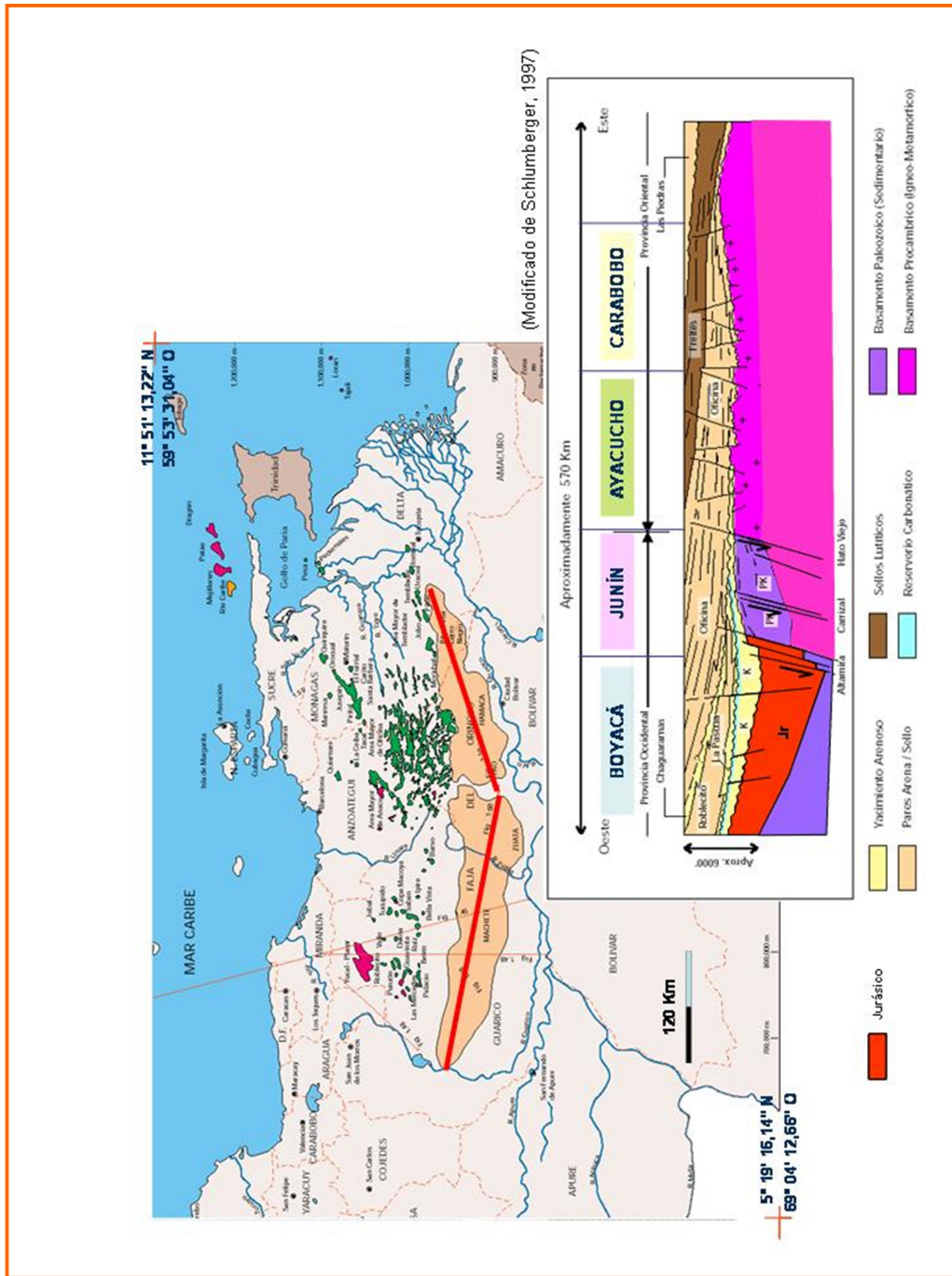


Figura 12. Configuración Esquemática de La Faja Petrolífera del Orinoco. (TOMADO DE SUMMA et al., 2003)

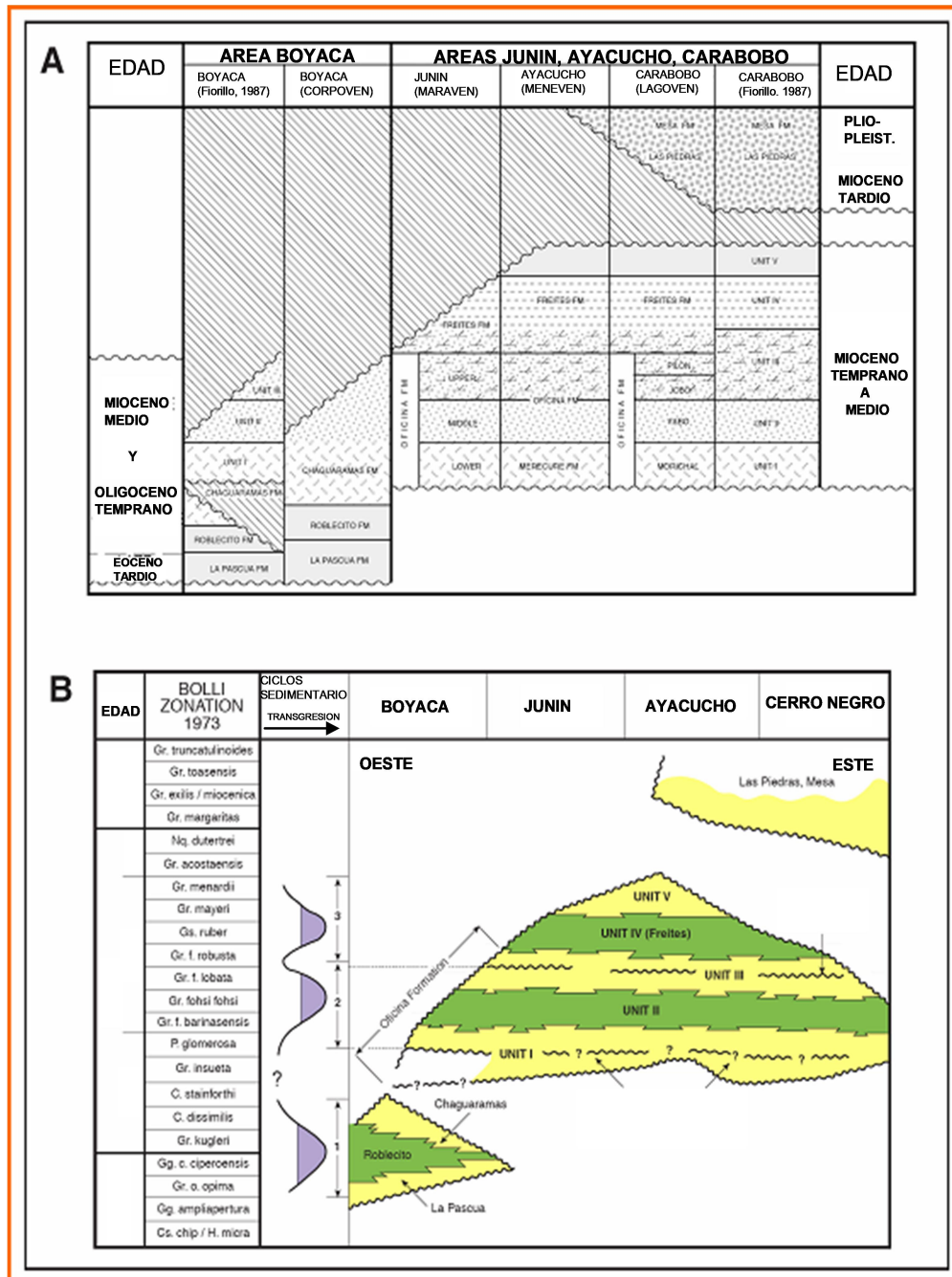


Figura 13. Estratigrafía Terciaria de La Faja Petrolífera del Orinoco. (Tomado de (Summa, et al., 2003).

2.2.3 Roca Madre

Los hidrocarburos de la Faja Petrolífera del Orinoco se originaron probablemente a partir de dos tipos de rocas:

Lutitas marinas del Cretácico Superior , Formaciones Querecual y San Antonio, depositadas unos pocos de kilómetros al Norte del Corrimiento de Pirital y en la Región de la Serranía del Interior.

Lutitas marinas no deltaicas de las formaciones Oficina y Merecure, así como también los equivalentes en tiempo de las lutitas marinas de la Formación Carapita.

En la Figura 16. Se muestra la distribución efectiva de la madurez de ambos grupos sedimentarios, basados en el análisis de riqueza y madurez orgánica (Summa, et al., 2003).

Se estima que las Formaciones Querecual y San Antonio (grupo Guayuta) han generado más del 90% de los hidrocarburos descubiertos en la cuenca sin incluir el petróleo pesado de la Faja Petrolífera del Orinoco. Estas lutitas marinas, lutitas calcáreas y calizas bituminosas se depositaron en condiciones anóxicas abarcando desde el Cenomaniense hasta el Campaniense, como parte de un sistema de sedimentación que se extendió ampliamente por el Norte de América del Sur. El grupo Guayuta tiene más de 1000 metros de espesor en la Serranía del Interior y se adelgaza hacia el Sur en áreas cratónicas (Figura 16). La materia orgánica del grupo Guayuta es por lo general de Tipo II medido según el índice de hidrógeno (HI). Tiene hasta 700 mg. de hidrocarburo/gr. de carbono orgánico y alcanza valores del 8% de carbono orgánico total (COT). Los cálculos de madurez realizados por Summa, et al., 2003, sugieren que los valores de COT originales (inmaduros) pudieron haber alcanzado valores de hasta un 12% de COT. Sin embargo, es importante la variabilidad lateral y vertical en las características de esta roca y que no todo el grupo Guayuta puede clasificarse como generadora de petróleo. En general, el potencial generador de petróleo disminuye hacia el Sur donde terminan en relación de “*onlap*” (Figura 13). Esta variación en el potencial generador de hidrocarburos se debe a la creciente contribución de materia

orgánica de Tipo III junto a condiciones más deficiente para la preservación de la materia orgánica (Summa, et al., 2003).

Los intervalos no marinos y deltaicos dentro de las formaciones Oficina (Mioceno) y Merecure (Oligoceno) también contribuyen a la generación de hidrocarburos en las Subcuencas de Maturín y Guárico. Algunas lutitas y carbones dentro de estas unidades contienen la materia orgánica Tipo III/I capaz de generar tanto petróleo como gas, con valores de COT que superan el 5%. Los cálculos de madurez obtenidos (Summa, et al., 2003) indican que estas rocas pudieron haber generado hasta el 5% de los hidrocarburos descubiertos en el Oriente Venezolano. Tanto los datos de la roca fuente como los estudios paleogeográficos indican que el potencial de generación de petróleo de estas rocas disminuye hacia el Este, producto del cambio de facies deltaicas del grupo Merecure a lutitas de mar abierto de la Formación Carapita. La base de formación Carapita, en la subcuenca de Maturín, contiene rocas potencialmente generadoras de petróleo y gas, con materia orgánica Tipo III/II y valores de HI y COT de 350 y 4.5% respectivamente. Sin embargo, el resto de la Formación Carapita parece no ser una fuente potencial de hidrocarburos. Es difícil definir el límite efectivo de la roca madre del Mioceno debido a la falta de muestras para determinar profundidad de enterramiento y ventana de generación. En base a biomarcadores tomados en el Área de Guanipa esta roca madre parece ser de mejor potencial efectivo en campos del extremo oriente, como el Campo Pedernales, También existen muchas áreas en donde estas rocas son térmicamente inmaduras y por lo tanto no han generado los hidrocarburos. La integración de los mapas de roca madre del Mioceno Superior con mapas térmicos de maduración han permitido elaborar los mapas de distribución de roca madre efectiva del Mioceno Figura 16. (Summa, et al., 2003).

Como se ha señalado anteriormente, además de los dos grupos de roca madre conocidos y que acaban de ser descritos, existen dos potenciales rocas madres más antiguas que no han sido ampliamente consideradas en la geología petrolera Venezolana: (1) la roca madre lacustre del Jurásico y principios del Cretácico, con marcadores biológicos característicos de ambientes no marinos de elevada salinidad, y (2) la roca madre

marina del Aptiano – Albiano con características geoquímicas similares al Cretácico inferior, que se encuentra en facies carbonáticas en otros lugares alrededor de los márgenes del Atlántico, y entre las rocas del grupo Guayuta (Summa, et al., 2003).

2.2.4 Marco Estratigráfico Regional

El marco estratigráfico regional de la Faja Petrolífera del Orinoco corresponde al acuanamiento sur de los sedimentos terciarios de la cuenca oriental venezolana, por encima del basamento ígneo-metamórfico del Cratón guayanés localizado al sur del río Orinoco.

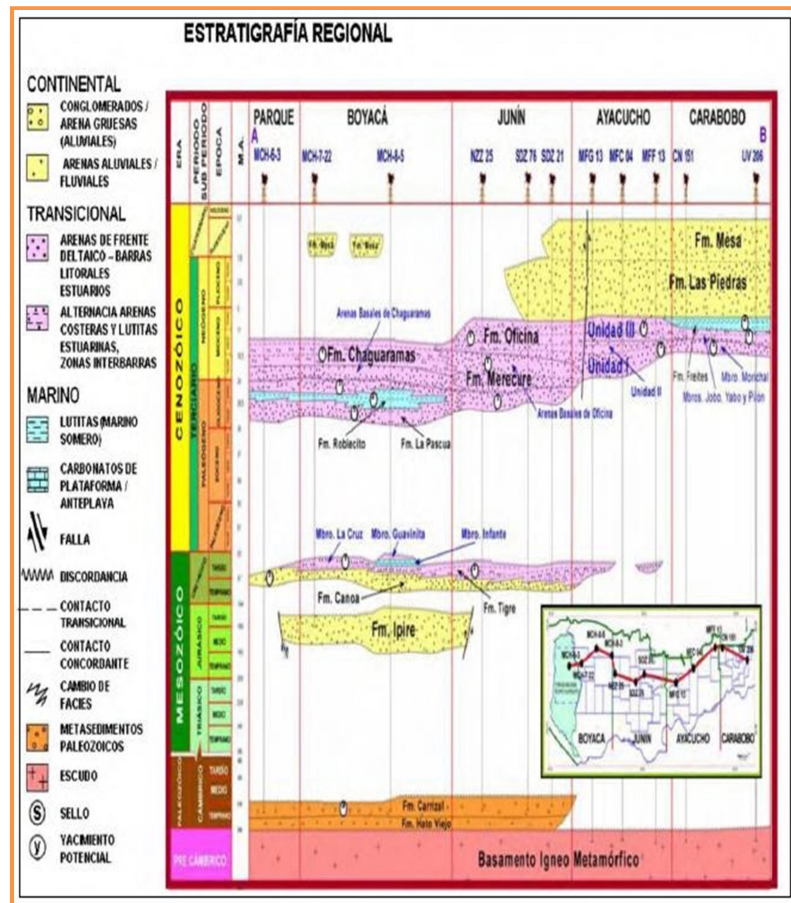


Figura 14. Estratigrafía Regional de La Faja Petrolífera Del Orinoco. Tomado de PDVSA (2010)

► **2.2.4.1. Basamento (Precámbrico)**

El basamento en el área está compuesto por granitos, gneises, anfíbolitas y esquistos, de origen ígneo-metamórfico y forma parte del Complejo de Imataca de edad Precámbrica.

La litología característica del Complejo de Imataca es representada por gneises félsicos y máficos intercalados con capas de cuarcitas ferruginosas, granulitas y cuerpos delgados interestratificados de rocas graníticas. En todo el complejo las rocas leucocráticas predominan y constituyen aproximadamente el 80% de la unidad, los gneises máficos constituyen el 10% de la secuencia y el resto lo componen los gneises graníticos y escasas anfíbolitas. La edad del protolito de Imataca ha sido interpretada mediante estimaciones radiométricas por los métodos Rb/Sr y U/Pb roca total, como correspondiente a 3.500-3.600 m.a. (González de Juana “et. al.”, 1980).

► **2.2.4.2. Formación Hato Viejo (Paleozoico Devónico):**

Consiste esencialmente de areniscas de grano fino a gruesos, redondeados y muy bien cementados, en parte micácea, pirítica y ligeramente calcárea. Los clásticos son de origen continental y descansa discordante del basamento y yace en forma concordante de la Formación Carrizal. (Hedberg, 1942).

La unidad está constituida por una espesa secuencia de arcilitas verdosas a gris oscuro, duras, masivas y densas, ocasionalmente teñidas de rojo, duras y compactas. Contiene algunas capas de limolita y areniscas. Generalmente están fuertemente bioturbadas. Mineralógicamente, la unidad se caracteriza por granate, biotita, feldespatos, cuarzo, chert, muscovita y glauconita como minerales más comunes, y es claramente diferenciable en los registros eléctricos, en base a la respuesta de las curvas de rayos gamma y potencial espontáneo, típico de sedimentos arcillosos, (Di Giacomo, 1985).

2.2.4.3 Grupo Temblador (Cretácico):

El Grupo Temblador representa toda la sedimentación cretácica conocida en el subsuelo de Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro, que descansa inconformemente sobre el flanco norte del Escudo de Guayana.

De acuerdo a las características de los registros eléctricos y en base a las correlaciones efectuadas, la presencia del Grupo Temblador, en el sector de Cerro Negro está restringida a la parte noroeste del área y al este de Uverito en la región deltana, donde muestra desarrollos de hasta 600 pies. Este grupo presenta areniscas arcillosas lenticulares que se pueden diferenciar de las areniscas masivas basales de la Formación Oficina suprayacente, por el cambio brusco que exhiben en el contacto discordante que las separa. En este grupo no se han encontradas evidencias petrolíferas (Fiorillo, 1983).

► **2.2.4.4. Formación Canoa (Aptiense – Albiense):**

Van Erve (1985) realizó determinaciones de edades de la sección cretácica, en el subsuelo del área Zuata, tomando como base a los palinomorfos. Kiser (1987).

Litológicamente esta descrita, como una intercalación de conglomerados de grano fino, areniscas, limolitas y arcillitas gris azulada de edad Aptiense-Albiense (Hedberg, 1947). Se sugiere una depositación en ambientes continentales por la presencia de conglomerados y restos de plantas, posiblemente fluvial del tipo barra de meandro (Léxico estratigráfico de Venezuela, 1997). Según Sinanoglu (1986) el ambiente sedimentario es fluvial, probablemente de "point bar", en aguas llanas no marinas "subaérea", bajo clima árido y una topografía plana. En base a registros eléctricos se pueden realizar varias indicaciones útiles para la determinación del tope de la Formación Canoa, aún cuando no siempre todas están presentes:

- a) Un aumento considerable en la lectura de la curva de rayos gamma sobre toda la sección de la formación.
- b) Presencia frecuente de areniscas con valores altos de radioactividad, expresado por la curva de rayos gamma.
- c) Aumento en la tendencia de la curva de concentración de torio en los perfiles de espectroscopia de emisión (NGT, Spectral log).

d) Aumento de la línea base de resistividad de lutitas en los perfiles de inducción (curvas SN o SFL).

e) Cambio de tendencia (ascendente) en la curva de tiempo de tránsito en los perfiles sínicos.

f) Un aumento en la proporción de lutitas/arenas con respecto a la unidad suprayacente (Formación Tigre) expresado en la curva de potencial espontáneo (Hedberg, 1950).

► **2.2.4.5 Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense):**

Van Erve (1985) realizó determinación de edades de la sección cretácea, en el subsuelo del área de Zuata de la Faja Petrolífera del Orinoco, en base de palinomorfos. Kiser (1987) y Vega y de Rojas, (1987), describieron y discuten brevemente la distribución de esta formación en las áreas de Machete y Zuata respectivamente.

La formación es una secuencia variable, irregularmente estratificada, de areniscas y limolitas de grano fino, glauconíticas, gris a gris verdoso areniscas gruesas friables y espesas, limolitas gris a gris verdoso y lutitas carbonosas y fosfáticas (Hedberg et al. 1947). El ambiente sedimentario es generalmente profundo y de tipo talud, con el desarrollo de ambientes de plataforma hacia el sur de la región de Guárico.

► **2.2.4.6 Formación Merecure (Oligocen- Mioceno Temprano):**

Se localiza entre los estados Anzoátegui y Monagas, específicamente en el área de Anaco, Oficina y Temblador. Tiene un espesor máximo de 1990 pies y está compuesta en más de un 50 % por areniscas de color gris claro a oscuro, masivas, mal estratificadas y lenticulares, duras, de grano fino a grueso, incluso conglomerática, con estratificación cruzada y una variabilidad infinita de porosidad y permeabilidad. Las areniscas están intercaladas por láminas delgadas de lutitas de color gris oscuro a negro, carbonáceas, laminadas irregularmente, algunas arcilitas ferruginosas con ocasionales capas de lignitos, (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997)

► **2.2.4.7. Formación Oficina (Mioceno Temprano-Mioceno Medio):**

Su litología característica consiste de una alternancia monótona de areniscas y lutitas, con abundantes lignitos de muy poco espesor pero de gran extensión lateral. Individualmente las areniscas son lenticulares, pero en los paquetes de areniscas se extienden a grandes distancias, facilitando la correlación a través de la cuenca (Méndez, 1985). Para Audemard et al. (1985), la parte inferior de la Formación Oficina se inicia con una progradación (relleno de paleo topografía) seguida por una transgresión (sistema playa-isla de barrera); posteriormente, se establecen condiciones de costa afuera en las áreas de Cerro Negro y Hamaca, mientras que hacia Zuata, prevalecieron ambientes más restringidos influenciados probablemente por mareas; la formación termina con la instalación de un delta progradante. Para Campos et al. (1988), el ambiente sedimentario de la llamada Formación Oficina en el norte del área mayor de Oficina, puede resumirse como repeticiones de ciclos caracterizados por transgresiones y progradaciones.

Campos et al. (1985) postulan una edad Mioceno Temprano a medio para la Formación Oficina, en el noreste de Anzoátegui. Muller et al. (1987, 1985) y Campos “et al”. (1988), concuerdan en que la Formación Oficina pertenece al Mioceno Temprano y Medio. González de Juana et al. (1980) y Méndez (1985), consideran que la Formación Oficina se sedimentó en un inmenso complejo fluvio-deltaico, donde son comunes las arenas lenticulares y de relleno de canales de ríos. La Formación Oficina ha sido dividida en cuatro miembros informales, que son denominados, de más viejo a más joven, miembro morichal, miembro Yabo, miembro Jobo y miembro Pilón.

► **2.2.4.8. Formaciónn Freites (Mioceno Tardío):**

Se presenta en el flanco sur de la cuenca. Suprayace concordantemente a la Formación Oficina. El espesor varía de 825 a 3000 pies.

En la localidad tipo, Hedberg “et al”, 1947, permiten la subdivisión de la en tres intervalos: Un intervalo superior de unos 100 m, con capas delgadas de areniscas arcillosas de grano fino, de color blanco verdoso, algo glauconíticas y muy persistentes

lateralmente. Un intervalo predominantemente lutítico, y un intervalo inferior de aproximadamente 100 m de lutitas intercaladas con areniscas verdeamarillentas, de grano medio a grueso, glauconíticas, calcáreas o sideríticas y muy fosilíferas (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997). La Formación Freites suprayace concordantemente a la Formación Oficina en casi toda su extensión, excepto en el área de Anaco, donde se presenta una discordancia

Representa el máximo de la segunda transgresión mayor del Mioceno. El carácter de la formación es nerítico. Hacia el margen sur de la cuenca, en el sector Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco, la Formación Freites disminuye de espesor al paso que se hace más arenosa, al extremo que en los pozos más meridionales del área, se hace difícil su diferenciación de las formaciones Oficina y Las Piedras. En el área Carabobo, según la fauna de moluscos el ambiente es de tipo transgresivo marino costero (Fiorillo, 1983). Presenta una gruesa sección de lutitas al norte, que en Carabobo va siendo reemplazada por cuerpos de arenas que aumentan al sur, en esta área, la formación reduce su espesor desde 550 m en el norte a 73 m en el sur.

► **2.2.4.9. Formación Las Piedras (Mioceno - Plioceno):**

La Formación Las Piedras consiste en areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, interlaminada con lutitas gris a verdoso, arcillitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg, 1950). El ambiente de sedimentación se relaciona con los de aguas dulces a salobres según Hedberg (1950).

► **2.2.4.10. Formación Mesa (Pleistoceno):**

La Formación Mesa está compuesta por arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso, cementadas y muy duras; conglomerado rojo a casi negro; arenas blancoamarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada, además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita (González de Juana, “et. al” 1980).

2.3.1 GEOLOGIA LOCAL

Por la compleja arquitectura de las facies sedimentarias en el Campo Jobo, se ha hecho difícil determinar la distribución vertical areal de los cuerpos de arenas que controlan el potencial almacenamiento de hidrocarburos, influyendo negativamente en la ubicación de nuevas áreas prospectivas. Por otra parte, debido al carácter heterogéneo de las zonas productoras del campo, la información existente de pozos y sísmica, tanto 2D como 3D, ha dado lugar a diversas interpretaciones con discrepancias entre sí, tanto a nivel estructural como a nivel estratigráfico incluyendo la interpretación con perfiles gamma ray y de resistividad.

Estratigráficamente, el intervalo central comprende (desde la base hasta la parte superior) la Formación Canoa (Cretácico) separada por una superficie de discordancia del Mioceno superpuesto a las Formaciones Oficina y Freites. La Formación Oficina se puede subdividir en una serie de miembros estratigráficos y subunidades de yacimiento.

El Miembro Morichal dentro de la Formación Oficina forma el depósito principal y se interpreta ampliamente como una sucesión deltaica fluvial con lodos marinos (Formación Freites) y lodos prodelta (Mb Yabo) que recubren el Miembro Morichal en forma de arenas. El Miembro Morichal representa canales deltaicos a gran escala, sedimentos relacionados con grietas y arenas distributarias frontales. Se cree que el delta está transportando sedimentos de sur a norte lo cual contribuye al análisis de procedencia para el presente estudio, ya que los sedimentos muy probablemente tienen como fuente de origen el cratón de Guayana.

2.3.2 Aspectos estructurales del Área Mayor de Temblador

Los campos del Área Mayor de Temblador tienen gran semejanza estructural, y se encuentran todos sobre un homoclinal de rumbo N 70° E, donde el basamento desciende suavemente (4° a 5°) hacia el norte, cortado por fallas normales escalonadas de dirección general este-noreste. La mitad de las fallas buza al sur, limitando los yacimientos. En los bloques levantados se produjo el arqueamiento que constituye factor importante para la acumulación de los hidrocarburos. La mayoría de las fallas son no-sellantes, normales y de gran extensión (superior a los 15 km) con desplazamientos verticales que oscilan entre 50' y 200' (Schlumberger Oilfield Services, 1997).

El desplazamiento vertical en el sector norte es mayor que en el sector sur.

Entre las principales fallas con buzamiento y desplazamiento al sur se encuentran las fallas de Tucupita, Jobo, Pílon, Uracoa y Temblador, esta última presentando numerosas fallas ramificadas (figura 18). Este movimiento estructural se ha ubicado en el Mioceno superior y Plioceno inferior, puesto que las fallas afectan la Formación Las Piedras inferior y medio y se profundizan dentro de basamento (Almarza, 1997).

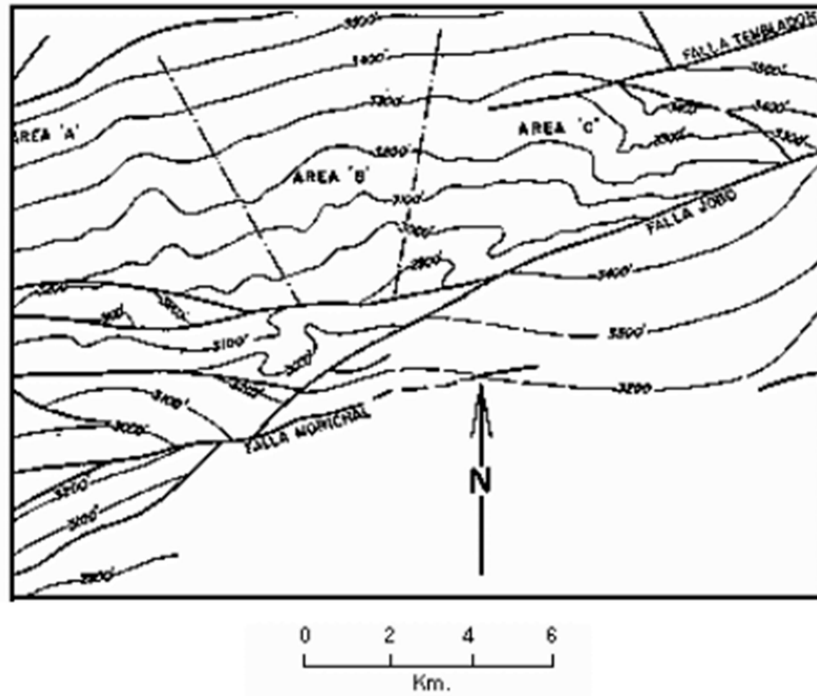


Figura 15. Mapa estructural del Campo Jobo – Formación Oficina. Modificado de Almarza (1997)

Las acumulaciones de hidrocarburos están controladas esencialmente por trampas estratigráficas y, por ello, no se encuentran contactos agua-petróleo regionales ni tampoco contactos gas-petróleo (Schlumberger Oilfield Services, 1997). Este entrapamiento estratigráfico adquiere cierta importancia en los bordes este y oeste de los yacimientos, debido al acuñamiento lateral de las arenas.

Campo Jobo

El campo Jobo está situado tres kilómetros al suroeste de Temblador, dentro del homoclinal de buzamiento norte. La acumulación se descubrió al norte de la falla Pilón, con buzamiento sur de 60° - 70° y desplazamiento que llega hasta más de 300'. El límite este está determinado por una falla transversal de dirección noreste que separa a Jobo del campo Pilón.

Al oeste se desarrolló el campo Morichal que se fue acercando al campo Jobo con los pozos de avanzada hasta considerarse una sola acumulación, aunque el buzamiento regional norte presenta localmente algunas variaciones debidas a pliegues y fallas.

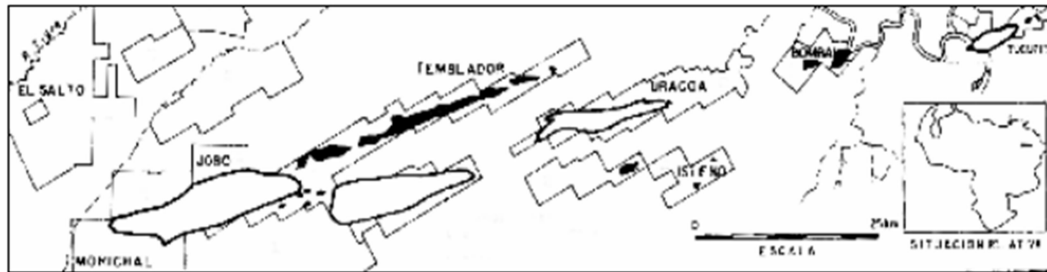


Figura16 Localización del Campo Jobo, en el Área Mayor del Temblador. Modificado de González de Juana et al (1980)

El patrón estructural conocido hasta ahora, consiste en el propuesto para el sur de la Cuenca Oriental de Venezuela. La estructura representativa es un homoclinal con rumbo preferencial este – oeste y buzamiento suave hacia el norte, cortado por un sistema de fallas normales que buzando mayoritariamente hacia el sur con ángulos altos de hasta 80°. El Miembro Morichal es afectado por las mismas fallas tanto a nivel superior como inferior, por lo que se puede decir que el movimiento estructural estuvo activo durante el Mioceno inferior y medio. Esta característica es de suma importancia, ya que existen posibilidades de entrapamiento estructural en todo el intervalo comprendiendo las arenas A y C del Miembro Morichal. La región estudiada es atravesada por una falla principal, normal, con un rumbo aproximado N75E y desplazamiento hacia el sur, con buzamiento aproximadamente de 80° conocida como la Falla de Jobo. El bloque deprimido se encuentra al sur, en el lado del cratón de Guayana. Hacia el norte en el lado de la cuenca, en el bloque levantado, se observa, a través de los contrastes de colores, algunos arqueamientos en los horizontes, que unidos a las fallas secundarias normales, pueden influir en la formación de las trampas que controlan la acumulación de hidrocarburos.

En particular la falla de Jobo, que controla la acumulación de petróleo en este campo, tiene un desplazamiento que alcanza 400' (121 m) La formación Oficina es la unidad productora del campo, dividida, como se explicó anteriormente, en cuatro miembros que desde la base se denominan: Morichal, Yabo, Jobo y Pilón.

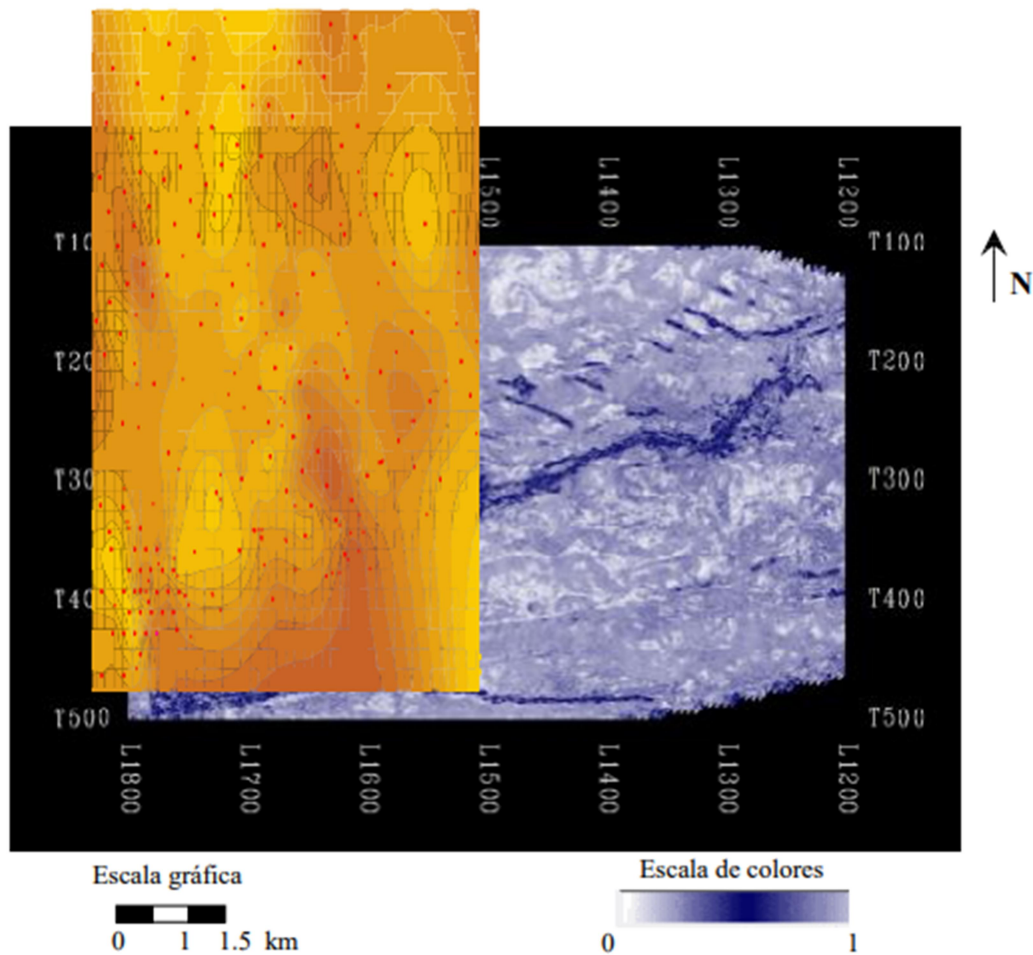


Figura 17. Análisis de semejanza en el horizonte tope A. Los patrones de fallas son claramente visibles, identificables con valores de baja similitud en color oscuro.

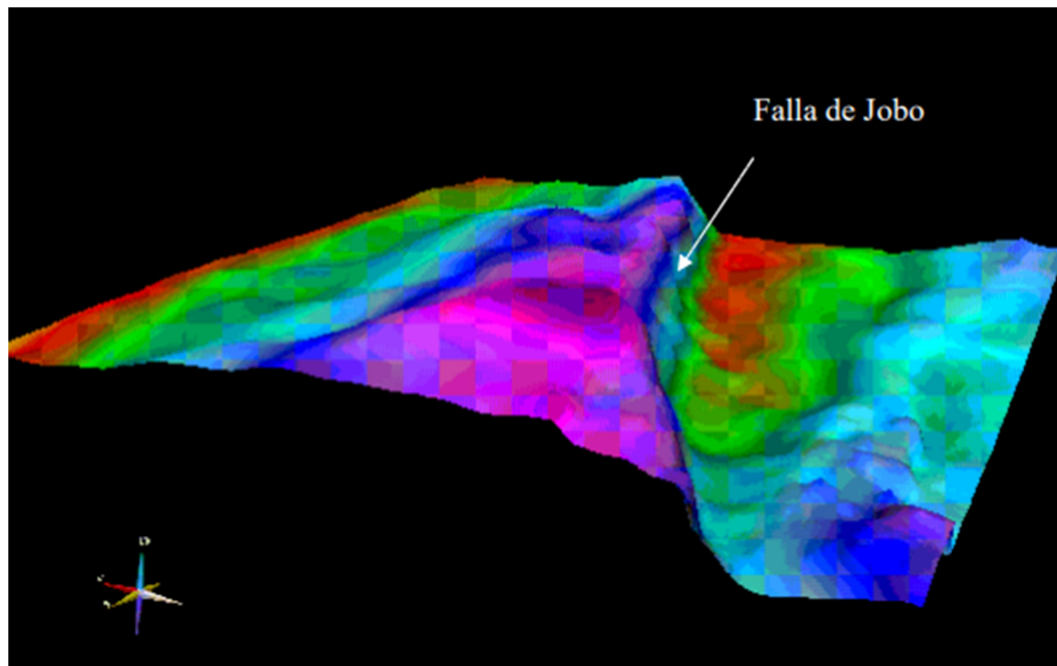


Figura 18. (a) Imagen 3D del horizonte tope C. Se observa el rumbo de la falla de Jobo, con el bloque levantado al norte y el deprimido al sur.

En el área norte de la zona de estudio se encuentran fallas normales menores, producto posiblemente del efecto de la falla principal. El área sur presenta fallas normales con rumbo este – oeste y desplazamiento al sur con saltos de falla entre 5 y 10 ms y, al este se presentan dos fallas con características similares a estas últimas.

El área noreste presenta mayor complejidad estructural debido a la presencia de fallas normales menores, posiblemente resultantes del efecto de otro sistema de fallamiento, ya que las mismas presentan rumbos distintos a la falla principal, con buzamiento hacia el norte

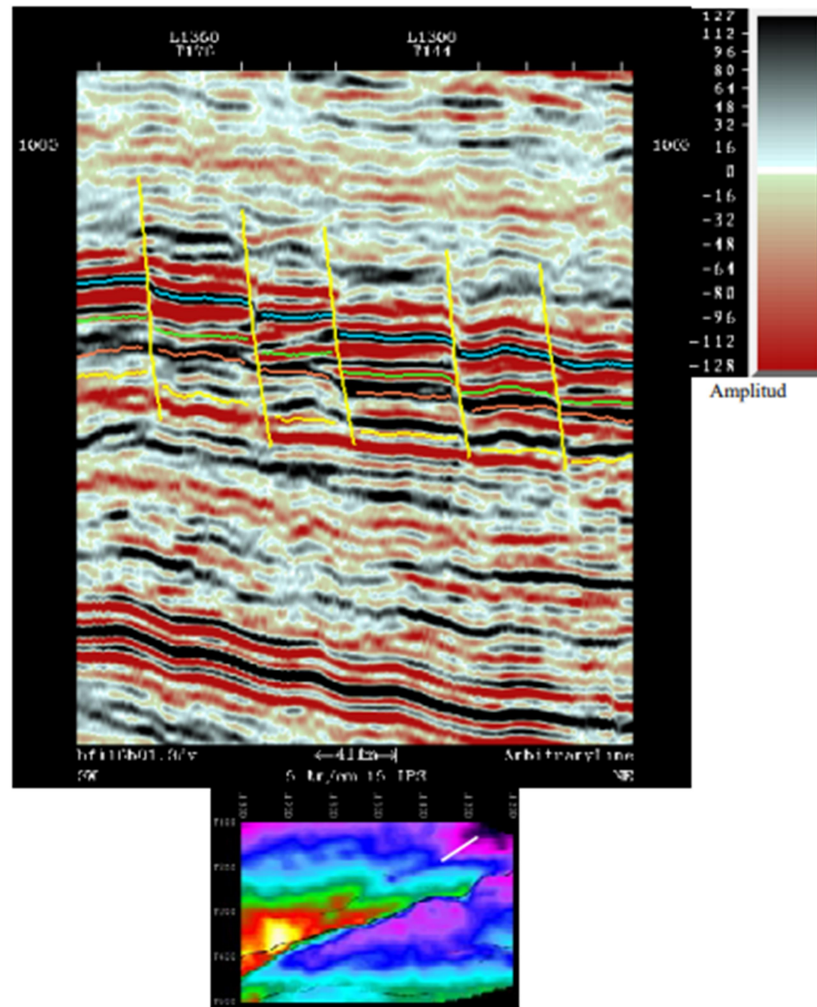


Figura 19. Línea arbitraria en el área noreste de la zona de estudio, en donde se observan fallas normales que buzan al norte

Esta formación está representada por unas alternancias de areniscas y lutitas fluvio-deltáicas y de ambiente marino muy somero, perfectamente diferenciadas en dos ciclos sedimentarios arenáceos: Miembro Morichal el inferior y Miembro Jobo el superior, separados por un intervalo marino de lutitas, Miembro Yabo muy uniforme y constante. El Miembro Morichal es el que aporta mayores reservas petrolíferas de la

formación Oficina en el área, representado por potentes intervalos arenosos en lentes de hasta 80-100' con grano fino a medio, poco consolidados, intercalados con lutitas carbonosas y limolitas con capas de lignito.










EDAD	FORMACIÓN	MIEMBRO	LITOL.	DESCRIPCION
PLEISTOCENO	MESA			ARENAS GRISES; ARCILLAS GRIS OSCURAS
PLIOCENO	LAS PIEDRAS			LUTITA GRIS CLARA, ARENAS GRISES ARCILLOSAS POCO CONSOLIDADAS
MIOCENO	OFICINA	FREITES		LUTITAS VERDES ARENOSAS, FOSILIFERAS, GLAUCONITICAS
		PILÓN		LIMOS Y LUTITAS
		JOBO		ARENAS INTERCALADAS CON LUTITAS
		YABO		LUTITA MARINA
		MORICHAL		ARENAS MASIVAS INTERCALADAS CON LUTITAS
CRETÁCICO	TEMBLADOR			ARENISCAS Y LUTITAS MOTEADAS
PRE-CÁMBRICO	BASAMENTO			GNEIS GRANÍTICO

Figura 20. Sección estratigráfica tipo de campo Jobo. (TOMADO DE UNIDAD DE YACIMIENTOS, SANDOVAL, 2006)

2.3.3 Petrofísica del Área Mayor de Temblador

Bernys (1997) presenta una evaluación petrofísica de las Unidades de los Miembros Morichal y Jobo, resultado del estudio de 70 pozos disponibles con perfiles de poro-

sidad (densidad y neutrón) y de 206 pozos con curvas de resistividad solamente (laterolog), así como del análisis de núcleos de dos pozos y de muestras de cuatro pozos. De igual manera, Vallejos et al (2002) y Linares (1998), presentan un análisis petrofísico.

Estos trabajos coinciden ampliamente en los resultados, los cuales se presentan a continuación en las siguientes tablas

Tabla 1. Los parámetros de corte (cutoff) utilizados para la evaluación petrofísica y estimación de la arena neta son los siguientes:

	Rango	Miembro Morichal
Espesor neto (pies)	150 a 470	218
Volumen de arcilla (Vsh) %	5 a 12	8
Porosidad (%)	28 a 35	31
Permeabilidad (md)	4000 a 20.000	11000
Saturación de agua (%)	11 a 26	18

Sw	Vsh	Porosidad	Swi
45%	40%	20%	7%

Tabla 2. Parámetros de corte utilizados en la evaluación petrofísica

Resistividad del agua (Rw)	Coefficiente de tortuosidad (a)	Exponente de saturación (n)	Exponente de cementación (m)
0,50 ohm-m	1,0	2,0	1,7

CAPITULO III

MARCO METODOLÓGICO

El presente estudio se sitúa bajo una metodología de investigación tipo experimental, “En éstas la recopilación de información se realiza enmarcada por el ambiente específico en el que se presenta el fenómeno de estudio. Se utiliza un método exclusivo de investigación y se diseñan ciertas herramientas para recabar información que solo se aplican en el medio en el que actúa el fenómeno de estudio.” Julio Gonzalez B. (1.994)

El mismo se llevó a cabo mediante las etapas descritas en el esquema general en la figura 21.

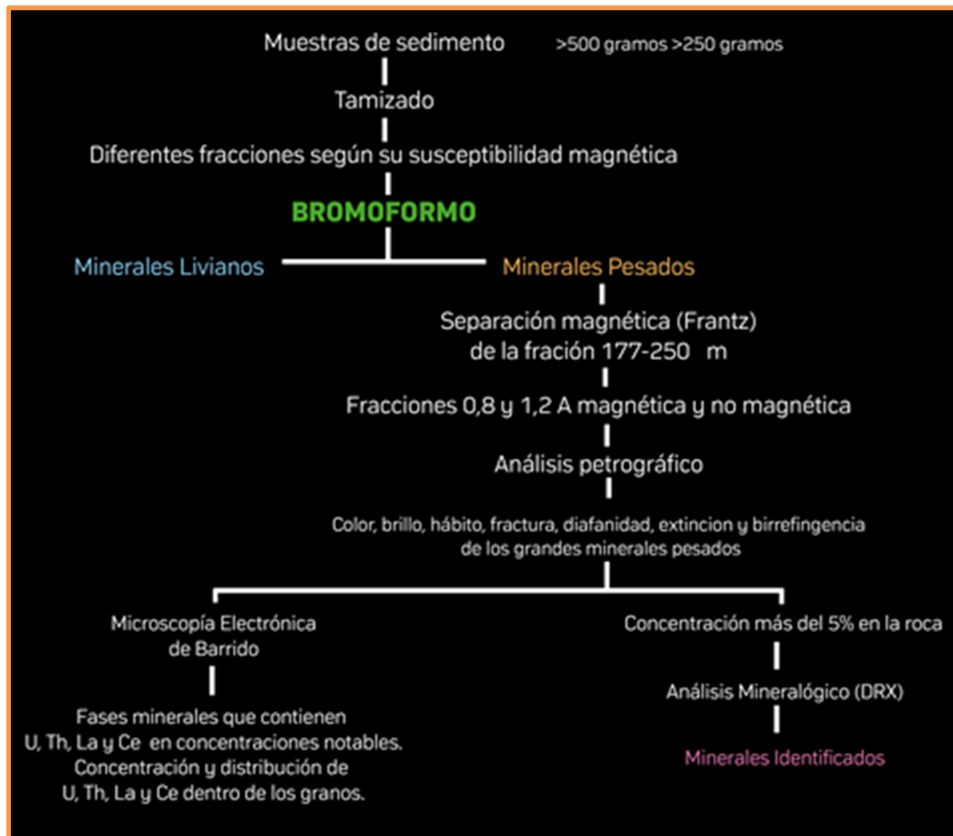


Figura 21. Esquema para identificación de minerales pesados en este estudio, (Michelle Mendoza 2018)

3.1.1 Etapa 1: Pre Campo

Recopilaciones: Consistió en reunir una serie de materiales bibliográficos relacionados con el área de estudio, a nivel regional y local, y más específicamente antecedentes de minerales pesados en la F.P.O, los cuales mediante su búsqueda arrojaron resultados nulos, además, los procedimientos de laboratorio para posteriormente realizar el trabajo de separación de minerales pesados y acto seguido realizar análisis en base a los mismos.

3.1.2 Etapa 2: Campo

Para determinar las etapas muestreadas, se generó un diagrama simplificado del proceso productivo y se escogieron 8 puntos de muestreo, correspondientes a las profundidades en donde fueron reportadas las anomalías mediante las concentraciones del elemento Torio (ppm) en los registros gamma ray espectral. La toma de muestra fue realizada en conjunto con la gerencia del departamento de exploración de PDVSA en la nucleoteca El Chaure, Puerto la Cruz.



Figura 22. Etapa de muestreo del Pozo MJOC-605 en la Nucleoteca El Chaure, Puerto La Cruz bajo la supervisión de la Gerencia de la nucleoteca

3.1.3 Etapa 3: Trabajo de laboratorio

Para el análisis y separación de minerales pesados, las muestras se sometieron a múltiples procedimientos, los cuales son explicados a continuación:

3.1.3.1 Extracción de hidrocarburos y compuestos derivados del petróleo:

Se introdujo roca pulverizada (Peso total en g de la muestra) en un cartucho de celulosa, que fue colocado en un extractor Soxhlet convencional, como se muestra en la figura 24. La extracción fue realizada con una mezcla de diclorometano y metanol (DCM:MeOH, 150 mL) con una relación 9:1 v/v durante 24 h. Finalmente, el extracto fue rotoevaporado (Heidolph 2) hasta sequedad.

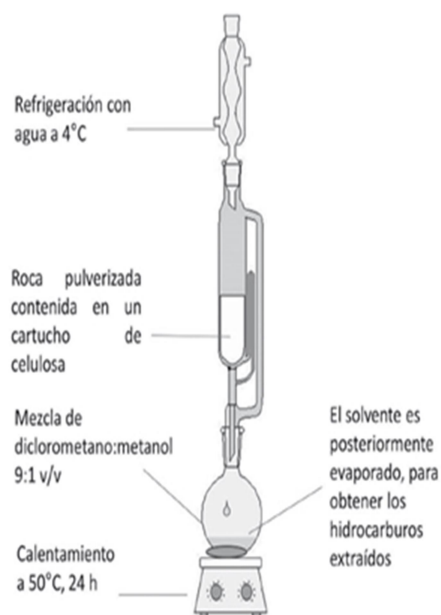


Figura 23. Montaje experimental para la extracción de materia orgánica por medio de la técnica Soxhlet.

3.1.3.2 Tamizado

Para realizar la clasificación según Udden- Wenworth (1.922) se procedió a la utilización de un tambor vibratorio Humboldt MFG de una serie de tamices con diferentes diámetros que fueron ensamblados en una columna. Es importante mencionar que en este trabajo no se realizó un análisis de distribución granulométrica debido a la cantidad de muestra y a que la fracción de interés es conocida. Se utilizaron las mallas n° 60 y n° 200, sometiendo a vibración y movimientos rotatorios la muestra por aproximadamente 8 minutos cada una, quedando así bajo el esquema arenas de granos finos a muy finos (0.2 mm – 0.063 mm) respectivamente.



Figura 24. (a) Peso promedio de las muestras de núcleo obtenidas del pozo JOC-605

(b) Cantidad de muestra almacenada en el tamiz pasante 60 o retenido 200, Muestra 4075'7''

3.1.3.3 Separación magnética manual (imán):

Con este procedimiento se logró obtener los minerales con mayor susceptibilidad magnética. El proceso consistió en pasar un imán común repetidas veces sobre la muestra esparcida en una hoja de papel lisa y limpia. El imán será protegido por un papel parafinado o bolsa plástica; para evitar que los granos se adhieran directamente a él. Los minerales magnéticos obtenidos se fueron recolectando en bolsas aparte, separándolos así del resto del sedimento, esto con el fin de que el reactivo por presencia de minerales ferromagnéticos no sufra alteración en su composición y propiedades físicas.



Figura 25. Separación magnética a mano, con imán común y muestra esparcida en hoja en limpio.

3.1.3.4 Magnet–lift

Para este procesamiento se utilizó el separador magnético Carpcó modelo MHL (13) 111-5 7 existente en el Laboratorio de Termocronología de la UCV, el cual utiliza electroimanes, que pueden levantar los minerales magnéticos, logrando dividir dos fracciones: una fracción de minerales magnético y otra de minerales no magnéticos. En el magnet lift se introdujo cada una de las muestras por un sistema de alimentación vibratoria, donde se fue aumentando progresivamente el amperaje desde 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0 hasta 1.2 Amperios, identificando cada una para el siguiente método de separación.

Al momento de realizar una separación, la muestra que será procesada deberá estar en el carril vibratorio, dispuesta a pasar por el entre hierro, el splitter que permite la separación de minerales con diferentes susceptibilidades magnéticas, en ese momento es cuando se analizan los principios de la separación magnética, así, las fuerzas que actúan sobre una partícula dependen en mayor o menor medida del campo magnético generado por el equipo. En el caso particular del separador Carpcó MLH(13) 111-5, las fuerzas que operan son: fuerza magnética (F_m), fuerza gravitacional (F_g), fuerza centrífuga (F_c) y la fuerza de empuje (F_e). Anaya (2004).

Otros fenómenos físicos que se deben tener presentes son la existencia del campo magnético de alta intensidad generado en el entre hierro, el cual es producido por una serie de discos magnéticos y no magnéticos y La susceptibilidad magnética, puesto

que a través de este concepto se entiende el comportamiento de los granos en el separador magnético. Anaya (2004).



Figura 26. Separador Magnet–lift, Carpo MLH (13) 111-5. T. laboratorio de termocronología de la UCV.

Al encender el equipo la condición ideal en la separación de minerales magnéticos, fue una abertura del splitter de 35° y 20 rpm de velocidad de la rueda; cada muestra fue corrida aumentando la corriente a 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0 y 1.2 Amperios, la cual va de mayor a menor susceptibilidad magnética del grano mineral, separando los minerales magnéticos de los no magnéticos en diferentes bolsas identificadas con sus respectivos nombres, para finalizar se llevaron los valores de velocidad del carril vibratorio y rodillo a 0 hasta detener el equipo.

Las muestras no magnéticas posteriormente se utilizarían para la separación mediante líquidos densos, con la menor cantidad de minerales ferromagnéticos que pudiesen afectar el rendimiento del líquido.

3.1.3.5 Separación de minerales por líquidos densos:

Esta etapa consistió en pasar las muestras a través del líquido **Bromoformo (CHBr₃)** de densidad 2,89 g/cm³ a 25 °C, con la finalidad de que los minerales con una densidad mayor o igual a la antes mencionada queden retenidos en el fondo del balón. Los minerales que flotan en la superficie del líquido se separan por decantación y la fracción de minerales pesados se recoge del fondo del vaso precipitado y se lava con alcohol. Feo-Codecido (1960)

Dentro de la campana de extracción ubicada en el Laboratorio de Termocronología UCV se dispuso la muestra con contenido de minerales no magnéticos, en un embudo de separación de 60 ml con llave recta de teflón sobre soportes universales, se colocó el Bromoformo hasta cubrir toda la muestra, mezclando con un agitador de vidrio hasta lograr homogeneidad en la misma, dejando transcurrir un tiempo 10 minutos mientras decantan de manera efectiva los minerales.

Cada embudo (4 en total) cuenta con un vaso precipitado de 100 ml sobre el que se coloca papel de filtro de pase rápido y porosidad gruesa, una vez determinado el límite entre los minerales pesados y livianos como se puede observar en la figura 27 (c) se procedió a abrir la llave de teflón hasta el límite donde se encontraban contenidos los minerales pesados, estos fueron acumulados en el filtro, dejando en el embudo el material liviano.

En otro vaso precipitado de 100 ml bajo el mismo procedimiento de apertura se dejan salir los minerales livianos y son retenidos en el papel de filtro de pase rápido correspondiente.

Es importante mencionar que se trabajó con abundante alcohol absoluto (etanol-metanol) para dispersar el bromoformo, este se esparce por todo lo que estuvo en contacto con el líquido pesado (embudos, vasos precipitados, agitadores, guantes).

Se agregó alcohol a los filtros hasta limpiar el contenido, se deja escurrir por completo hasta secarse la muestra y el restante localizado en los vasos precipitados junto al bromoformo fue acumulado para la recuperación del mismo en la Campana 2 de ex-

tracción del Laboratorio de termocronología UCV, mediante la colocación de 400 ml de esta mezcla en un balón aforado con 600 ml de agua destilada, el alcohol absoluto (líquido blanco) precipita y es descompuesto por el agua, el líquido pesado cae al fondo del embudo, se abre la llave y se filtra el bromoformo para verterlo en su frasco inicial para ser reutilizado.

En el caso de las muestras de estudio, se pudo observar notablemente el oscurecimiento del líquido, esto es atribuido a la limpieza total de hidrocarburo contenido originalmente y el cual no fue removido en su totalidad, es por esto que el bromoformo recuperado en el caso de ser utilizado debe realizarse con muestras de contenido similar y no en muestras limpias de río como es común en el caso del estudio para minerales pesados.



Figura 27. A) Materiales utilizados para la separación por densidad. B) Muestras de arenas secas antes de verter el líquido pesado para la separación. C) Separación de los minerales pesados, livianos suspendidos y pesados al fondo del embudo.

D) Proceso de sustracción de los minerales pesados mediante el filtro de papel en donde quedan acumulados. E) Sistema de extracción de minerales pesados y remoción del bromoformo por medio del alcohol. F) Embudo de recuperación de bromoformo, con agua destilada y alcohol.

3.1.3.6 Separador isodinámico Frantz:

El separador isodinámico modelo L-1 de alta precisión aplica un campo uniforme a la muestra, utilizando el ángulo de decrecimiento de la inclinación lateral y la corriente aplicada para determinar la susceptibilidad magnética.

3.1.3.7 Procedimiento para usar el Separador Isodinámico Frantz:

Se colocaron las muestras totalmente secas en la alimentadora, la cual se abre lentamente para dejar fluir los sedimentos por efecto de gravedad y vibración

Se colocó el control de inclinación lateral en 5 grados de pendiente

Se encendieron los interruptores de corriente, la cual va desde 0.2 hasta 1.2 Amperios, almacenando ambas fracciones (magnéticos y no magnéticos) siendo las de mayor interés para el estudio las fracciones 0.8 y 1.2 magnéticas y no magnéticas para determinar la variedad mineralógica según la susceptibilidad de cada material.

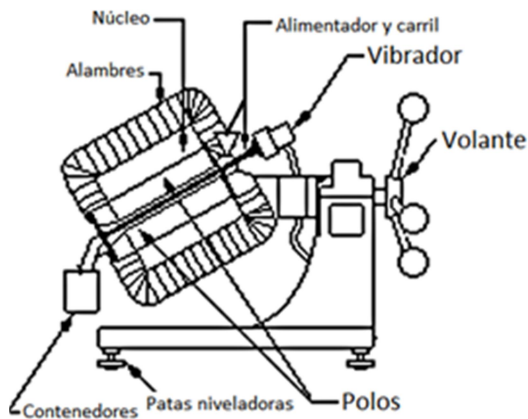


Figura 28. Ilustración del separador isodinámico Frantz y sus partes, (j) Foto del separador Magnético Frantz, existente en el Laboratorio de Termocronología de la UCV.

Tabla 3. Minerales separados por el Frantz de acuerdo a Hess (1959).

Pendiente del equipo 20°				Pendiente del equipo 5°.	
A	B	C	D	E	F
Magnéticos (Amperaje)					
Altamente magnéticos	0.4	0.8	1.2	1.2	1.2
Magnetita	Ilmenita	Horblenda	Diopsido	Esfena	Circón
Pirrotita	Granate	Hipersteno	Tremolita	Leucoxeno	Rutilo
	Olivino	Augita	Enstatita	Apatito	Anatasa
	Cromita	Actinolita	Espinela	Andalucita	Brookita
	Cloritoide	Estauroлита	Estauroлита	Monacita	Pirita
		Epidoto	(Clara)	Xenotina	Corindón
		Biotita	Moscovita		Topacio
		Clorita	Zoisita		Fluorita
		Turmalina	Clinozoisita		Cianita Silimanita
		(Oscura)	Turmalina		Anhidrita
			(Clara)		Berilo

El separador Isodinámico Frantz modelo L-1 fue calibrado por Hess, tomando en consideración una lista de minerales de diferentes susceptibilidades magnéticas, esta lista junto con los valores óptimos para la pendiente lateral puede ser apreciada en la tabla 3.

3.1.3.8 Montaje de secciones finas para análisis petrográfico:

Para el montaje de minerales pesados en sección fina se utilizaron las muestras no consolidadas de sedimentos pesados 4098' en la fracción 1.2 A magnética y no magnética y 4103'10'' en la fracción 1.2 A no magnética, las cuales fueron consideradas ya que eran relativamente las que mayor cantidad en peso contenían, sin embargo la elaboración de la misma fue en condiciones extremas por la poca cantidad.

El montaje especial consta en primer lugar de una confinación a un espacio físico, en este caso en un anillo de grafito de 1 pulgada, al colocar los sedimentos fue vertida

una cantidad de resina a la cual se le aplico vacío para eliminar el aire que queda atrapado entre la resina y la muestra , bloqueando una de las caras del anillo de grafito para que la resina no escape, considerando la condición de vacío se deja a temperatura ambiente de un día para otro, una vez que esta seca o curada se le quita el extremo que fue cubierto previamente y queda una muestra consolidada, se procede a pasar el anillo embebido en resina, por discos de lija y luego por discos de hexágono de diamante, posteriormente se pasa por carburo de silicio de cierto tamaño, de más grueso a más fino para darle mayor calidad al borde, hecho esto, bien pulida la cara, el portaobjeto se rotula con la información de las muestras y nuevamente se prepara una muestra de resina epoxica, y se coloca en la cara ya trabajada para sacar todo el aire que queda entre la resina, la muestra y el portaobjetos, de nuevo fue dejada de un día para otro, se obtuvo la muestra pegada al portaobjeto, y luego fue llevada a una máquina para fijar el portaobjeto de aproximadamente 27x43 mm. Fueron seccionadas a cierto grosor y llevadas a una máquina para rebajar hasta un grosor mínimo permitido para la técnica

Una vez que se tiene el grosor mínimo permitido para la técnica, se pasa por el carburo de silicio de aproximadamente un mallado de 600 y luego de 1000 controlando el grosor general mediante una lupa, en este caso 30 micras, requeridas para ser observada en el microscopio petrográfico.

Finalmente se pasa por ultrasonido, se retira todo el exceso de carburo de silicio, y luego se coloca el cubre objeto de manera que sea preservada en el tiempo y de una buena imagen en conjunto.



Figura 29. *Proceso de montaje de minerales pesados en sección fina para análisis petrográfico para las muestras 4098' en la fracción 1.2 no magnética y no magnética y 4103' en la fracción 1.2 no magnética*

3.1.4 Etapa 4: Oficina

Consiste en realizar el análisis de las muestras procesadas en el laboratorio y los minerales obtenidos en las fracciones correspondientes y que ameritan dicho estudio para determinar cuáles son los minerales pesados presentes, cuyo porcentaje en las arenas afectan los registros, también, la aplicación de distintas técnicas y/o programas para determinar procedencia y fuente de dichos minerales

Esta etapa se compone de los siguientes procedimientos:

3.1.4.1 Análisis de granulometría

Este análisis granulométrico permite diferenciar diversas clases de materiales independientemente de su naturaleza química, Para su realización se utilizaron tamices de malla con diámetros de 60 y 200 ensamblados en una columna sometidos a vibración y movimientos rotatorios intensos en una máquina especial.

La fracción de interés de estudio es donde se encuentran las arenas, con un tamaño de grano de 0,063-2 mm a la cual se le realizaron los métodos de separación para obtener minerales pesados ya que ya que en este intervalo son difíciles de disolver y se concentran en gran cantidad

Clasificación según DIN 4022		Grano diametro (mm)
Arcilla		—
Limo	fino	0,002 mm
	medio	0,0063 mm
	grueso	0,02 mm
Arena	fino	0,063 mm
	medio	0,2 mm
	grueso	0,63mm
Gravas	fino	2mm
	medio	6,3mm
	grueso	20mm
Piedras		63mm

Figura 30. Escala de tamaño de grano de Udden-Wentworth, modificado de Adams y otros (1984)
(Tomado de <http://www.geovirtual.cl>)

En la tabla a continuación se expresan los resultados y fraccionamiento en peso de las muestras obtenidas

Tabla 4. Pesos correspondientes al total de la muestra y tamices utilizados (60 y 200)

Muestra	Peso (gr)	Retenido 60	Pasa 60 o 200	Pasa 200
3503'10	135.0 g	88.7 g	40.11 g	6.19 g
4075'7	223.21 g	146.35 g	66.34 g	10.52 g
4078'	264.65 g	173.48 g	78.03 g	13.14 g
4079'	268.58 g	176.65 g	94.93 g	33 g
4093'	214.54 g	140.12 g	63.58 g	10.84 g
4101'8	237 g	156.2 g	70.42 g	10.38 g
4098'8''	222 g	155,74 g	65.96 g	0.3 g
4103'10''	106.21 g	69.79 g	31 g	5.42 g
TOTAL	1671.19 g	1107.03 g	510, 21 g	89.57g

En base a la tabla anterior, según el retenido en el tamiz pasante 60 o retenido 200 cuyo peso fue un total de 510.37 g se procedió a hacer la concentración de minerales pesados.

A partir de esta concentración se llegó a las fracciones pesadas pertinentes para el estudio, con un peso de 30.21 gramos en total para las 8 muestras, quedando aproximadamente 4 gramos por cada una de ellas.

La distribución en porcentaje estaría indicando que solo un 5.91 % de la muestra contiene minerales pesados.

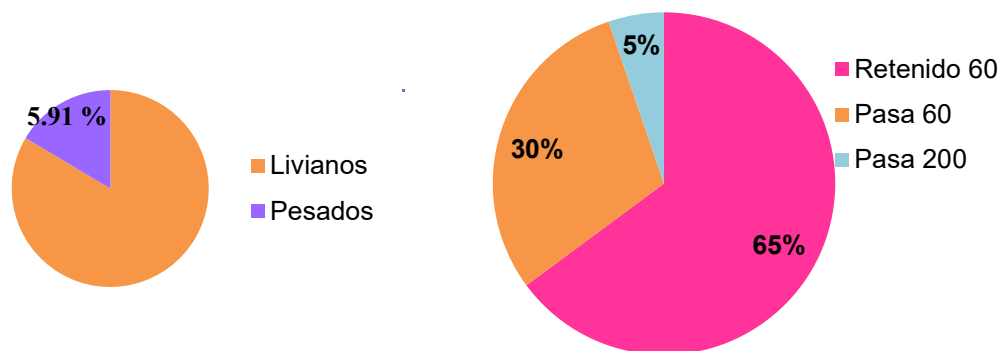


Figura 31. Porcentaje de sedimentos según granulometría, y porcentaje de minerales pesados y livianos

3.1.4.2 Análisis petrográfico de secciones finas de minerales pesados

Se fundamenta en la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación microscópica de secciones finas derivadas del montaje especial de minerales pesados, en un microscopio polarizante compuesto basado en la combinación de dos sistemas de lentes convergentes (ocular y objetivo) el cual es utilizado particularmente para determinar propiedades ópticas de los cristales individuales o agregados y en la interpretación de texturas y relaciones varias de las sustancias naturales o artificiales, tal como aparecen en las secciones finas. Las características más distintivas son los dispositivos polarizante y analizador, colocados de forma que los planos de vibración de la luz que pueden ser atravesados son perpendiculares entre sí, el primero o polarizador está colocado por debajo de la muestra en el sistema de iluminación y el segundo, o analizador, entre la muestra y el ocular.

Cuando utilizamos únicamente el polarizador decimos que estamos trabajando con luz plana (o con nicoles paralelos), ya que la luz que llega a la muestra vibra en un solo plano, mientras que si lo hacemos con polarizador más analizador decimos que el objeto se ve entre polarizadores cruzados (con nicoles cruzados).

El rayo de luz pasa a través del diafragma del condensador y atraviesa el polarizador, Cuando salen del condensador, todos los rayos son paralelos, pero llegan a ser convergentes según su ángulo que depende de la abertura de la sub platina. Los rayos convergentes atraviesan el objeto, modificando éste la trayectoria de la luz y dando origen a efectos ópticos no usuales.

Al colocar en el camino de la luz un material birrefringente (como muchos de los minerales), se producen fenómenos de interferencia que dan lugar a rayos que vibran en planos que pueden atravesar el analizador, con lo que obtenemos una imagen coloreada (colores de interferencia) en los oculares del microscopio

En un microscopio petrográfico disponemos de dos polarizadores (o nicoles), colocados de forma que los planos de vibración de la luz que pueden atravesarlos son perpendiculares entre sí. El primero, o polarizador, está colocado por debajo de la muestra en el sistema de iluminación y el segundo, o analizador, entre la muestra y los oculares

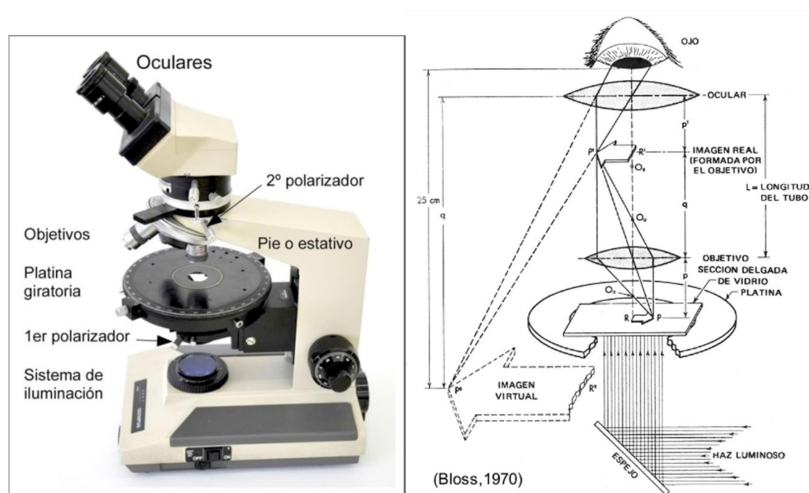


Figura 32 a) Microscopio petrográfico Olympus BHT. b) Esquema del recorrido de los rayos de luz y formación de la imagen en un microscopio (Bloss, 1970)

Para el presente trabajo se realizó el reconocimiento de los minerales pesados por un microscopio LEICA DM y una lámpara LEICA CLS 100 X

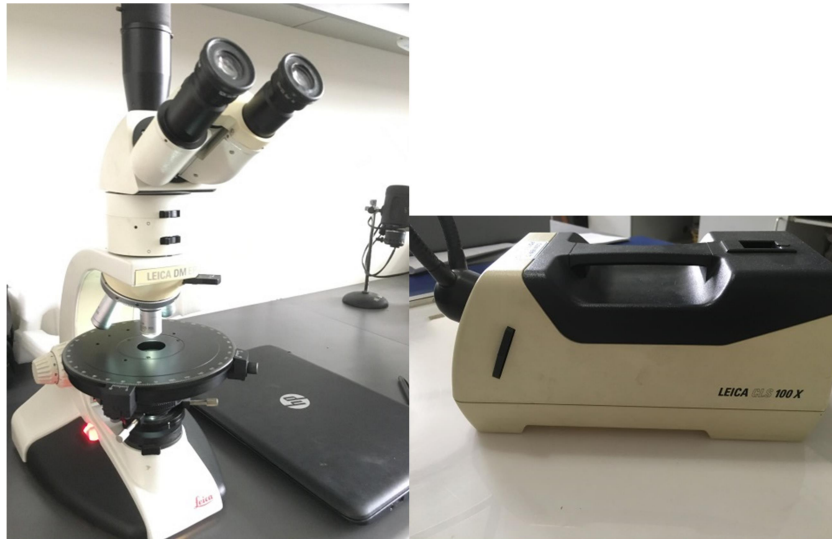


Figura 33. *Microscopio Petrográfico y Lámpara de Luz blanca LEICA*

3.1.4.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM):

La técnica de microscopia electrónica de barrido (SEM) proporciona un análisis con más datos (composición y morfología) de los que se obtienen por las técnicas convencionales de microscopia óptica, sin embargo la combinación de estas técnicas permite un análisis más completo de los minerales (Arthur y col., 1972).

Posteriormente la muestra es barrida con los electrones que viajan a través del cañón. Un detector mide la cantidad de electrones enviados que arrojan la intensidad de la zona de muestra, siendo capaz de mostrar las figuras en tres dimensiones proyectando una imagen de televisión.

Las imágenes observadas se obtienen usando un detector de electrones retro dispersados (BSE) o primario, debido a que este extrae de la muestra electrones más internos

y permite ver la parte dependen principalmente del número atómico promedio, es decir, las zonas más claras corresponden a número atómico elevado, en tanto que las oscuras pertenecen a números atómicos bajos.



Figura 34 (a) Montaje de muestras para MEB, (b) Muestras en disco en la cámara del equipo, (c) microscopio electrónico de barrido ambiental Quanta FEG 250 (ESEM)

3.1.4.4 Análisis de imágenes de minerales pesados mediante ImageJ:

ImageJ es un programa informático de tratamiento digital de imagen orientado principalmente hacia el ámbito de las ciencias de la salud. Se trata de un software de dominio público y de código abierto desarrollado en lenguaje Java en las instituciones

del *National Institutes of Health* de Estados Unidos. Incluye por defecto potentes herramientas para editar, procesar y analizar imágenes de casi cualquier tipo y formato

Permite la caracterización de los minerales pesados a través del empleo del software ImageJ (Ferreira y Rasband, 2012), el cual puede calcular el área de los granos, ajustar elipses, valores de redondez, esfericidad, escala de grises y las estadísticas de cada grano, con la finalidad de determinar la procedencia de los mismos.

ImageJ incorpora una serie de herramientas útiles para el procesamiento de imágenes. Estos incluyen manipulaciones de histograma y filtros de imagen estándar

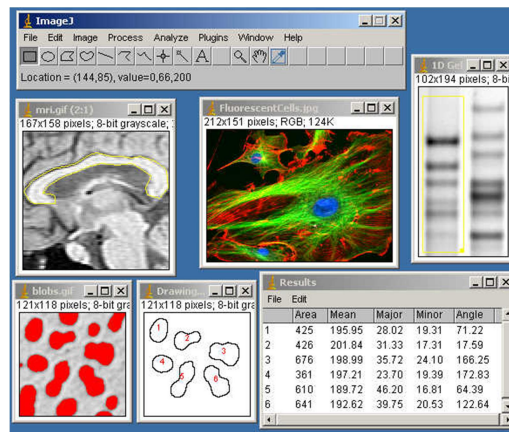
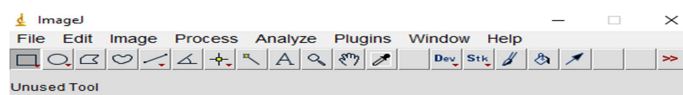
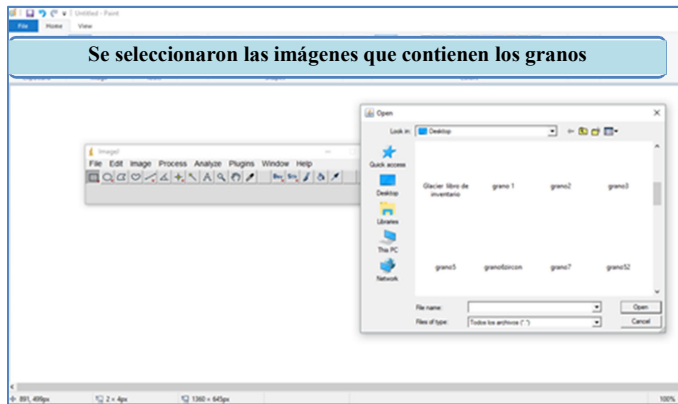


Figura 35. El procesamiento y análisis de imágenes digitales de microscopía óptica permite extraer la máxima información de las técnicas aplicadas.

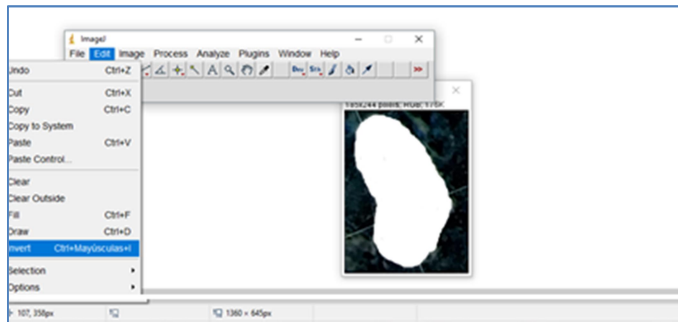
Para la obtención de resultados de esfericidad y redondez calculados se realizaron las tomas de fotografías a los 25 granos montados en la sección fina especial, se utilizó un microscopio petrográfico LEICA DM, aplicando los valores arrojados para realizar un análisis somero de procedencia, estimando madurez de la cuenca, en este caso de la Cuenca Oriental de Venezuela y el transporte que pudieron haber sufrido los granos desde la fuente de aporte de sedimentos.

Barra de Herramientas de ImageJ

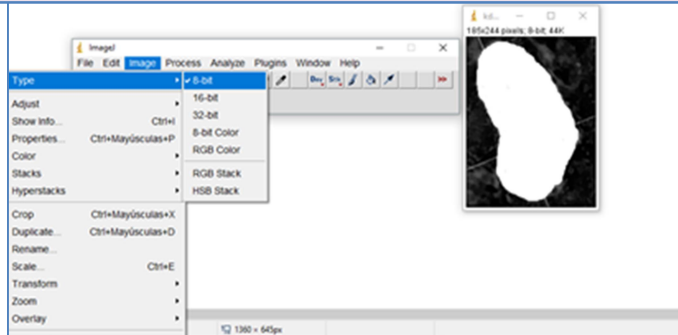




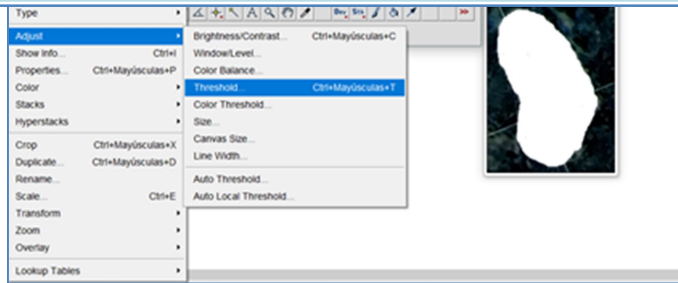
Se sombrea el grano para definir los bordes del mismo mediante el comando “EDIT” y luego “INVERT” en la barra de herramientas ImageJ



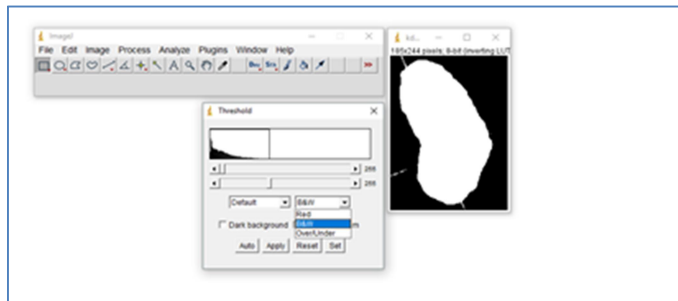
Se selecciona desde la barra de herramientas de ImageJ: Image en donde se seleccionó la opción “TYPE” y después “8-BIT”, para definir las bandas de colores.



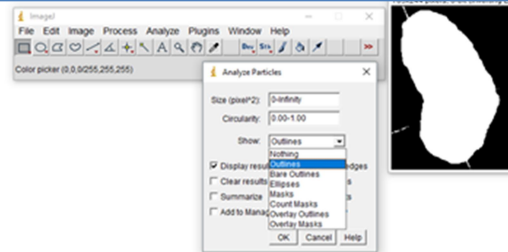
Después se realizó nuevamente click a Image, se marcó “ADJUST” y “THRESHOLD”



En la nueva ventana “THERSHOLD” se seleccionó “B&W” y “APPLY”



Para determinar los parámetros de esfericidad y redondez se selecciona “ANALYZE” y luego la opción “ANALYZE PARTICLES”, finalmente se seleccionó “OUTLINES” para que el análisis se realice en el contorno del grano



Finalmente en la pantalla aparecerá el contorno del grano y la tabla con los valores morfométricos de esfericidad y

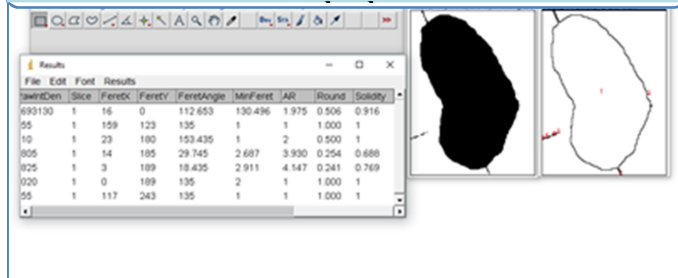


Figura 36. Esquema de manejo de software ImageJ y resultantes de cada proceso.

CAPITULO IV

RESULTADOS

4.1 ANALISIS PETROGRAFICO

Para esta etapa se describieron a detalle las muestras tras el montaje de secciones epóxicas, con el fin de poder identificar las facies minerales presentes siguiendo la metodología planteada por KERR (1965) fundamentada en propiedades ópticas visibles bajo el microscopio petrográfico, así como los parámetros visuales de esfericidad y redondez para el posterior análisis morfométrico.

La identificación basada en propiedades ópticas se realizó bajo el siguiente esquema sistemático el cual contiene los criterios necesarios para determinar el mineral, las asociaciones minerales y sus proximidades.

ESQUEMA PARA LA IDENTIFICACION (Minerales transparentes *)			
Descripción del mineral			
Color	Colores pleocroicos		
Forma	Elongación		
Exfoliación	Extinción		
Indice de refracción	Relieve en el bálsamo		
+ o - bálsamo	Comparado a otros minerales		
Birrefringencia	de la sección		
Minerales posibles sugeridos por las Tablas 10-2, 10-3, 10-4, 10-5 y 10-7			
10-2	10-3	10-4	
10-5	10-7		
Carácter óptico			
Uniaxial +	-	Biaxial +	-
			2V estimado
			Dispersión

Figura 37. Esquema para identificación mineral bajo microscopio petrográfico (Tomado de Kerr 1965)

Para la identificación de minerales opacos se empleó la visualización del color con luz reflejada

De un total de 8 muestras equivalentes a las profundidades de estudio se seleccionaron 3 para realizar el análisis de secciones finas (4098'8'' fracción 1.2 A no magnéti-

ca y magnética, y 4103'10'' fracción 1.2 A no magnética), ya que contenían mayor cantidad de muestra, lo que sirve para agrupar la información de allí resaltante debido a que la separación entre profundidades es de aproximadamente 10 pies.

Cabe destacar que no se pudo realizar un análisis textural ya que son minerales montados, y no la roca total el objeto del análisis

Para ubicar la escala de trabajo se utilizó el micrómetro del objetivo 40X del microscopio, con un diámetro aproximado del campo visual de 0.5 mm; y se midieron los tamaños aproximados de los granos y se ubicaron desde tamaño 0,2 mm hasta 0,063mm.

Se pudo observar para la fracción 1.2 A magnética un alto porcentaje de minerales opacos del grupo de óxidos entre los cuales se identificaron Ilmenita, limonita, magnetita, hematita, mediante la lámpara de luz blanca por la cual se marcan las tonalidades en el grano, blanco como lo es en el caso de la Ilmenita la cual se encuentra alterada a leucoxeno producto de los minerales primarios del Titanio (Ti) y es una importante fuente de Ti en arenas con minerales pesados, amarillo como es en el caso de la Limonita y rojizo para magnetita así como en algunos casos para el rutilo. Estas características son compatibles con las fracciones 0.4, y 0.6 y 0.8 A con 80% de óxidos.

En la fracción 1.2 A no magnética se observó un alto porcentaje de cuarzo (60%), siendo incoloro, y de forma subangulosa a subredondeada lo que pudiera indicar que la fuente de procedencia de sedimentos no se encuentra tan lejana, acompañada de cuarzo y la escasa plagioclasa que se pudo observar, se identificó un 40% de minerales translucidos, entre estos el zircón en gran cantidad, y monacita ambos con muy alto relieve, los cuales son diferenciados en gran parte por su extinción y figura de interferencia, esta última propiedad fue difícil de obtener debido al pequeño tamaño de los cristales, es por esto que por medio de la extinción, para el zircón paralela y para la monacita oblicua con un ángulo bajo entre 2 y 20° se logró marcar un discriminante, en ambos casos la birrefringencia es alta pero en el caso de la monacita tiende a ser un poco más baja que el zircón.

La monacita tiende a parecerse más a la esfena que a cualquier otro mineral, pero se le distingue de esta última por tener una birrefringencia más baja y una dispersión más débil. En muchos casos es característico de ambas, las secciones transversales rómbicas agudas. Aunado a esto, la Esfena o Titanita, al contener Ti, si es reflejada bajo la lámpara de luz blanca adquiere un color blanco como es notable en la figura 41 (I), no siendo el caso de la monacita, por lo cual se pudo diferenciar de este mineral.

Al igual que en la fracción 1.2 A magnética, se pudieron identificar minerales opacos del grupo de los óxidos, en este caso mayor cantidad de ilmenita con alteración de leucoxeno, y algunas limonitas, también se pudo observar plagioclasa, clorita de baja densidad pseudoisotrópica y pirita.

La monacita se produce con mayor frecuencia con cuarzo, como se muestra en el grano compuesto.

La presencia de pequeñas monacitas en fragmentos de roca es importante y sugiere que una porción, o una subpoblación, probablemente permanezca en la fracción ligera durante la separación (es decir, los pequeños granos de minerales pesados se bloqueen dentro de los granos compuestos de mineral ligero), se necesitaría modificar nuestros métodos para asegurar una segregación más completa de esta subpoblación de minerales, puesto que el cuarzo al tener una densidad de (2.65 gr/cm³) cercana a la del bromoformo (2.89 gr/cm³) es probable que se encuentre asociado con minerales pesados ya que podrían existir inclusiones que varíen su densidad

El trabajo de Caggianelli et al. (1992) y Gromet et al. (1984) sugiere que incluso una desagregación intensa puede no liberar todos los minerales pesados porque los granos extremadamente pequeños (2 mm o menos) permanecen encerrados dentro de la estructura mineral de rocas livianas de las lutitas.

Integrando las asociaciones minerales presentes, es preciso señalar que el Zircon (ZrSiO₄) y la Torita (ThSiO₄) son series estructurales. El Zircon también se transforma

añadiéndole U, Th, Pb y H₂O, siendo acompañado el fenómeno por una pérdida de sílice.

En ambas fracciones 1.2 A se pudieron observar zircones con forma totalmente tetragonal, a los cuales no se le observó birrefringencia ya que posee un corte transversal

El Rutilo también se puede transformar en otros minerales ricos en Ti estables a menor presión, como la Ilmenita, y además puede ser un mineral de origen secundario, por alteración de Ilmenita y Magnetita.

Específicamente, para el estudio se determinó presencia de zircones y monacitas cuya estabilidad se ve respaldada por los datos de textura superficial, con poca o ninguna evidencia de corrosión en su profundidad

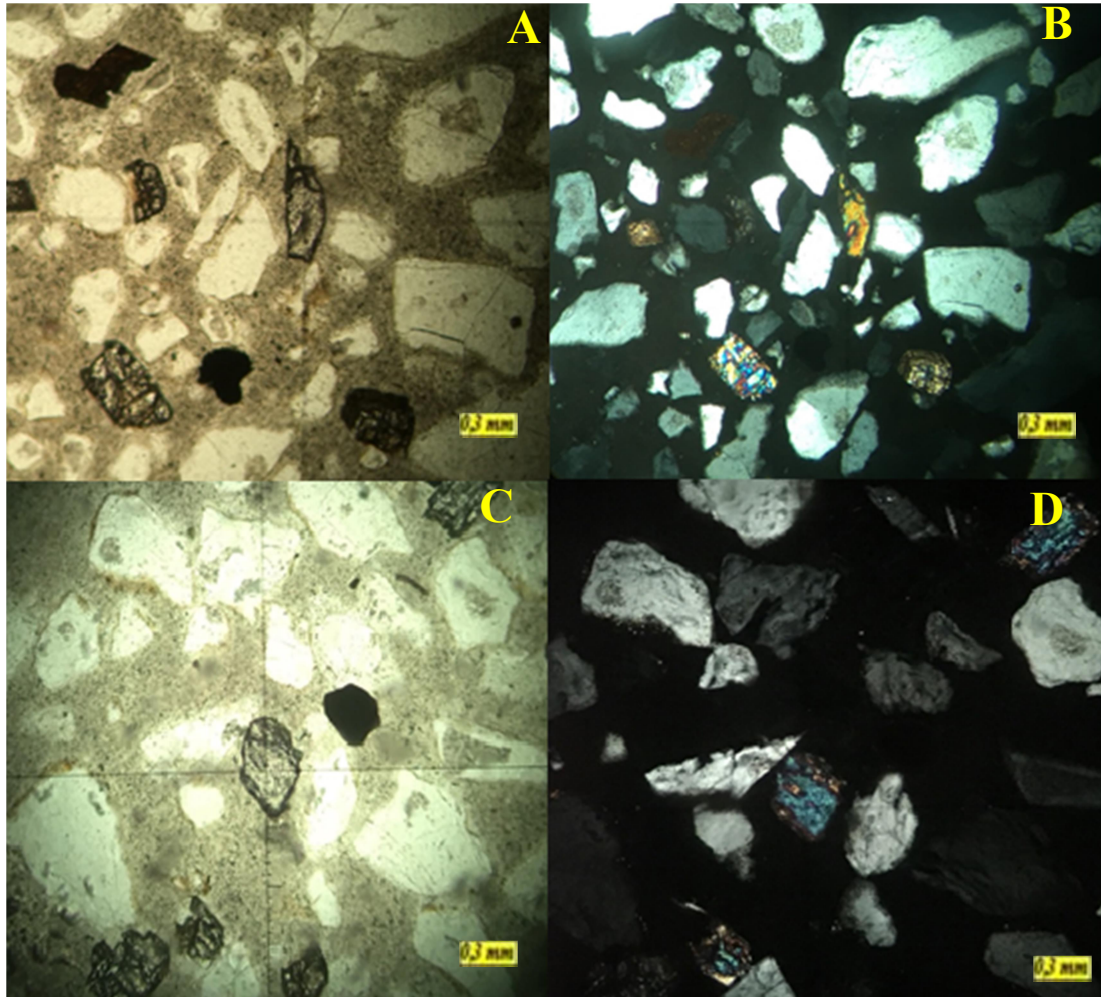


Figura 38. *Vista de Cristales de Monacita NP y NX 40X*

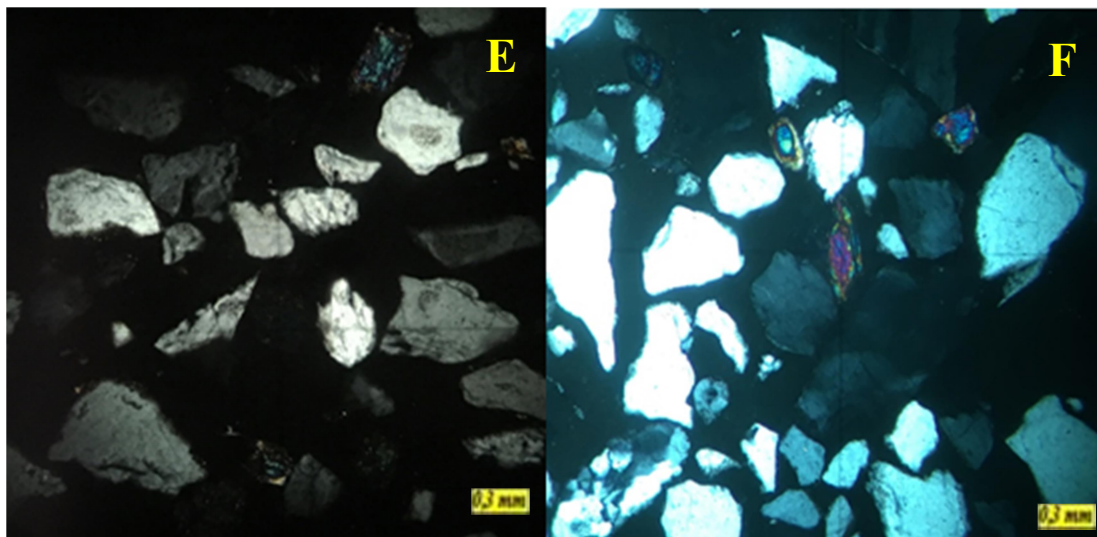


Figura 39. E) Vista de Cristal de cristal de monacita en su ángulo de extinción (20°) con respecto al eje extraordinario. F) Cristal de monacita a lo largo del eje extraordinario sin extinción.

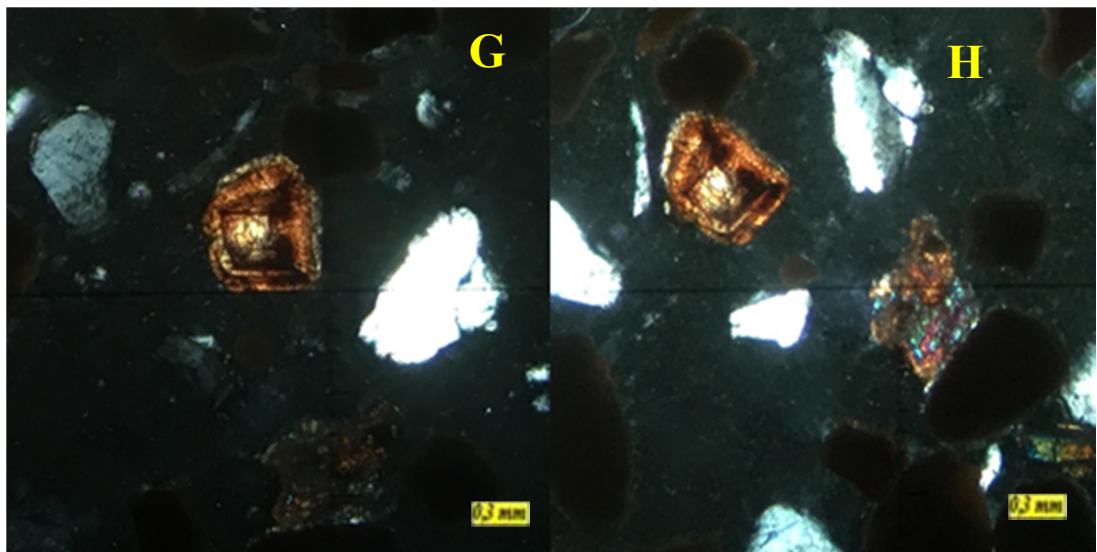


Figura 40) G) Cristal de Zircon con zonación visto con luz transmitida y Monacita con extinción oblicua H) Cri2stal de zircón y monacita sin extinción.



Figura 41 I) Vista de cristal de Esfena NX; J) Cristal de Esfena alterado a Leucoxeno, visto con luz blanca.

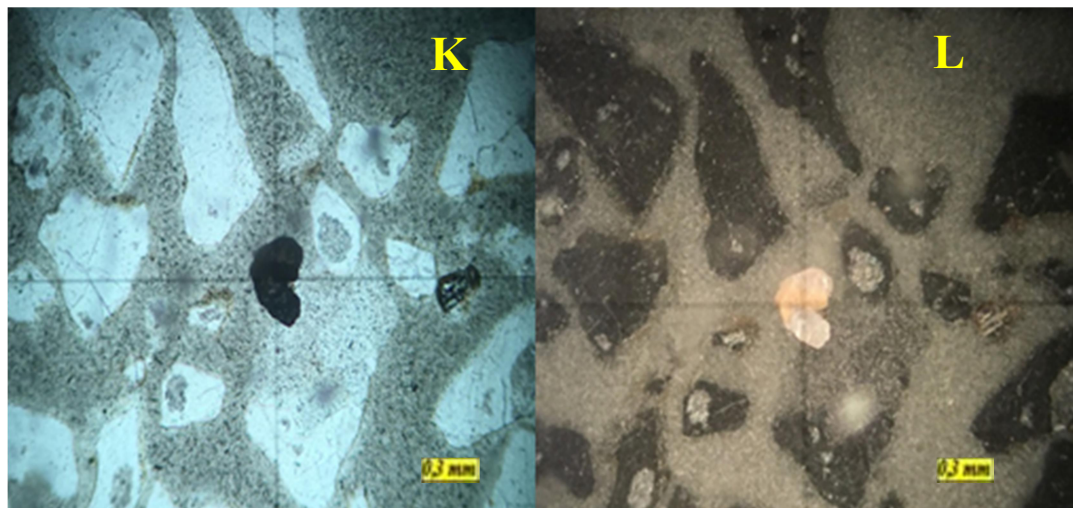


Figura 42 K) Cristal de Limonita NX , L)Cristal de Limonita observado bajo luz blanca

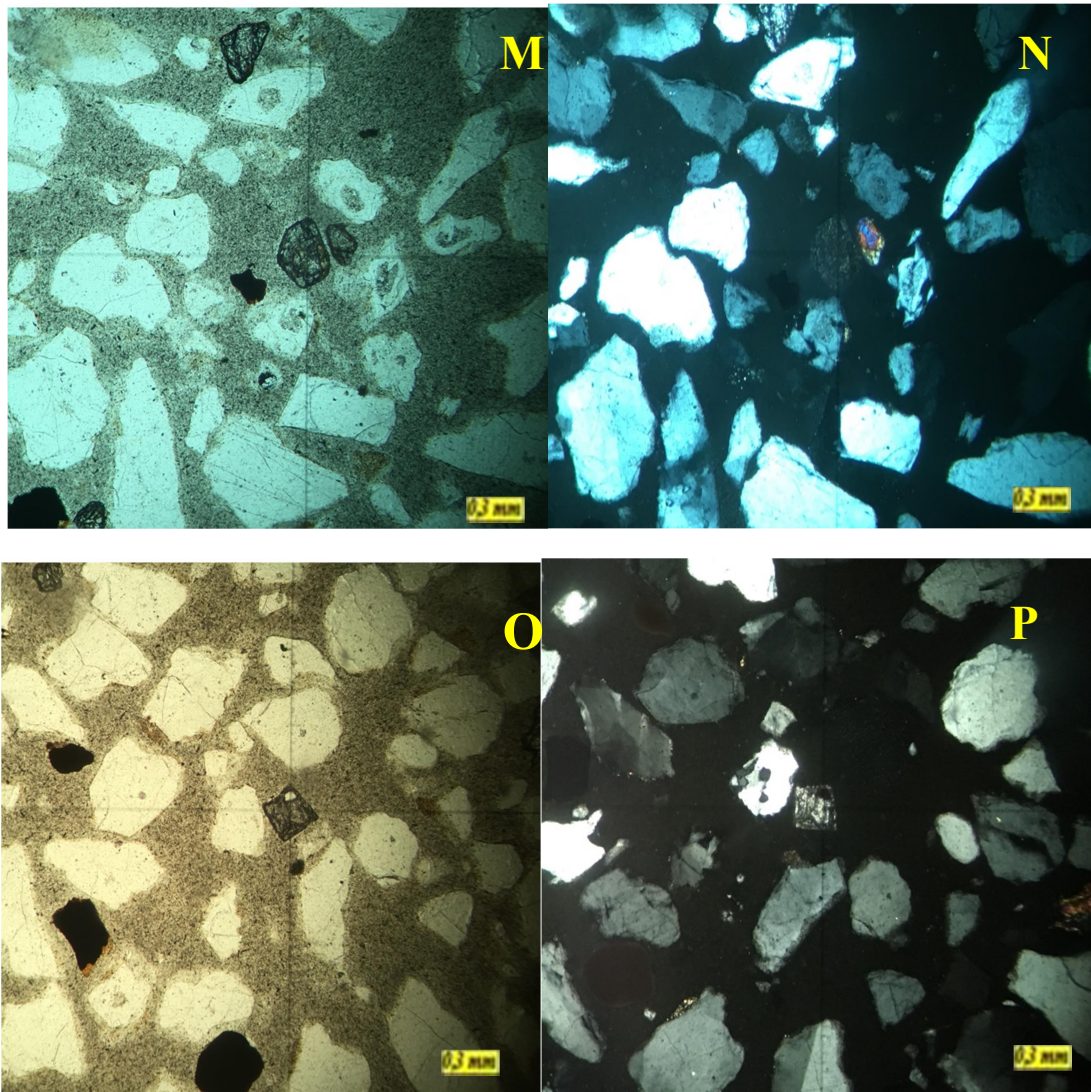


Figura 43. M) Cristal de zircón NP, N) Vista de Cristal de Zircon Cristal de Zircon con extinción paralela O) Zircon tetragonal con corte transversal NP P) Zircon NX con baja birrefringencia debido a corte transversal del cristal

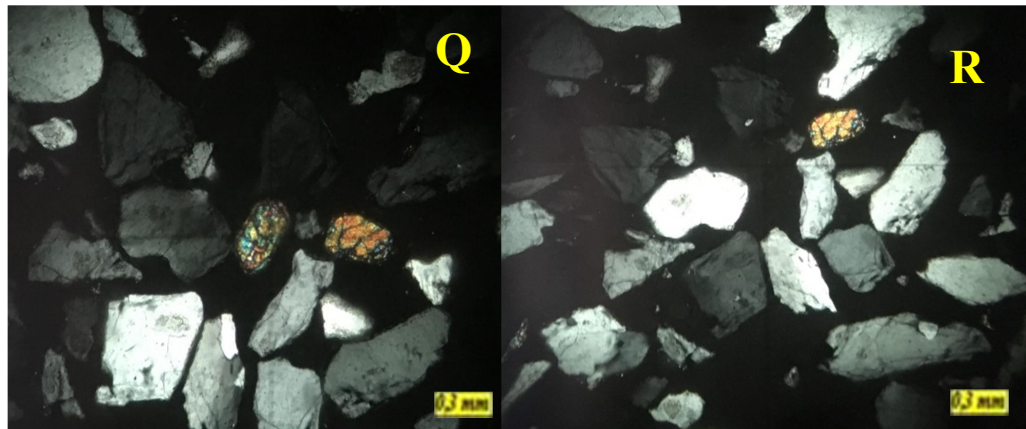


Figura 44) Q) Vista de cristal de Zircón NX , R) Vista de cristal de Zircón con extinción Paralela

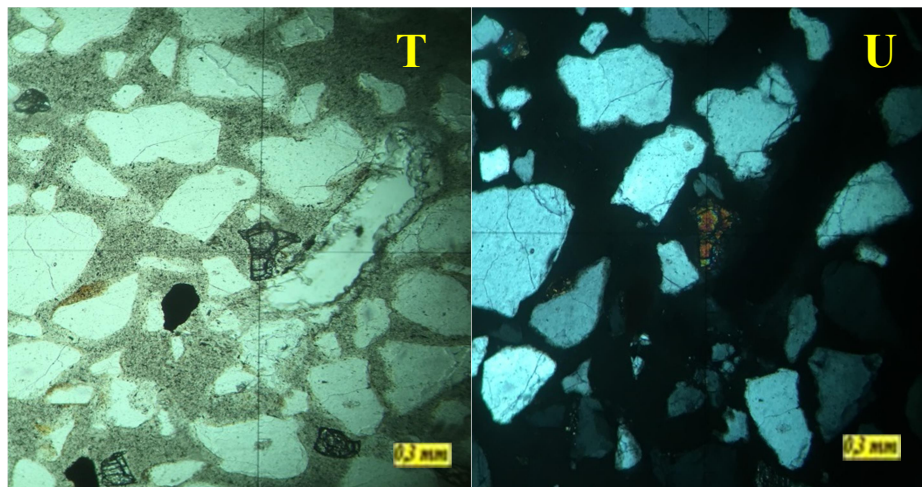
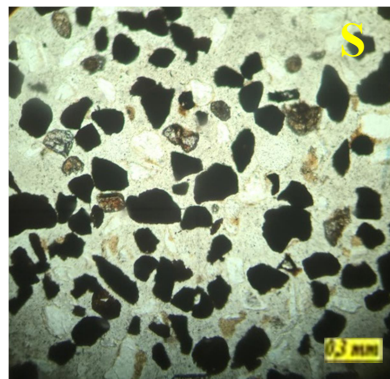


Figura 45) Fracción 0.8 Mayor porcentaje de minerales opacos (Ilmenita, Limonita, Magnetita) , Cristales de Monacita NP, Monacita NX

4.2. ANÁLISIS DE IMÁGENES DE MINERALES PESADOS

Para el presente estudio y su relación a fuente de procedencia, existen dos magnitudes que pueden expresar parte de las propiedades de los rodados:

La Redondez que es una expresión del grado de agudeza de las aristas del grano y ángulo y la esfericidad que expresa el grado de aproximación de la partícula a una esfera de igual volumen

La redondez (R) representa la forma de las aristas del grano esto es, la curvatura de las esquinas; se produce por impacto entre granos durante el movimiento

Mientras que la redondez está relacionada con la atrición que ha afectado a la partícula durante el transporte, sin influir en su movilidad, la esfericidad incide sobre el comportamiento hidrodinámico. En condiciones de transporte por suspensión las partículas de mayor esfericidad tienden a separarse de las otras menos esféricas y a sedimentarse por decantación (en partículas de igual volumen la forma esférica siempre tiene menor superficie y por ende menor fricción con el medio). Por el contrario, cuando el transporte es por tracción la forma menos esférica tiende a quedar rezagada con respecto a las partículas esféricas (Pettijohn, 1970).

En la mayoría de los casos de estudio se determina la morfometría de los clastos a partir del relevamiento de entre 25 a 100 individuos por localidad de muestreo, de donde se extraen promedios que luego se extrapolan a las poblaciones que las muestras representan,

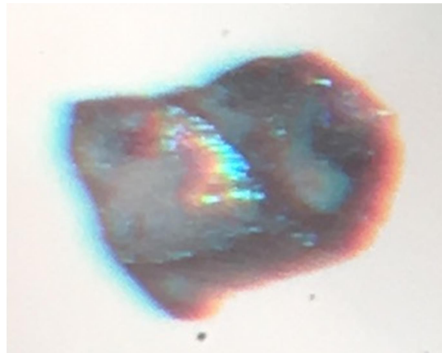
Para la fracciones 1.2 Amper magnética y no magnética de las muestra 4098', 4093' y 4101' se obtuvieron 2 clases, una con rangos de esfericidad ubicados entre (0.3 – 0.5) y otro, (0.5 – 0.7), siendo este el de mayor porcentaje con esfericidad media. Para redondez se obtuvieron valores su mayoría entre 0.5 y 0.6 siendo estos granos subredondeados, mientras que se pudo observar que en las fracciones 0.8 A magnética y no magnética tienden a presentar un mayor porcentaje de esfericidad más baja (0.3 – 0.5), y granos subangulosos a subredondeados; la meteorización de las rocas producen granos que poseen un grado variable de esfericidad y redondez, esta última indica

el grado de abrasión a que han sido sometidos los granos; refleja la historia de transporte, puede estar afectada por la contribución de fuentes distintas como lo determinó Banerjee (1964) que encontró una relación inversa tamaño-redondez (los granos más grandes eran menos redondeados) en contra de lo que normalmente se espera: los granos mayores se redondean más rápido en las mismas condiciones de transporte; cabe destacar. La esfericidad refleja principalmente las condiciones de depositación en el momento de acumulación y depende muy poco de los procesos de abrasión ocurridos (Pettijohn, 1975). Para la fuente de origen se tiene la teoría de procedencia de los andes, que reflejaría sin duda mayor cantidad de granos redondeados, y por otro lado el cratón de Guayana, siendo este responsable del aporte de sedimentos a la Cuenca Oriental de Venezuela la cual se encuentra expuesta. Mediante el análisis textural se pudo determinar que existen muchas inclusiones minerales, lo que se pudo ratificar nuevamente por medio del Microscopio electrónico de barrido.



Figura 46. Histograma Multimodal y Comparación de valores morfométricos de esfericidad y redondez

A través de los histogramas se estableció un promedio de densidad de la distribución de las propiedades morfométricas de los granos estudiados, indicando posiblemente una sola fuente de procedencia por ser unimodal. observándose los rangos obtenidos mediante el software imageJ y los analizados visualmente los cuales se compararon con la tabla realizada a los datos de Kumbrein mediante la carta de esfericidad y redondez donde se tiene una esfericidad media y granos subangulosos a subredondeados.



Circ.	Feret	IntDen	Median	Skew	Kurt	%Area	RawIntDen	Slice	FeretX	FeretY	FeretAngle	MinFeret	AR	Round	Solidity
0.450	381.701	10456530	255	NaN	NaN	100	10456530	1	0	0	141.809	236	1.256	0.796	0.579

Figura 47. Valores calculados por el programa ImageJ, donde “Circ” indica valores de redondez y Round de esfericidad.

Tabla 5. Resultados en promedio obtenidos a través de análisis visuales y calculados por el programa ImageJ.

MUESTRA	Valores Visuales		Valores Calculados	
	ESFERICIDAD	REDONDEZ	ESFERICIDAD	REDONDEZ
3503'10''	0.5	0.7	0.796	0.450
4075'7''	0.5	0.7	0.495	0.747
4078'	0.6	0.7	0.683	0.335
4079'	0.6	0.9	0.381	0.611
4093''	0.3	0.5	0.550	0.464
4098'8''	0.6	0.7	0.681	0.429
4101'8''	0.5	0.5	0.623	0.232
4103'10''	0.3	0.5	0.506	0.577

4.3 Microscopia electrónica de barrido

El microscopio electrónico de barrido (scanning electron microscope, SEM) se basa en la obtención de una imagen de la muestra a partir del barrido de la misma con un haz de electrones, como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra.

Para analizar una muestra en el SEM se requieren generalmente condiciones estrictas de vacío en el interior del microscopio, ya que de lo contrario los electrones pueden ser dispersados por las moléculas de aire. Además, los mejores resultados se obtienen con muestras conductoras o convertidas en conductoras mediante un recubrimiento pelicular con un material conductor (generalmente, grafito; pueden emplearse también oro o aluminio), este fue el caso de las muestras analizadas en el Microscopio electrónico de barrido Hitachi- S2000, las cuales fueron recubiertas con grafito. No obstante, actualmente existen microscopios electrónicos que no precisan ni recubrimiento de la muestra ni alto vacío en la cámara como lo son microscopios electrónicos ambientales (Environmental Scanning Electron Microscope, ESEM).

El análisis para determinar fases minerales de las fracciones en estudio 1.2 amperios magnética y no magnética y la composición de las mismas fue llevado a cabo me-

dian­te el microscopio electrónico de barrido ambiental Quanta FEG 250 (ESEM) que es un SEM de emisión de campo *Field Emission Gun FEG* es decir, genera el haz de electrones a partir de un cristal de tungsteno (W) sometido a una diferencia de potencial para extraer el haz de electrones por emisión de campo y el software xT Microscope Control v6.2.8 build 3161

Utilizando los diferentes detectores disponibles en este microscopio, se pudo obtener información de imágenes con electrones secundarios, información topográfica mediante la utilización de un detector ETD/FLD *Everhart-Thornley Detector/ Large Field Detector*) para electrones secundarios; para imagen y composición fue empleado el detector GAD/vCD (*Gaseous Analytical Detector/Low voltage High Contrast Detector*) donde se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados y el Análisis químico elemental mediante espectroscopia EDX (*Energy Dispersive X-Ray spectroscopy*).

Se generaron mapas composicionales y para determinar las fases minerales presentes se utilizaron Electrones retro-dispersados (BSE) que son medidos para localizar las partículas individuales dentro de la muestra, los cuales generan imágenes con diferente brillantez en función de la composición química superficial, quedando así la distribución de elementos diferenciando los más pesados con mayor brillo de los livianos en tonos grises, debido a que la intensidad de emisión de los electrones retrodispersados depende del número atómico medio de los átomos de la muestra, así, los átomos más pesados producen mayor cantidad de electrones retrodispersados revelando diferencias en la composición química por contraste.

Para la morfología se utilizaron electrones secundarios (*secondary electrons, SE*), cabe destacar que la intensidad de las emisiones varía en función del ángulo que forma el haz incidente con la superficie del material, Por consiguiente, si la muestra es rugosa, cada sector de la muestra enviará hacia los detectores una diferente cantidad de electrones secundarios dependiendo de la inclinación de cada sector; en la pantalla, se apreciarán unas zonas iluminadas (correspondientes a zonas que producen muchos electrones secundarios), otras zonas de sombra (zonas que producen pocos

electrones secundarios) y zonas con diferentes claroscuros (con diversas producciones intermedias de electrones secundarios). Es precisamente esta asociación de zonas iluminadas, oscuras y claroscuros lo que da una sensación de relieve, por ende depende de la topografía de la muestra.

Se idénticaron unas fases mediante la acotación de intensidad del BSE “*Backscattered electrons*” analizando solo los puntos que cumplan el plan de búsqueda, maximizando la eficiencia del análisis y pudiendo detectar las fases que se encuentran en trazas.

El microanálisis puntual y zonal se realizó con el detector de rayos X (EDX) de tipo dispersivo en energía que permitió identificar cuáles son las energías de los rayos X emitidos por la muestra y, por lo tanto, saber qué elementos químicos existen en la misma

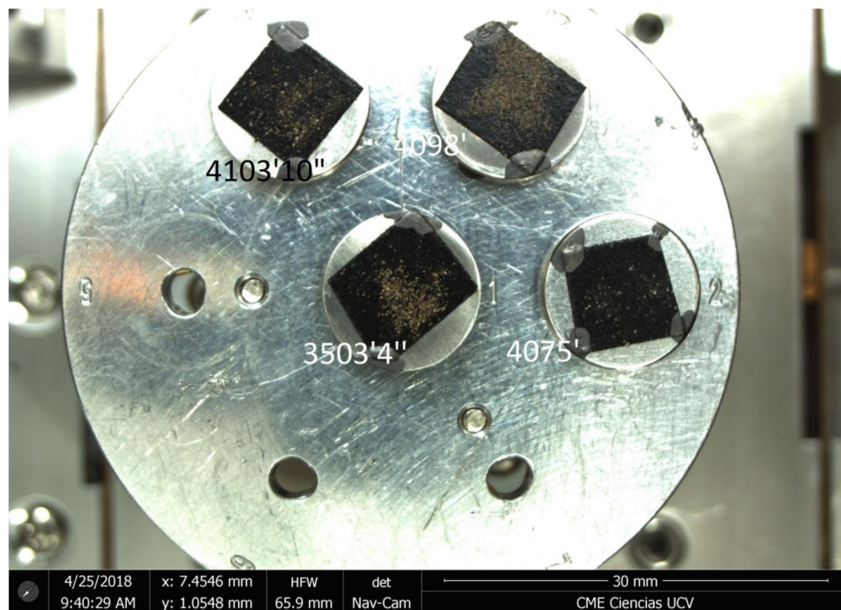


Figura 48. Imagen de navegación obtenida del interior del Microscopio FEI Qanta 250 y disposición de las muestras 350310'', 4075'7'', 4098'8'', y 4103'10''

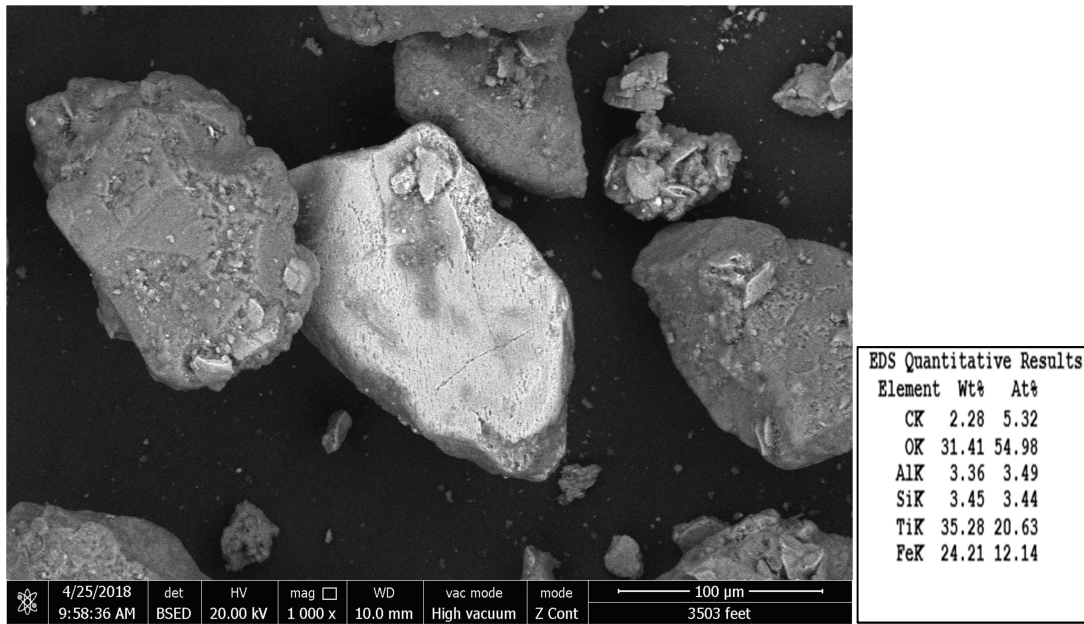


Figura 49. Micrografía de electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) de grano de Ilmenita. Análisis para muestra: 3503'10 MJOC-605 FPO

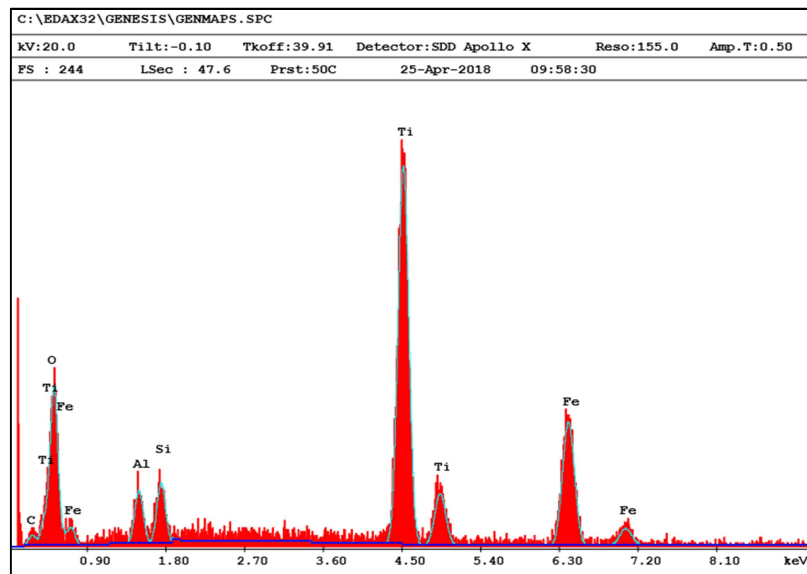


Figura 50. Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 3503'10''

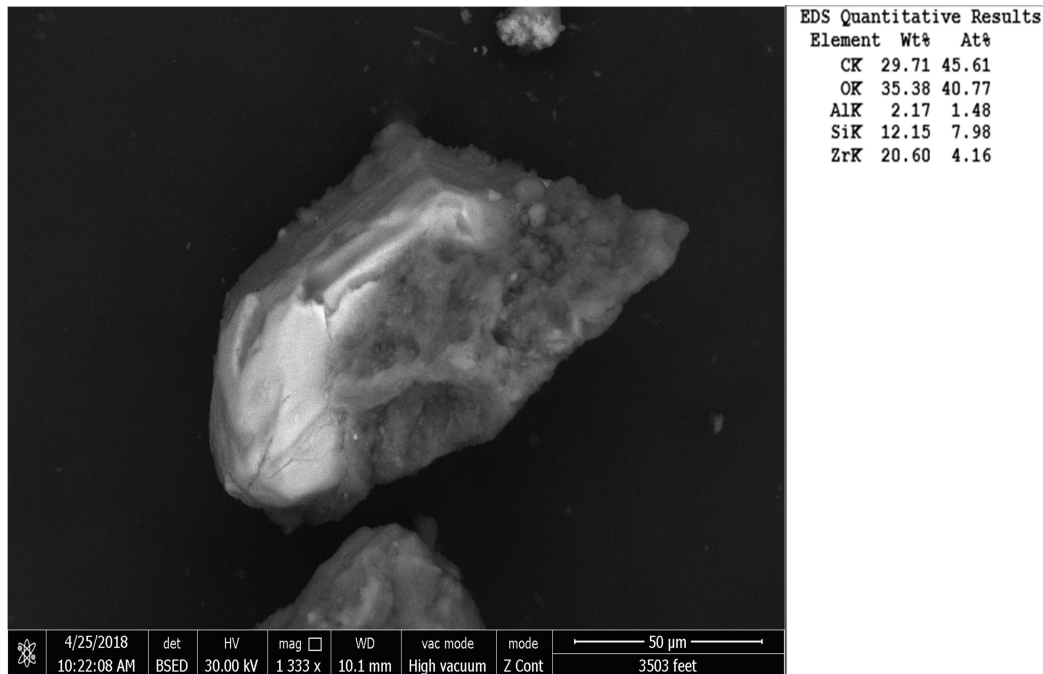


Figura 51. Micrografía de electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) de grano de Zircon. Análisis para muestra: 3503'10'' MJOC-605

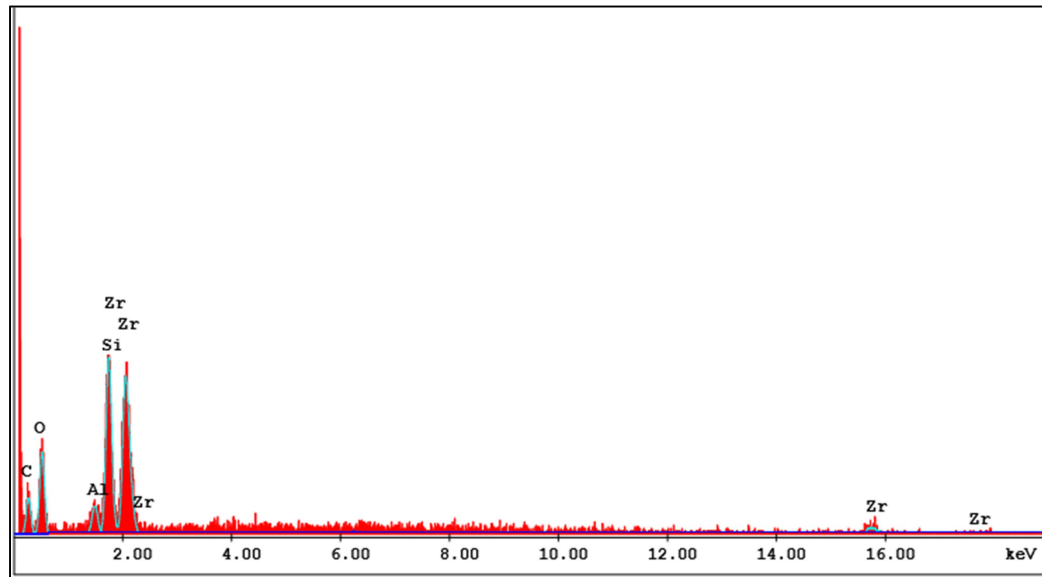


Figura 52. Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 3503'10''

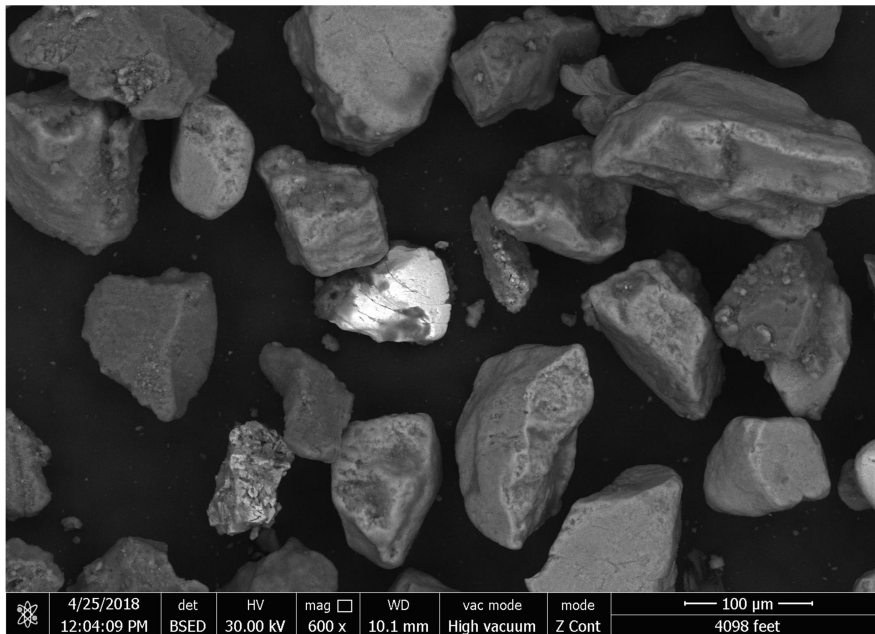


Figura 53 (a). Micrografía de electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) de grano de Monacita. Análisis para muestra :4098'8''

EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : Default

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
O K	26.69	59.40	0.0680	1.1259	0.2263	1.0002
AlK	5.08	6.70	0.0141	1.0535	0.2625	1.0045
SiK	8.38	10.62	0.0294	1.0850	0.3222	1.0047
P K	7.81	8.98	0.0309	1.0497	0.3756	1.0027
S K	0.40	0.44	0.0018	1.0776	0.4194	1.0043
TiK	2.81	2.08	0.0226	0.9835	0.8144	1.0080
LaL	9.76	2.50	0.0814	0.8506	0.9806	1.0000
CeL	19.87	5.05	0.1691	0.8592	0.9906	1.0000
V K	0.00	0.00	0.0000	0.9623	0.8553	1.0000
NdL	6.17	1.52	0.0536	0.8649	1.0053	1.0000
ThL	10.17	1.56	0.0778	0.7464	1.0248	1.0000
Y K	2.86	1.15	0.0258	0.9095	0.9915	1.0000
Total	100.00	100.00				

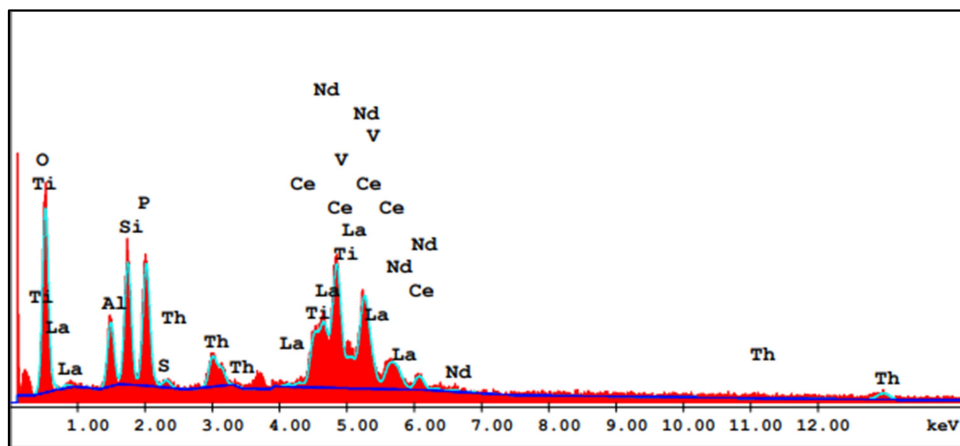


Figura 54 (b). Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 4098'8''

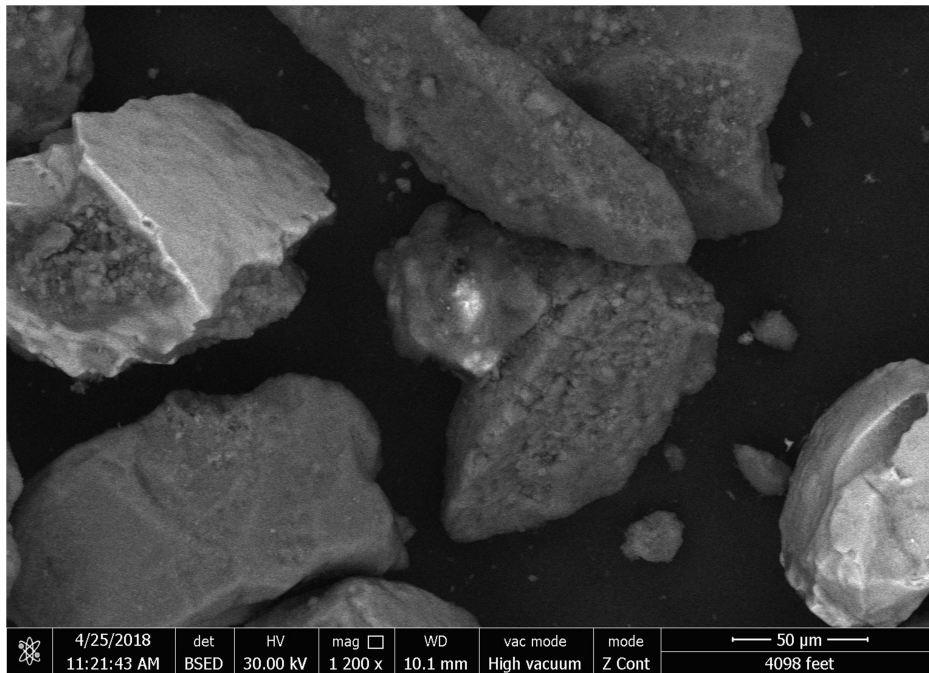


Figura 55. Micrografía en electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) en grano de monacita

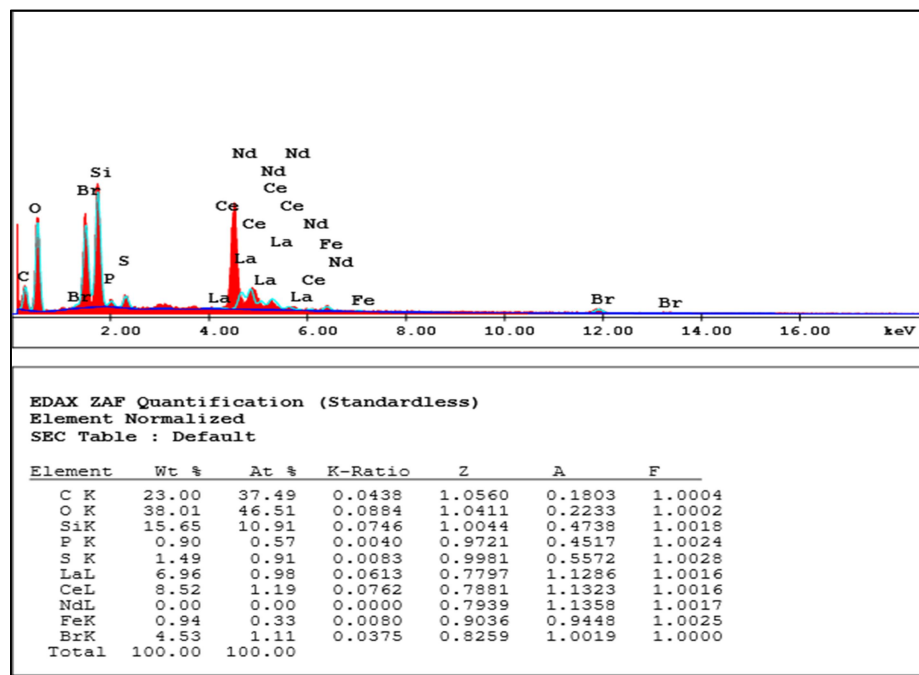


Figura 56. Espectro EDX de elementos presentes en la muestra 4098'8''

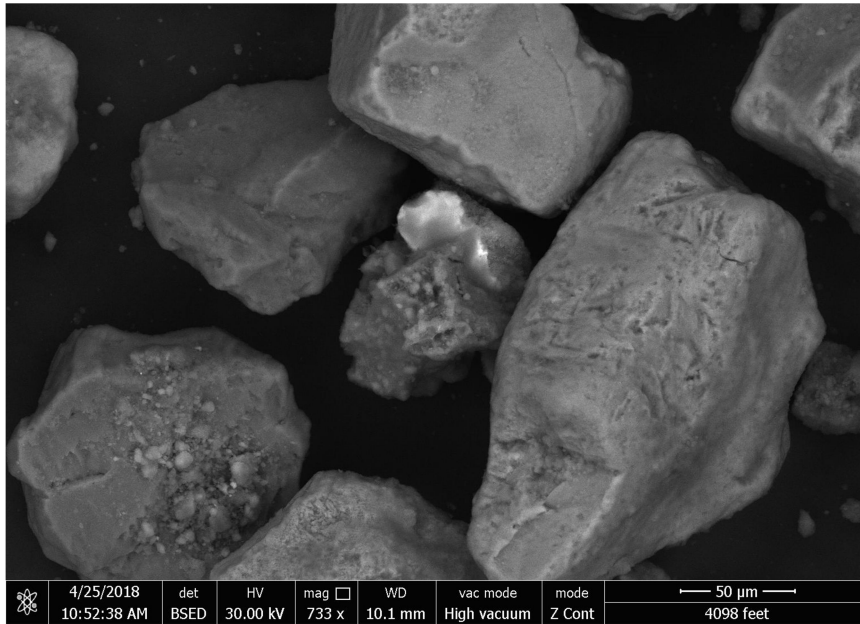


Figura 57. Micrografía en electrones retrodispersados y análisis elemental (edx) en grano de monacita

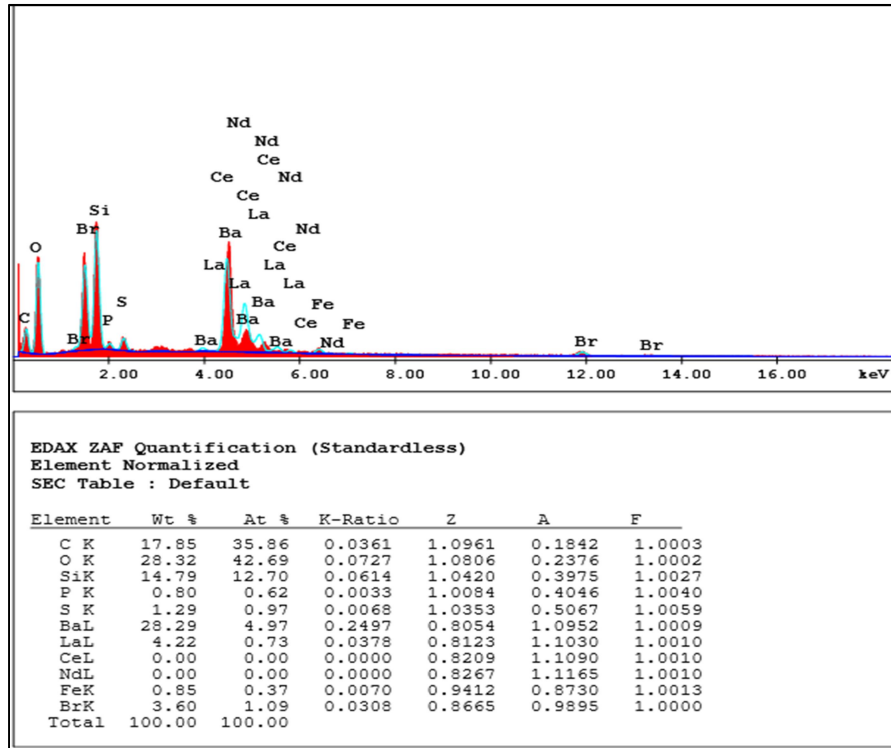


Figura 58. Espectro EDX y valores de elementos presentes en la muestra 4098'8''

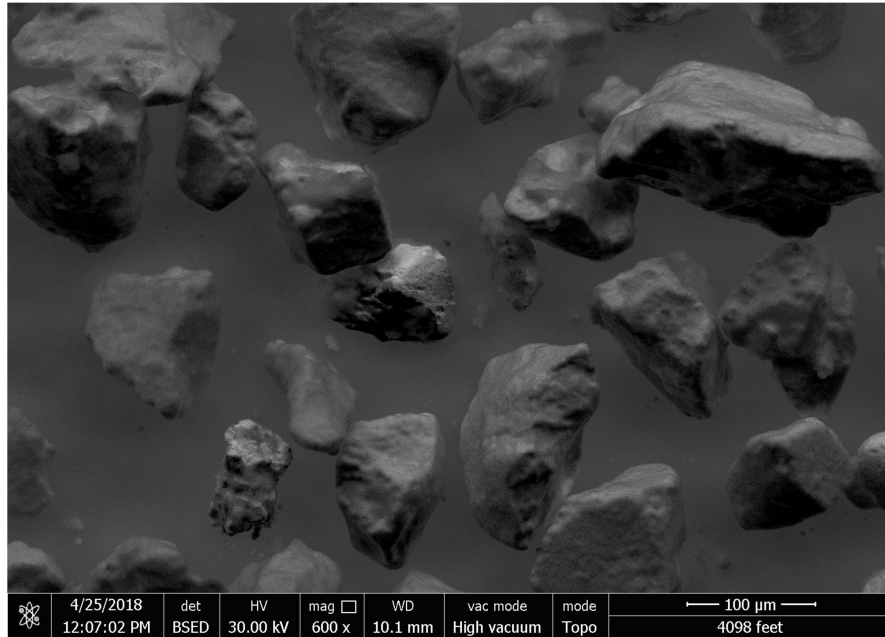


Figura 59. Micrografía de electrones secundarios y topografía observada de los granos existentes . c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4098'M JOC-605 FPO.

Con base a lo anterior se pueden definir fases minerales mediante las micrografías electrónicas y los espectros correspondientes, las muestras analizadas fueron analizadas las fracciones 1.2 magnéticas y no magnéticas de las muestras 3503'10, 4075; 4098'8'' y 4103'10'' por ser las de mayor interés, obteniendo menor información de la muestra 3503'10'' con escasos elementos pesados.

En los análisis puntuales se pudo determinar la presencia de fases minerales de aluminosilicatos, óxidos de sílice, abundante hierro y Ti, en el caso de las fases brillantes las cuales contienen elemento más pesados, se determinó la presencia de Zirconio (Zr) en abundantes cantidades, y elementos aún más pesados como, Cerio (Ce), Lantano (La), Neodimio (Nd), Berkelio (Bk), Thorio (Th) elemento clave en el estudio debido a las concentraciones de radioactividad (ppm) asociadas a los radioisótopos de las cadenas U 232, Th 232 y K 40.

Para cada análisis EDX fue sugerido por medio de asociaciones, los minerales presentes en las muestras en estudio y de este modo correlación elementos detectados con el análisis petrográfico, coincidiendo perfectamente ambos análisis.

4.4 Difracción de rayos X

Por medio de Difracción de rayos X, se obtienen series racionales de reflexiones basales que revelan las fases minerales más abundantes presentes en la muestra; en una mezcla compleja de muchos minerales, el difractograma presentará igualmente una complejidad grande. La identificación, en estos casos, requiere experiencia del método. En el difractograma multifásico existe la posibilidad de cuantificar el porcentaje de cada mineral en la mezcla: en efecto, el mineral más abundante producirá intensidades de difracción mayores y la altura relativa de los picos de difracción permite obtener la cantidad de cada fase. En este método se pueden detectar minerales con menos de 1% en peso, pero en algunos casos especiales que permiten separación (minerales densos, minerales magnéticos) el límite de detección sobre la mezcla original (antes de proceder a la separación) puede ser mucho menor (por ejemplo 0.01%).

Para llevar a cabo el análisis se utilizó el equipo utilizado ha sido un equipo PHILIPS XPERTPRO, que contiene un monocromador de grafito y con tubo de cobre (radiación Cu K α 1), empleando una longitud de onda de 1,5406 Å. y la El barrido del goniómetro del equipo se ajustó entre los ángulos 3° y 80° en un promedio de 20 minutos por muestra.

Ente análisis en este estudio se realizó en las muestras 3503'3, 4075, 4078, 4093, 4098, 4101, 4103'10'' en las fracciones de minerales pesados 0.8 y 1.2 Amper, empleando entre 0.3 y 0.5 gramos para cada una, y triturando hasta lograr un tamaño de 2 mm o menor, estas fracciones pesadas fueron concentradas con una variación en los métodos de separación, en este caso se utilizó en sustitución del Bromoformo el método de separación por gravedad denominado mesa de wilfley, cabe destacar que en sí, los minerales pesados forman el 1% de la roca generalmente, por lo que se necesita

al menos 1 kg de muestra, y una óptima separación para detectar minerales en trazas, ya que el límite de detección del equipo es .

Para las muestras procesadas se obtuvieron los siguientes difractogramas en los que se observó predominantemente picos de cuarzo, indicando baja concentración en minerales pesados ya que no fueron en su mayoría detectados, como en el caso del zircon, que por el contrario bajo el análisis SEM fue identificado bajo los patrones de elementos, al igual que su abundancia en el estudio petrográfico, aplicando el mismo criterio para la monacita, ilmenita, limonita, entre otros. Cabe destacar, que el análisis es efectuado mediante la comparación de las posiciones de los picos y los valores de intensidad contra la base de datos de patrones de referencia de compuestos mantenidos, en el caso de la monacita que es el nombre que designa un grupo de cuatro minerales distintos, $CePO_4$, $LaPO_4$, $NdPO_4$, $SmPO_4$, existen varias fichas, en la muestra 4075'7'' se hizo coincidir el patrón, y aunque con baja intensidad, podría corresponder a este mineral, no obstante pueden haber coincidencias pero si no existen suficientes picos ni se conservan las intensidades relativas se sugiere otras técnicas para reportar. Es importante tomar en cuenta que, por medio de esta técnica sólo se pueden identificar minerales cuya concentración se encuentre por encima del 5% en masa, adicionalmente está el hecho de que el cuarzo es muy refractario y el tamaño de sus picos dificulta la visualización de picos asociados a otros minerales.

Como resultante de la poca cantidad de muestra de minerales pesados en su concentración, aunado a la poca cantidad de muestra total para efectuar el análisis, se infiere un bajo límite de detección del equipo para estos minerales minoritarios, dependiendo incluso del uso del equipo y del uso que tenga el tubo, ya que las intensidades relativas en general disminuyen con el mismo, lo que puede representar errores en la interpretación y en resultados confiables para el análisis.

Los minerales detectados fueron Rutilo (Ti_2), Pirita (FeS_2), Marcasita (FeS_2).

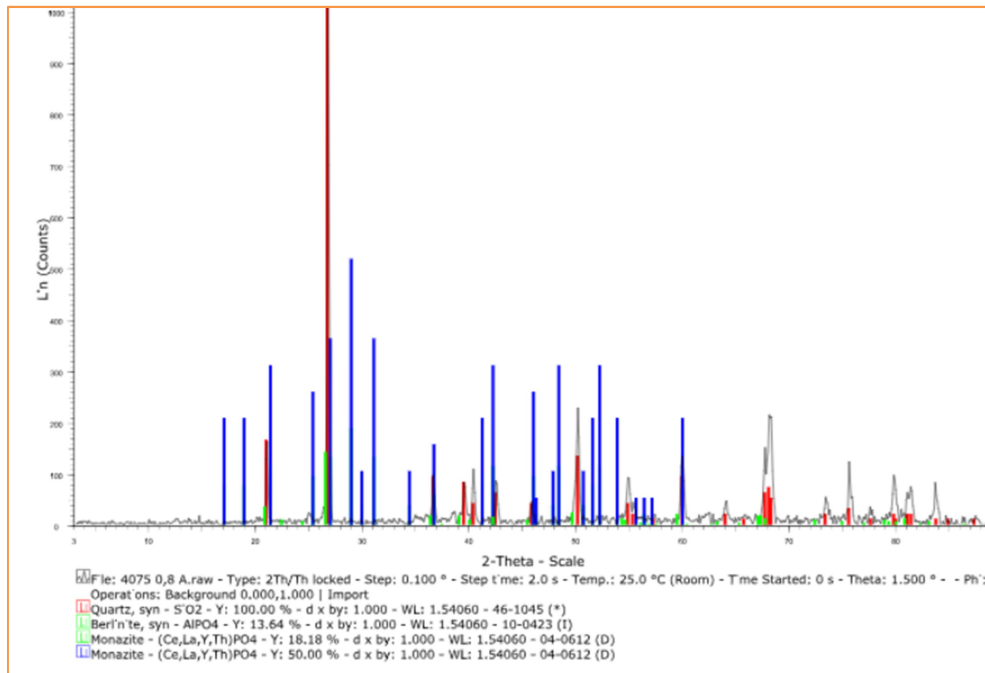


Figura 60. Difractograma de muestra 4075' del pozo JOC-605, con espectro indicador de posible presencia de Monacita.

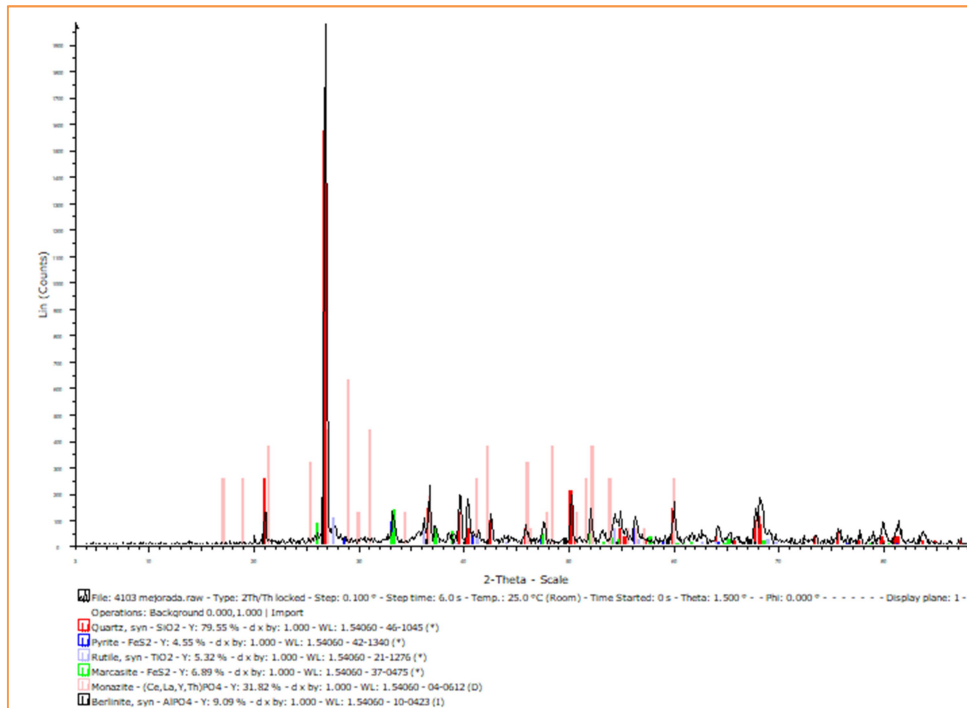


Figura 61. Difractograma de muestra 4103'10'' del pozo JOC-605, con espectros de fases minerales de rutilo, pirita y marcasita.

CAPITULO V

DISCUSION DE RESULTADOS

5.1 Evaluación de minerales pesados y su influencia en registros de pozos

El análisis de los sedimentos tuvo como objetivo principal la caracterización de los minerales presentes en las muestras y su asociación a las concentraciones de radioactividad asociadas a los radioisótopos de las cadenas de desintegración del ^{238}U ^{232}Th ^{40}K . La detección de Th por la técnica de Microscopia electrónica de barrido, y

Análisis previos de Espectrometría Gamma de alta resolución (LFN-USB) el cual permitió la identificación y cuantificación de diversos radioisótopos de las cadenas de desintegración radiactiva del U y del Th se realizó con objeto de verificación de las series en equilibrio secular, en muestras del cretácico con mismas características de pozos (Camejo,2016) y La detección de Th por la técnica de Microscopia electrónica de barrido en las muestras en estudio, indican que este es al menos parcialmente el responsable de los valores de *Gamma Ray* y *Gamma Ray* espectral para dichos puntos; además la presencia de otros elementos como P, Ce, La, Nd, en estas muestras indicaría la presencia de monacita, fosfato de tierras raras que contiene Th en su composición elemental. Sin embargo existen otros minerales encontrados que pueden aportar parte de estos elementos a estas concentraciones, como lo es el zircón el cual Tiene alto contenido de U (generalmente, > 100 ppm) y ha sido bien correlacionado con los grados de sustitución catiónica de actínidos (U, Th), su resistencia a la alteración y a los procesos metamórficos son la causa de que este mineral haya sido objeto de especial atención en estudios aplicados de geocronología, geotermometria o como indicador petrogenético. También se han estudiado los procesos de metamictización de los cristales de zircon, un fenómeno natural que puede modificar sus propiedades físicas (aplicación al estudio de los depósitos de residuos radiactivos) y aumentar la susceptibilidad de pérdida de plomo secundario (y sus consecuencias en las dataciones) (Nasdala et al. 2002).. La composición del zircón varía en función de la sustitución ZCl (Hf, Th, U) y de su solución sólida con xenotima (Y,Yb)PO₄. Aunque los contenidos de tierras raras no varían demasiado en zircones de rocas graníticas, otros

elementos traza (Hf, Th, U, Y) pueden presentar concentraciones importantes en zircones de algunos fraccionados félsicos y especialmente de algunas pegmatitas (Uher & Eerny, 1998).

Los minerales ricos en Ti encontrados, Ilmenita, Rutilo, Esfena, también pueden presentar sustitución de U y Th en su estructura interna cristalina y molecular, por lo que la actividad determinada de los isotopos hijos de cada serie puede ser la suma de las actividades de estos elementos de minerales opacos también podrían estar aportando concentraciones de estos elementos, como objeto de verificación se recomienda realizar análisis de concentraciones para cada uno de estos minerales.

El registro natural de Rayos Gamma (GR) se utiliza a menudo para la discriminación arenas y lutitas, los depósitos de llanura de inundación de baja permeabilidad tienen un alto contenido mineral de arcilla y muchos minerales de arcilla contienen potasio-40 radiactivo (K^{40}), mientras que los depósitos del canal de alta permeabilidad son arenas y gravas predominantemente no radioactivas.

Si las fuentes de los sedimentos están cerca de las tierras altas graníticas, las arenas del canal y las gravas pueden ser arcósicas (alto contenido de feldespatos) que también tiene un alto contenido de K^{40} .

Los intervalos de profundidad evaluados correspondientes a las areniscas de la Formación Canoa Fm exhiben localmente respuestas de arenas radioactivas como se observa en la figura 62 en contraste de la muestra 3503'10'' perteneciente a la formación oficina la cual no presenta esta característica (figura 63), convirtiendo el horizonte del Cretácico en el de mayor interés ya que es donde se están presentando las anomalías.

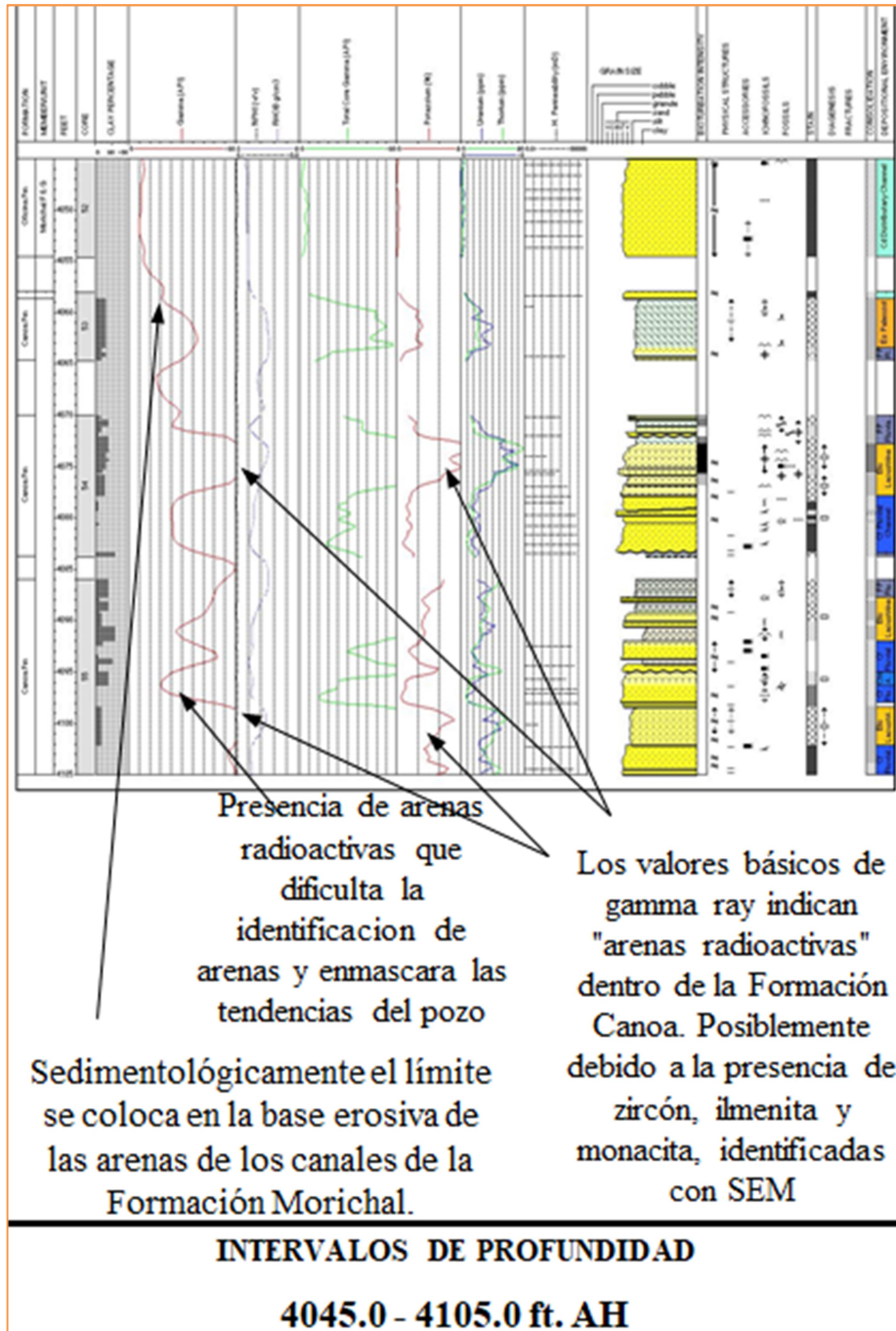


Figura 62. Perfil de pozo MIOC-605 entre intervalos de 4045' y 4105' pies donde se encuentran las muestras en estudio

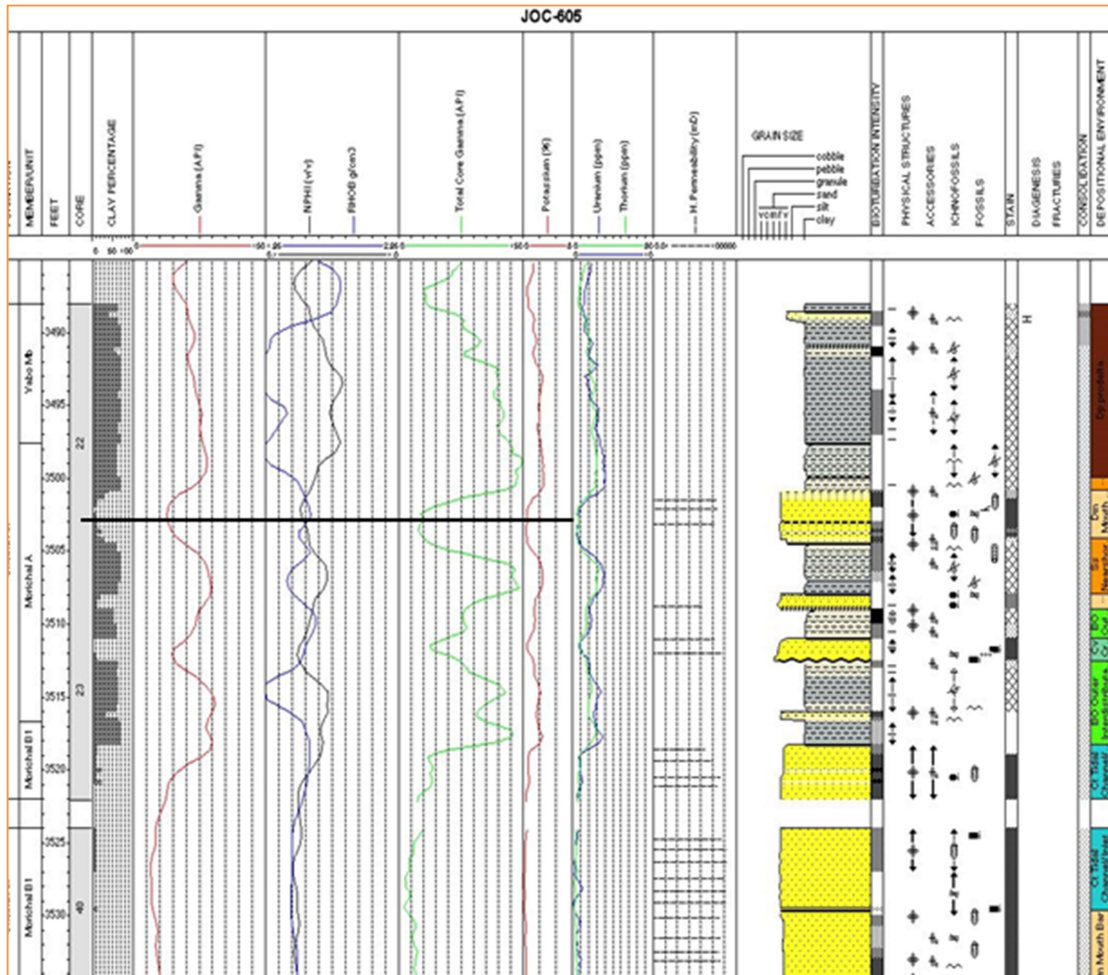


Figura63. Muestra 3503'10 de la formación oficina sin anomalías de concentración de torio

5.2 INTEGRACION DE RESULTADOS Y TECTONICA

Las interpretaciones tectónicas y de procedencias basadas en la geoquímica de elementos traza se basan en la suposición de que los elementos de firma se transfieren cuantitativamente desde la misma fuente que el grueso de los sedimentos. Para el presente trabajo es complejo hablar de procedencia pues se trata de escaso número de muestras y en un marco muy local.

Baldwin et al. (1986) fueron los primeros investigadores en indicar mediante termocronología por trazas de fisión en circones detríticos que la fuente de sedimentos del prisma de acreción de Barbados provenía de Suramérica y que en ella se discriminaba al menos cinco diferentes terrenos fuentes: un terreno entre 20 a 50 Ma que incluye edades de exhumación de los Andes de Venezuela y corredor de la Cordillera Oriental de Colombia basado en Kohn et al. (1984), algunas edades provenientes de Isla de Toas, Perijá y la Serranía de Trujillo con edades entre 50 a 126 Ma basados en Shagam et al. (1984), un grupo de circones metamórficos (muy antiguos) que provienen del escudo de Guayana y un terreno Glaucofano basado en González de Juana (1980) pertenecientes al sistema de montañas del Caribe.

Escalona & Mann (2011) hicieron una reconstrucción más local sobre la paleogeografía desde el cretácico hasta plioceno como lo sugiere la figura 63.

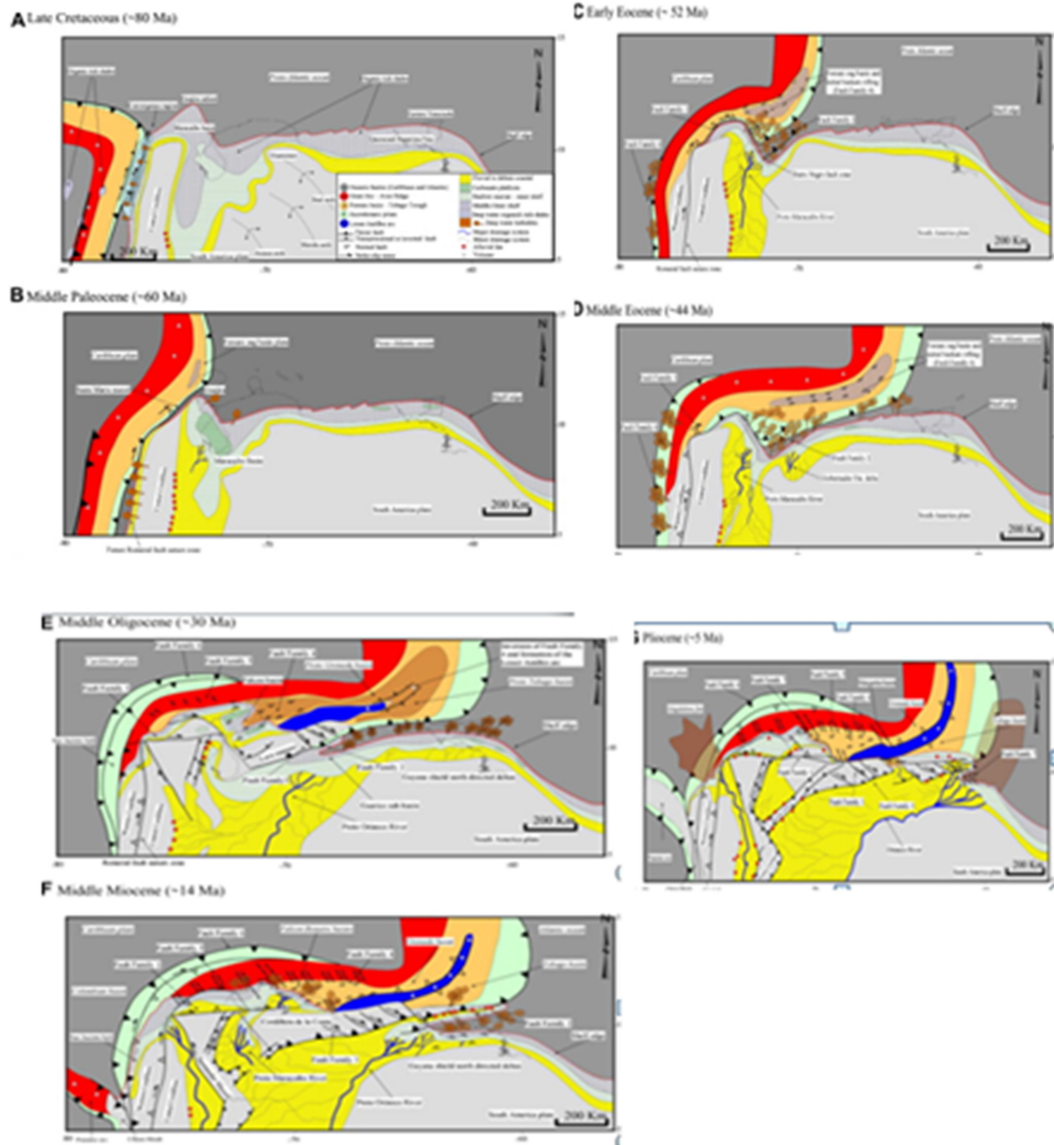


Figura 64. Efecto de la colisión oblicua entre el arco del Caribe y la Paca Suramericana sobre la paleogeografía regional, esta reconstrucción incluye los cambios en posición de la línea de costa y las posibles trayectorias inferidas de los sistemas de drenajes. A. Cretácico tardío (~80 Ma); B. Paleoceno medio (~60 Ma); C. Eoceno temprano (~52 Ma); D. Eoceno medio (~42 Ma); E. Oligoceno medio (~30 Ma); F. Mioceno medio (~14 Ma); G. Plioceno (~5 Ma). (Tomado y modificado de Escalona & Mann, 2011).

A partir de los 75 Ma y hasta el final del Cretácico, el régimen sedimentario cambió, el mar fue abierto a la circulación, recibió un volumen extraordinario de sedimentos

epiclásticos y al final del Mesozoico las condiciones fueron regresivas, de retirada general de los mares, con nuevos levantamientos y terrenos expuestos a la erosión. Las secuencias cretácicas del occidente y del oriente de Venezuela reflejan espesores superiores a los 4.000 m, de carácter plataformal (Grupos Cogollo y Sucre) asociado a una profundización progresiva, en el espacio y en el tiempo, con un máximo de transgresión marina durante el Cretácico Medio, Santoniense-Coniaciense, llegando las aguas hacia el sur, hasta la confluencia del Río Meta en El Arauca y El Apure por el oeste y hasta la actual Ciudad Bolívar por el este.

Durante el Cretácico Tardío se produce en el occidente la sedimentación de más de 400 m de facies pelíticas de la Formación Colón y sus equivalentes, con fuente de sedimentos al sur con el Escudo de Guayana y del noreste

Todo ello configura una margen pasiva cretácica muy clara durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y Cretácico Medio a Tardío, pero no así durante el final del Cretácico Tardío en que pareciera que comenzaba a cambiar hacia una margen activa, configurando un gigantesco golfo o bahía cerrada al sur y al oeste, en donde el margen oeste-noroeste se levantaba por encima del nivel de base del margen sur, mientras que hacia el este persistía la configuración de la margen pasiva con la sedimentación plataformal y nerítica de las formaciones San Antonio y San Juan. Esta característica de doble fuente de sedimentos, provenientes del sur y del norte, se mantiene durante toda la evolución de las antefosas sedimentarias (formaciones Trujillo-Misoa, Tilan-gona-Paguey, Roblecito-Chaguaramas y La Pica).

Circones recogidos en las arenas del Río Orinoco al Oeste inmediato de Ciudad Bolívar arrojaron dos poblaciones de edad U/Pb en esos circones: una próxima a los 2.8 Ga y otra mayoritaria y dominante de alrededor de los 2.1-2.0 Ga; pero circones de > 3.4 Ga no fueron encontrados en esa zona (Sidder y Mendoza, 1.995).

Para establecer asociación mineral dentro del marco geológico parcialmente se puede sugerir e inferir como fuente sedimentaria el Cratón de Guayana, tanto por características morfométricas las cuales indican una procedencia no muy lejana, reflejándose en la redondez de los clastos, los cuales son subangulosos a subredondeados, como también litológicamente según los minerales obtenidos que corresponden a minerales accesorios de granitos y gneises, lo cual correspondería a la provincia Imataca del Escudo de Guayana la cual está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), dolomitas, charnockitas, anortositas y granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorfizados. Cabe destacar que Materiales provenientes de la erosión, meteorización se acumulan en márgenes pasivos como lo es el caso de los sedimentos en estudio ubicados en el cretácico donde justamente el margen era pasivo.

CONCLUSIONES

- ▶ Las principales fases minerales encontradas en las muestras de minerales pesados analizadas están constituidas principalmente por dos grupos, los minerales magnéticos conformados por óxidos de hierro y titanio principalmente como, ilmenita, rutilo, magnetita, hematita, marcasita y los minerales no magnéticos en su mayoría fosfatos de tierras raras, torio y uranio como monacita; óxidos de zircón y torio como zircón y torita; plagioclasa, cuarzo.
- ▶ La Monacita es el mineral que aporta las altas concentraciones de Th en las muestras analizadas. Sin embargo, el Zircón podría estar contribuyendo en gran proporción a esta anomalía, con la existencia de otros minerales pesados que contienen elementos radioactivos en magnitudes menores y que podrían afectar los registros *Gamma Ray*.
- ▶ Los valores de esfericidad y redondez se mantienen en órdenes parecidos en todas las muestras, siendo clasificados como granos subangulosos a subredondeados, y con esfericidad baja a media.
- ▶ Los valores arrojados analizados por el programa ImageJ y análisis por cartas visuales cuentan con un margen de diferencia mínimo, siendo este último más efectivo y sencillo en el caso de grandes números de individuos a analizar.
- ▶ Según asociaciones minerales y características morfométricas la teoría que más se ajusta a la procedencia de estos minerales caracterizados para el estudio es la de aporte sedimentario del Cratón de Guayana, aunado a la relación que existen los mismos con la provincia Imataca, se requieren dataciones radiométricas, a través del método de huellas de fisión en apatitos y circones, los cuales se obtendrán

posterior a esta investigación para determinar cuáles son los terrenos fuentes que aportaron la mayor cantidad de minerales pesados al área de estudio considerada en este trabajo.

- ▶ Las características del pozo MJOC-605 corresponden a indicaciones para la determinación del tope de la Formación Canoa, dentro de las que se tiene un aumento considerable en la lectura de la curva de rayos gamma sobre toda la sección de la formación, presencia frecuente de areniscas con valores altos de radioactividad, expresado por la curva de rayos gamma, aumento en la tendencia de la curva de concentración de torio en los perfiles de espectroscopia de emisiónn (NGT, Spectral log) y aumento de la línea base de resistividad de lutitas en los perfiles de inducciónn (curvas SN o SFL).

RECOMENDACIONES

- ▶ Realizar caracterizaciones rad isotópicas (Espectrometría gamma) mineralógica y elemental de núcleos y ripios para obtener factores de calibración aplicables al nuevo escenario del Cretácico.
- ▶ Se sugiere realizar datación por métodos radiométricos para relacionar los minerales pesados con las distintas fuentes de procedencia sedimentaria.
- ▶ Cuantificar la concentración de minerales pesados, específicamente de monacitas y zircones para ver la relación con la anomalía de torio en los registros *gamma ray*.
- ▶ La fase mineral más abundante en las muestras analizadas por DRX es el cuarzo, sin embargo, no se pudo determinar la presencia de fases minerales asociadas a U y Th mediante esta técnica, de existir sus concentraciones están muy por debajo del límite de detección de la misma, por lo que como punto de comparación se sugiere que la mejor forma de concentración es por medio de líquidos densos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

AUDEMARD, F.; AZPIRITRAGA, I.; BAUMANN, P.: ISEA, A. y LATREILLE, M. (1985) Marco geológico del Terciario de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. Mem., VI Cong. Geol. Venezolano., Caracas.

BERNYS, J. C. (1997). “Capítulo II. Yacimientos de hidrocarburos en Venezuela. WEC Evaluación de pozos”. Caracas: Schlumberger Oilfield Services. 44 p.

BOGGS, S. JR. (2009) Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press, Cambridge. 600 pp.

BURNS, P. & FINCH, R. (1999). Uranium. Washington, DC: Mineralogical Society of America. 679p.

CABREJO, I (2010): Caracterización de la respuesta dada por los registros de pozos en el yacimiento naturalmente fracturado del campo Todado Valle superior del Magdalena. Universidad Industrial de Santander, Facultad de Ingeniería Físicoquímicas, escuela de ingeniería de petróleo. Trabajo especial de grado Magister en Hidrocarburos.

COLLINS TJ (JULIO DE 2007). «ImageJ for microscopy». *BioTechniques* 43 (1 Suppl): 25-30. PMID 17936939. doi:10.2144/000112517.

DI GIACOMO, E., 1985. Acrítarcos de la Formación Carrizal, Área de Zuata-Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental. VI Congreso Geológico Venezolano. 503-529p.

FEO-CODECIDO, G., SMITH, F.D., JR., ALBOUD, N., Y DI GIACOMO, E., 1984, “Basament and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basin”, en Bonini, W.E., Hargraves, R.B., y Shagan, R., eds. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of American Memoir 162, p.213-216.

FERRONSKIĬ, V. & POLĪĀKOV, V. (2012). Isotopes of the Earth's hydrosphere. Dordrecht: Springer, p. 368-385.

FIORILLO G. (1983) Evaluación exploratoria de la faja petrolífera del Orinoco, PDVSA Caracas.

FLORES, M. (2013). Estudio de relación entre clima, erosión y tectónica a lo largo del río Guárico mediante análisis geomorfológicos, geológicos y datos termocronológicos existentes. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniera Geóloga

GARCÍA, R. (2013). Caracterización de las areniscas con base a tipos de roca integrando rasgos sedimentológicos y petrofísicos, en un sector de los bloques Petrocarabobo y Carabobo 1, en la Faja Petrolífera de Orinoco, Venezuela. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo

GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. M. ITURRALDE DE AROZENA & X. PICARD

GONZALEZ B. (1994). Tipos y Diseños de Investigación en los Trabajos de Grado (Online document). Revista Ciencias de la Educación. Universidad de Carabobo Re-UC. Año 5, N° 9. Recuperado de servicio.bc.uc.edu.ve

CADILLAT. (1980). Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Caracas: Ed. Foninves, 1031 p.

HEDBERG, H. D. y FUNKHOUSER, H. (1947) Oil fields of the greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.

HESS, H. (1959). Notes on operation of Frantz Isodynamic Magnetic Separator. Pamphlet published by S.G. Frantz Co., Inc., 87 p

HOSTETLER, P. & GARRELS, R. (1962). Transportation and precipitation of uranium and vanadium at low temperatures, with special reference to sandstone-type uranium deposits. Economic Geology, 57(2), p. 137-167

HULBURT, C. & KLEIN, C. (2011). Manual de mineralogía basado en la obra de J.D. Dana: Editorial Reverté, Cuarta edición, Vol. 1, Barcelona, España, 303- 311 p.

ISEA, A. (1987). Geological synthesis of the Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela. *JPG*, 10(2), p. 135-148.

KERR, P. 1965. Mineralogía óptica, McGraw-Hill Book company, INC, New york, Toronto. 14-17 P

KISER, G.D, 1997, Formación La Pascua; Eoceno Tardío-Oligoceno temprano, Estados Guarico: PDVSA(Petróleos de Venezuela)Intevep, Código Geológico de Venezuela, www.pdv.com/lexico/126w.htm

KRUMBEIN & SLOSS. (1963). Stratigraphy and Sedimentation. A Geology Series. U.S.A. 660 p.

LINARES, C (1998). Modelo Geologico Integrado del Yacimiento MOR-01, Miembro Morichal, Campo Jobo. Informe técnico, PDVSA-INTEVEP, S.A. 215-216-217 p

MANGE, M, AND MAURER H, 1992. Heavy minerals in clours. Chapman and Hall, New York, 128 p

MAHMOUDI, M. Y J. CARBÓN (1998). “Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de los núcleos del pozo JOC-465 Campo Jobo, Sur Monagas”. Informe técnico, PDVSA-INTEVEP, S.A. 76 p

MATUTE, L.; RENDÓN, L.; FUEMAYOR, G.; MARCANO, R. & JAIMES, G. (2015). Descubrimiento de Yacimiento no convencional de Crudo Pesado de Alta Conductividad Eléctrica y Radioactividad en el Grupo Temblador de Edad Cretácica, Campo Dobokubi del Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. Publicación de la SPE INTERNATIONAL, Western Venezuela Petroleum Section.

MÉNDEZ, O. (1985) Historia geológica graficada de la cuenca oriental de Venezuela. VI Cong. Geol. Venez., Caracas 1985, S.V.G. 1.000-1.040p.

MÉNDEZ, O. (2003). "Geología del Petróleo". Material mimeografiado para la cátedra de Geología del Petróleo. Facultad de Ingeniería. UCV.

MANRIQUE, J. (2009). Determinación de torio y uranio por espectrometría gamma en minerales pesados de sedimentos del río Arizo, estado Bolívar, Venezuela (Tesis de grado). Universidad Central de Venezuela. 148p.

MENDOZA, V. 2005, Geología de Venezuela, Tomo II. Cretácico, Terciario y Reciente Sedimentario de Venezuela. UDO. Escuela de Ciencias de la Tierra. Ciudad Bolívar

NÚÑEZ, R. & ROGLÁ, L. (2011). La radioactividad ambiental. LOGOS, 2(2), p. 2-7.

PDVSA-LÉXICO ESTRATIGRÁFICO (2011). <http://www.pdv.com/lexico/> (Consulta 20 mayo 2015).

PARNAUD, F. Et al. (1995) Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin. En: TANKARD, A., SUAREZ, R. y WELSINK, H. Petroleum Basins of South America. (Eds.). American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 741-756 p.

PDVSA-Intevep, 1997, III Léxico estratigráfico de Venezuela. <http://pdv.com/léxico>

PDVSA-CVP (2010). Atlas faja petrolífera del Orinoco.

PINDELL, J., 1993, "Mesozoic – Cenozoic Tectonic and Stratigraphy Development of the eastern Caribbean and northern South America, Implications for eastern Venezuela". Informe interno de PDVSA. EPC 10462.

PINDELL, J. Y BARRETT, S. 1990, "Geological evolution of the Caribbean Region: a Plate-tectonic prospective" en Dengo, G., Case, J. (Eds.), The Geology of North America, Volumen H. The Caribbean Region. G. S. A. p: 405-432.

PINDELL, J. AND DEWEY, J., 1991, "Permo-Trasic Reconstructions of Western Pangea and Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region". *Tectonic* 1. p:179-211.

PINDELL, J. Y KENNAN, L., 2001A, "Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean". *Página web actual:* <http://tectonicanalysis.com/site/download/papercarib01.pdf>.

PINDELL J. Y KENNAN, L., 2001B, "Processes and Events in the Terrane Assembly of Trinidad and Eastern Venezuela". *Página web actual:* <http://tectonicanalysis.com/download/papertrin01.pdf>

SCHLUMBERGER (1972). Interpretación de perfiles, Volúmen I-Fundamentos, 77 p.

SCHLUMBERGER. (2017). Spectral Gamma Ray Tools. Slb.com. Revisado 17 de Mayo 2017. Disponible en: http://www.slb.com/services/characterization/petrophysics/wireline/legacy_services/gamma_ray/spectral_gamma_ray_tools.aspx

SINANGLU, E (1986). Palinoestratigrafía de los sedimentos pre-cretácicos (formación Carrizal) en el área de Zuata, Venezuela Oriental, PDVSA.

SUMMA, L.L., GOODMAN, E.D., RICHARSON, M., NORTON, I.O., Y GREEN, A.R., 2003, "Hydrocarbon system of northeastern Venezuela: Plate through molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela basin". *Marine and Petroleum Geology*. v.20, p.323-349, doi:10.1016/so264-8172(03)00040-0.

VALLEJOS, C., T. VÁSQUEZ, M. MARQUINA, R. CHANG, K. MÉNDEZ, M. RANGEL, C. ALBORNOZ, N. HERNANDEZ Y B. AGUADO (2002). "Integración geológica, petrofísica y de fluidos para la selección de localizaciones de pozos nuevos para la implantación en campo de la Tecnología MIS. Campo Jobo Morichal". Informe técnico, PDVSA-INTEVEP, S.A. 135 p

VAN ERVE, A. (1985) Palinoflora del Jurásico del pozo NZZ-108X en el área de Zuata, Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela oriental. Mem. VI Congr. Geol. Venezolano, Caracas, Soc. Venezolana Geol. 1205-1209p.

VIANA, C. y ARCIA, S. (2013). Estudio de la interacción clima, tectónica y procesos superficiales como agentes controladores del relieve actual en terrenos adyacentes a los ríos Nirgua, Boconó y Apure mediante caracterización mineralógica, análisis digital del terreno y estudio de minerales pesados. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo

XIE, X., MANN, P., & ESCALONA, A. (2010). Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America–Caribbean plate boundary zone using detrital zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 159–171.16 X. Xie, P. Mann / *Sedimentary Geology* 307 (2014) 7–16.

XIE, X., & MANN, P. (2014). U–Pb detrital zircon age patterns of Cenozoic clastic sedimentary rocks in Trinidad and its implications. School of Geology, Energy, and Environment, Texas Christian University, Fort Worth, TX 76129, USA.

YORIS, F. y OSTOS, M. (1997) Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J. (Edr.) WEC 1997.

APENDICE

Registros de Resistividad:

El registro de resistividad es fundamental en la evaluación de formaciones porque los hidrocarburos no conducen la electricidad, en tanto que todas las aguas de formación sí lo hacen. Por consiguiente, existe una gran diferencia entre la resistividad de las rocas rellenas con hidrocarburos y las rellenas con agua de formación. Los minerales de arcilla y algunos otros minerales, tales como la pirita, también son conductores de electricidad y reducen la diferencia. Algunos dispositivos de medición, tales como los registros de inducción y de resistividad de propagación, pueden responder en forma más directa a la conductividad, pero se presentan en la resistividad.

Separación magnética

Es un método de concentración (KELLY & SPOTTISWOOD 1990) que se utiliza en aquellos casos donde los diversos componentes de un mineral responden de manera diferente a un campo magnético aplicado. Esta no solo es útil para concentrar o recuperar menas de un mineral, sino también para purificar o limpiar materias primas que pudieran contener impurezas entre otras aplicaciones.

Métodos isotópicos de análisis de procedencia de sedimentos

La aplicación de estudios de minerales pesados en la caracterización de los procesos geológicos ha tenido un gran desarrollo en los últimos años. Para el caso de los estudios de procedencia de sedimentos terrígenos, estas técnicas han complementado enormemente la información obtenida por medio de la petrografía. En las últimas dos décadas se han llevado a cabo numerosos estudios sobre la composición química de las rocas detríticas (elementos mayores, trazas, tierras raras y últimamente de isótopos) y de los cambios que ocurren a lo largo del ciclo sedimentario, con el objetivo de entender la relación que existe entre la composición de la roca que dió origen al sedimento y la de la roca que resulta de la litificación de dicho sedimento (Bathia y

Crook, 1986; Taylor y MacLennan, 1985; McLennan, 1989). Las rocas sedimentarias que favorecen este tipo de análisis son las terrenas de grano grueso y heterogéneas.

Electrón:

Es una partícula subatómica con una carga eléctrica elemental negativa, no tiene componentes o subestructura conocidos, por esta razón se define como una partícula elemental, posee propiedades mecánico-cuánticas tanto de partículas como de ondas, de tal manera que pueden colisionar con otras partículas y pueden ser difractadas como la luz. Cuando se acelera un electrón, puede absorber o radiar energía en forma de fotones.

Los electrones, participan en las interacciones fundamentales, como la gravedad, el electromagnetismo y la fuerza nuclear débil y tienen un papel esencial en muchos fenómenos físicos, tales como la electricidad, el magnetismo o la conductividad térmica.

Electrones Retro-dispersados:

La señal de electrones retro-dispersados está compuesta por aquellos electrones que emergen de la muestra con una energía superior a 50eV (electronvoltios). Estos electrones proceden en su mayoría del haz incidente que rebota en el material después de diferentes interacciones.

La intensidad de la señal de retro-dispersados, para una energía dada del haz, depende del número atómico del material (a mayor número atómico mayor intensidad). Este hecho permite distinguir fases de un material de diferente composición química. Las zonas con menor número atómico se verán más oscuras que las zonas que tienen mayor número atómico.

Electrones Secundarios:

Se considera un electrón secundario aquel que emerge de la superficie de la muestra con una energía inferior a 50eV (electronvoltios), producido por la interacción con

otro tipo de radiación llamada “radiación primaria”. La radiación primaria puede consistir en iones, electrones, o fotones, cuya energía debe ser mayor que el potencial de ionización. La señal de electrones secundarios es la que se emplea normalmente para obtener una imagen de la muestra y proporciona una imagen más real de la superficie que estamos estudiando.

Microscopio Electrónico de Barrido:

Es un instrumento que permite observar la topografía de una muestra utilizando los electrones secundarios producidos por la interacción de un haz de electrones de alta energía con la muestra. Además de la emisión de electrones secundarios, la interacción haz – muestra produce otras señales como: retrodispersión de electrones, producción de rayos X, electrones Auger, cátodo luminiscencia, etc. Los microscopios electrónicos recientes combinan una serie de detectores para analizar las distintas señales que se generan.