

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN GEOMAGNÉTICA DEL ESTADO FALCÓN MEDIANTE INTEGRACIÓN DE DATOS AEROTRANSPORTADOS Y SATELITALES

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Natera H., Juan E.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

INTERPRETACIÓN GEOMAGNÉTICA DEL ESTADO FALCÓN MEDIANTE
INTEGRACIÓN DE DATOS AEROTRANSPORTADOS Y SATELITALES

TUTORA ACADÉMICA: Prof. Nuris Orihuela

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Natera H., Juan E.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, Febrero de 2015

Caracas, Marzo de 2015

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller **JUAN EDUARDO NATERA HERNÁNDEZ**, titulado:

**“INTERPRETACIÓN GEOMAGNÉTICA DEL ESTADO FALCÓN MEDIANTE
INTEGRACIÓN DE DATOS AEROTRANSPORTADOS Y SATELITALES”**

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

Prof. Nuris Orihuela
Tutora Académica

Prof. Sebastián Grande
Jurado

Prof. Inírida Rodríguez
Jurado

DEDICATORIA

Este humilde trabajo está dedicado a todo aquel que con sabiduría y honradez quiera formar parte del mundo de la geociencia siempre integrando, jamás dividiendo.

AL:G:D:G:A:D:U:.

AGRADECIMINETOS

A mis padres, mis primeros guías.

A mis maestros, mis primeros formadores.

A mis profesores, mis fuentes de conocimiento

Y a Dios por llenarme de vida y salud para seguir adelante cada día.

Natera H, Juan E.

INTERPRETACIÓN GEOMAGNÉTICA DEL ESTADO FALCÓN MEDIANTE INTEGRACIÓN DE DATOS AEROTRANSPORTADOS Y SATELITALES

Tutora Académica: Prof. Nuris Orihuela

Palabras Claves: Falcón (estado), magnetometría, rocas alóctonas, anomalía magnética.

RESUMEN

Se presenta el estudio geomagnético del estado Falcón y zonas vecinas, en el cual se integran dos bases de datos y un mapa de segunda derivada vertical magnética. La primera base de datos corresponde a una adquisición aerotransportada y la segunda a datos satelitales de Anomalía Magnética Global-EMAG2. Se generaron mapas de anomalías magnéticas para ambas bases de datos y ventanas de espectros de potencia de ambos mapas de 50x50 km con un solape de 50 % quedando el centroide de los mismos a 25 km de separación tanto en latitud como en longitud, presentando la mayoría de los espectros tres tendencias bien marcadas.

Los contrastes magnéticos de longitud de onda corta se ubican sobre afloramientos geológicos importantes en el mapa de segunda derivada vertical, el Complejo Yumare y la Ofiolita de Siquisique al SE de Falcón son las más representativas así como las rocas del macizo Pueblo Nuevo – San José de Cocodite y el cerro Santa Ana en la Península de Paraguaná. El Golfo de Venezuela presenta una tendencia de longitud de onda larga con orientación NO-SE desde el surco de Urumaco así como subalineaciones al sur de esta tendencia. En las superficies de profundidades, las bases de datos aerotransportados y satelitales muestran las estructuras más resaltantes del subsuelo del estado Falcón en función a su profundidad: centro-norte de la Península de Paraguaná más somera con respecto a áreas vecinas, el Complejo Yumare con profundidad constante de 5 km y posible continuidad hacia el este; zonas de sobrecarga intracortical en sentido SO-NE desde el estado Lara hacia el complejo Yumare, y en la Península de Paraguaná en sentido sur donde se observó un contraste de profundidades de alto gradiente.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN.....	v
ÍNDICE GENERAL.....	vi
LISTA DE FIGURAS	ix
CAPÍTULO I.....	11
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	11
1.1 El problema de la investigación	11
1.2 Objetivos	11
1.2.1 Objetivo general	11
1.2.2 Objetivos específicos.....	12
1.3 Justificación.....	12
1.4 Ubicación del área en estudio.....	12
CAPÍTULO II	14
MARCO GEOLÓGICO	14
2.1 Teoría de autoctonía	14
2.2 Teoría de aloctonía.....	17
2.3 Evolución tectónica de la cuenca de Falcón.....	29
Extensión retro-arco durante el Paleógeno.....	30
Transtensión del Oligoceno-Mioceno Temprano.....	32
Transpresión del Mioceno Medio al Presente	33
CAPÍTULO III.....	36
MARCO TEÓRICO	36
3.1 Campos potenciales.....	36
3.2 Potencial magnético	36
3.3 Campo magnético.....	37
3.4 Elementos del campo magnético.....	38
3.5 Referencia internacional del campo magnético.....	39
3.6 Intensidad del campo magnético	39
3.7 Permeabilidad magnética y susceptibilidad	40
3.8 Variaciones seculares	41

3.9 Anomalías magnéticas.....	42
3.10 El método inverso.....	42
3.10.1 Análisis espectral.....	43
3.10.2 Técnica de la señal analítica.....	44
3.10.3 Técnica del número de onda local.....	44
3.10.4 Segunda derivada vertical	44
CAPÍTULO IV.....	46
MARCO METODOLÓGICO.....	46
4.1 Revisión bibliográfica.....	46
4.2 Recopilación de las bases de datos.....	46
4.2.1 Datos magnéticos aerotransportados 1959.....	46
4.2.2 Datos magnéticos aerotransportados 1981.....	46
4.2.3 Datos satelitales integrados.....	48
4.3 Análisis estadístico de los datos.....	48
4.4 Generación de los mapas magnéticos.....	48
CAPÍTULO V.....	50
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	50
5.1 Investigaciones previas.....	50
5.2 Análisis estadístico.....	51
5.3 Mapa de segunda derivada vertical magnética 1959.....	54
5.4 Mapa de datos aerotransportado 1981.....	57
5.4.1 Superficie profunda de espectros de datos aerotransportados.....	61
5.4.2 Superficie media de espectros de datos aerotransportados.....	62
5.4.3 Superficie somera de espectros de datos aerotransportados.....	64
5.5 Mapa Satelital.....	65
5.5.1 Superficie profunda de espectros de datos satelitales.....	66
5.5.2 Superficie media de espectros de datos satelitales.....	68
5.5.3 Superficie somera de espectros de datos satelitales.....	68
5.6 Integración de superficies generadas.....	69
CAPÍTULO VI.....	73

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	73
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área en estudio	13
Figura 2. Hipótesis del origen de la placa Caribeña para el Albiense	14
Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Calloviense/Oxfordiense	15
Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Aptiense/Albiense	16
Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Campaniense	16
Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Mioceno	17
Figura 7. Reconstrucción de la placa Caribeña para el Jurásico	18
Figura 8. Reconstrucción Caribeña para el Jurásico medio	19
Figura 9. Reconstrucción Caribeña para el Oxfordiense temprano	19
Figura 10. Reconstrucción Caribeña para el Jurásico tardío	20
Figura 11. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico temprano	21
Figura 12. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico temprano	22
Figura 13. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico medio	23
Figura 14. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico	23
Figura 15. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico tardío	24
Figura 16. Reconstrucción Caribeña para el Paleoceno	25
Figura 17. Reconstrucción Caribeña para el Eoceno medio	26
Figura 18. Reconstrucción Caribeña para el Oligoceno temprano	27
Figura 19. Reconstrucción Caribeña para el Mioceno temprano	28
Figura 20. Reconstrucción Caribeña para el Mioceno tardío	28
Figura 21. Evolución de la cuencas pull-apart de Falcón y Bonaire.	29
Figura 22. Modelo pull-apart para las regiones de Falcón y Bonaire	29
Figura 23. Modelo retroarco Paleoceno-Eoceno para la cuenca de Falcón	30
Figura 24. Reconstrucción tectónica del Oligoceno	31
Figura 25. Reconstrucción tectónica del Mioceno temprano	32
Figura 26. Reconstrucción tectónica del Mioceno medio a tardío	34
Figura 27. Situación tectónica actual de la cuenca de Falcón	35
Figura 28. Representación de las componentes del campo magnético	39
Figura 29. Dos bucles de corrientes I_a I_b separadas por una distancia r	37
Figura 30. Ejemplo de un espectro radial de potencia de un campo magnético	43
Figura 31. Área de adquisición magnética aerotransportada	47
Figura 32. Ubicación y recorrido de ventanas de espectros.	49
Figura 33. Histograma de base de datos de IMT aerotransportados 1981.	52

Figura 34. Diagrama de caja de bigotes de los datos de IMT aerotransportados 1981	52
Figura 35. Histograma de base de datos satelitales 2009	53
Figura 36. Diagrama de caja de bigotes de los datos satelitales 2009	54
Figura 37. Mapa de segunda derivada vertical magnética 1959	57
Figura 38. Mapa de anomalías magnéticas de la base de datos aerotransportada 1981	59
Figura 39. Área abarcada por el corte de ventanas espectrales de datos aerotransportados	60
Figura 40. Tipos de espectros de datos aerotransportados	61
Figura 41. Mapa de interface profunda. Base de datos aerotransportados 1981.	62
Figura 42. Mapa de interface media. Base de datos aerotransportados 1981	63
Figura 43. Mapa de interface somera. Base de datos aerotransportados 1981	64
Figura 44. Mapa de anomalía magnética. Base de datos satelital 2009	65
Figura 45. Tipos de espectros de datos satelitales	66
Figura 46. Mapa de interface profunda. Base de datos satelital 2009	67
Figura 47. Mapa de interface media. Base de datos satelital 2009	68
Figura 48. Mapa de interface somera. Base de datos satelital 2009	69

CAPÍTULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 El problema de la investigación

La interacción entre las placas Caribe y suramericana ha regido la génesis de formación del noroccidente del país, haciéndola una zona de interés tanto geológico como económico. La diversidad de edades y estructuras que afloran en el límite norte del estado Falcón, como en el límite sur, revelan la complejidad de su evolución.

Diversos autores (Audemard, 1995; Gorney *et al*, 2007; entre otros) han formulado teorías acerca del origen de la cuenca de Falcón así como han modelado la evolución tectónica del límite norte de la placa suramericana y la placa Caribe a través de correlaciones geológicas de campo, mecanismos focales y datos de pozos. En la zona, han realizado estudios geofísicos de interpretación magnética (Linares, 2013) sobre la base de un sólo juego de datos adquiridos en campo u obtenidos mediante portales web geocientíficos, por lo cual, al momento del procesamiento de los mismos, existe la posibilidad de contar solamente con valores de frecuencia asociados a fuentes profundas debido a que la altura del sensor actúa como filtro de longitudes de onda corta siendo éstas también necesarias e importantes para concretar una óptima interpretación.

El propósito de esta investigación es realizar, a través de tres bases de datos (dos de ellas aeromagnéticas y una satelital), una interpretación magnética del subsuelo del estado Falcón mediante la generación de mapas de anomalía, con enfoque en los cuerpos alóctonos que afloran, utilizando la descomposición espectral de las señales (Spector y Grant, 1970), para determinar los contrastes y profundidades de las diferentes fuentes presentes en el área en estudio.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Caracterizar desde el punto de vista geomagnético el subsuelo del estado Falcón utilizando diversos levantamientos magnéticos de la zona en estudio.

1.2.2 Objetivos específicos

- ✓ Estudiar las distintas contribuciones geomagnéticas a partir de la descomposición espectral.
- ✓ Analizar desde el punto de vista geológico las anomalías magnéticas de diversas longitudes de onda al sur de la península de Paraguaná, y las asociadas a las intrusiones basálticas presentes en el estado Falcón.
- ✓ Interpretar el subsuelo del estado Falcón a partir del modelo satelital combinado EMAG2, datos aeromagnéticos y un mapa de segunda derivada vertical.
- ✓ Integrar las distintas interpretaciones de los mapas generados, en el marco geotectónico de la zona.

1.3 Justificación

En los estudios de interpretación de datos magnéticos o gravimétricos realizados a través del método espectral, es utilizada comúnmente una sola base de datos donde la resolución depende directamente de los parámetros de adquisición. Este trabajo plantea utilizar tres bases de datos las cuales cubren distintos rangos de resolución con la finalidad de aportar un mayor volumen de información interpretable así como una nueva metodología de integración de datos para el área en estudio.

1.4 Ubicación del área en estudio

El área en estudio se encuentra ubicada entre las coordenadas: 68° y 71,5° de longitud oeste, y de 10° a 12,5° de latitud norte (figura 1). Desde el punto de vista fisiográfico y geológico, la cuenca de Falcón se encuentra limitada al oeste por la serranía de Trujillo, al norte por las Antillas de Sotavento, hacia el sur por la sierra de Churuguara y hacia el este por el Golfo Triste (González de Juana, *et al.*, 1980).

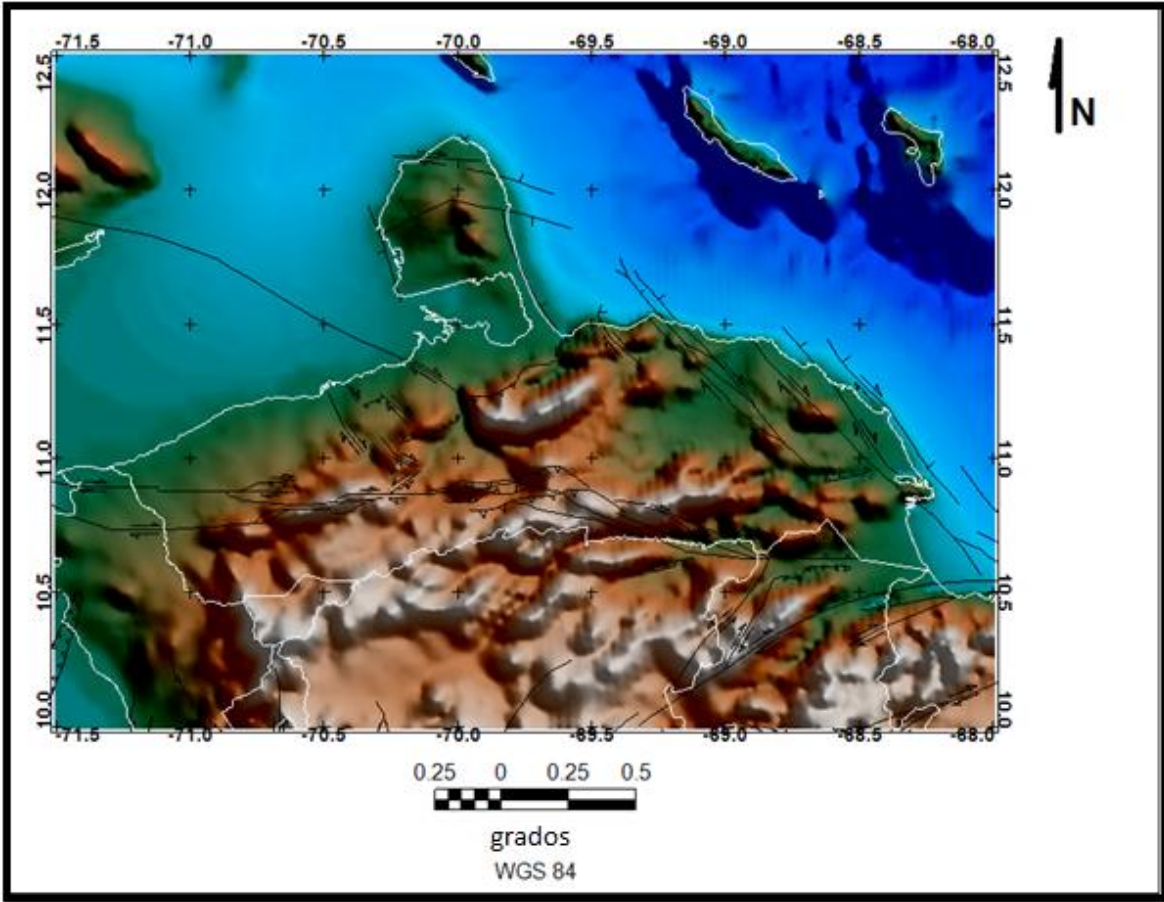


Figura 1. Ubicación del área en estudio.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

El régimen de formación que ha marcado la evolución geológica de la región noroccidental de Venezuela está directamente ligado a la interacción de la placa Caribe con la placa Suramericana. La placa Caribe, a su vez, interactúa con la placa Atlántica en sus bordes norte y este; al oeste lo hace con las placas de Cocos y Nazca. La geología escrita muestra dos teorías con respecto al origen de formación de la placa Caribe representadas en la figura 2:

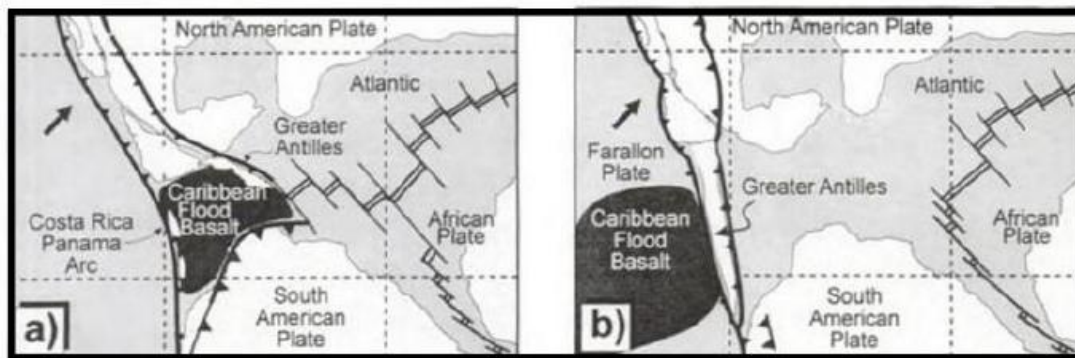


Figura 2. Hipótesis del origen de la placa Caribeña para el Albiense, 100 Ma: (a) Formación de la placa Caribe entre las Américas (Meschede y Frisch, 1998); (b) Hipótesis Pacífica modificada (Pindell, 1994) (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

2.1 Teoría de autoctonía

Las evidencias halladas, entre ellas geológicas, geocronológicas y paleomagnéticas, indican que la placa Caribe fue formada originalmente en una posición adyacente al límite noroeste suramericano. El bloque que hoy comprende esta placa resultó de un proto-Caribe que formó parte del bloque cortical mexicano, mientras que el bloque cubano fue formado como parte de este proto-Caribe y transferido a la placa norteamericana durante el Cretácico tardío. (Meschede y Frisch, 1998).

Hace 160 Ma (Calloviense y Oxfordiense), el eje de expansión atlántica tenía sentido NE-SO, se propagó hacia el este con dirección al Atlántico Central, también hacia el oeste entre las placas Farallón y Phoenix; al mismo tiempo que ocurre la apertura del Golfo de México. El complejo Nicoya (complejo de corteza oceánica en Costa Rica) fue ubicado en el centro

de expansión entre las Américas. Se considera que en Cuba, las rocas máficas de 160 Ma son basamento oceánico de un arco de isla volcánico, incorporado posteriormente dentro de un prisma de acreción, interpretadas como parte del proto-Caribe, formadas cerca del Ecuador (figura 3) (Meschede y Frisch, 1998).

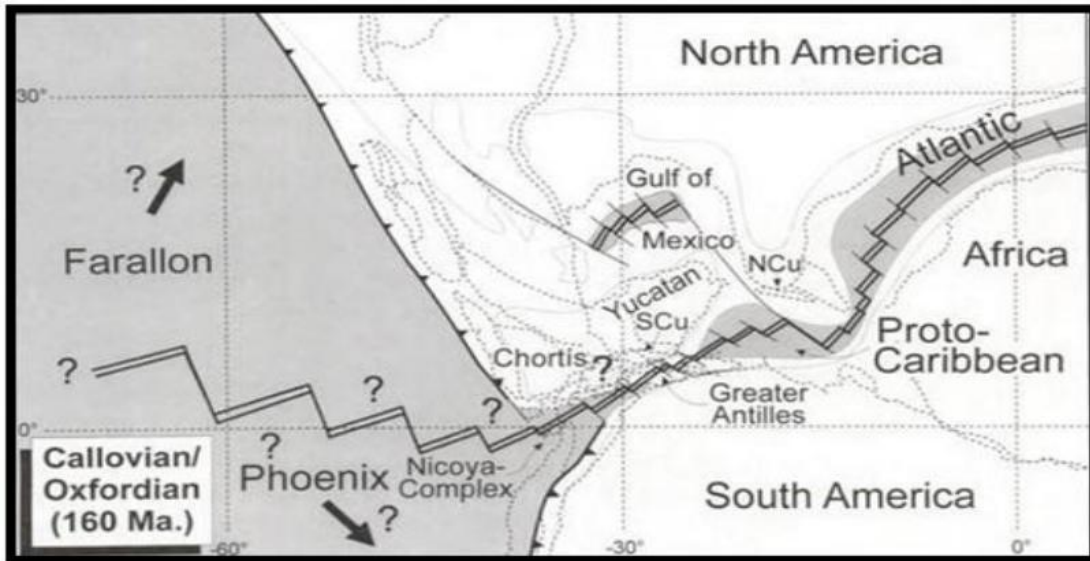


Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Calloviense/Oxfordiense. Abreviaciones: NCu = norte de Cuba, SCu = sur de Cuba. Distribución tierra-agua, modificada (Stephan *et al.*, 1990). Delineado de las placas y bloques (líneas punteadas representan isobatismos de 200 m) y movimiento de las tres mayores placas, Norteamérica, Sudamérica y África. Representación de longitudes y latitudes asumido el movimiento absoluto de la placa dentro de un punto caliente de referencia global (Gripp y Gordon 1990; DeMets *et al.*, 1990). (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Durante el Cretácico temprano y Cretácico medio la apertura del proto-Caribe ocurre a medida que divergen las Américas. El comienzo de una actividad de arco volcánico es datado dentro del Cretácico medio asociado al desarrollo de las zonas de subducción en el norte y sur del Caribe. Las Antillas Menores, el bloque Guerrero y las rocas ofiolíticas del sistema de fallas Motagua-Polochic muestran una respuesta magnética similar y una evolución sedimentaria correspondiente con esta etapa (figura 4). (Meschede y Frisch, 1998).

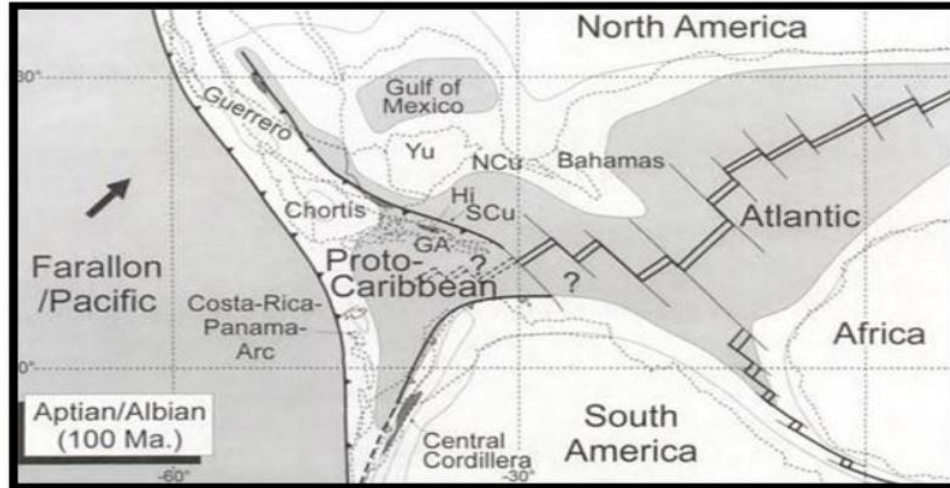


Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Aptiense/Albiense. Abreviaciones: GA = Antillas Mayores, Hi = Hispaniola, NCu = norte de Cuba, SCu = sur de Cuba, Yu = Yucatán. (Meschede y Frisch, 1998).

Para el Cretácico tardío culminó la expansión del piso oceánico de la placa Caribe debido a la apertura del Atlántico Sur y a la convergencia entre Norteamérica y Suramérica, en el Santoniense. Esto también se le atribuye al engrosamiento de la placa oceánica entre en Albiense y Campaniense, donde se forma el plateau basáltico (figura 5).

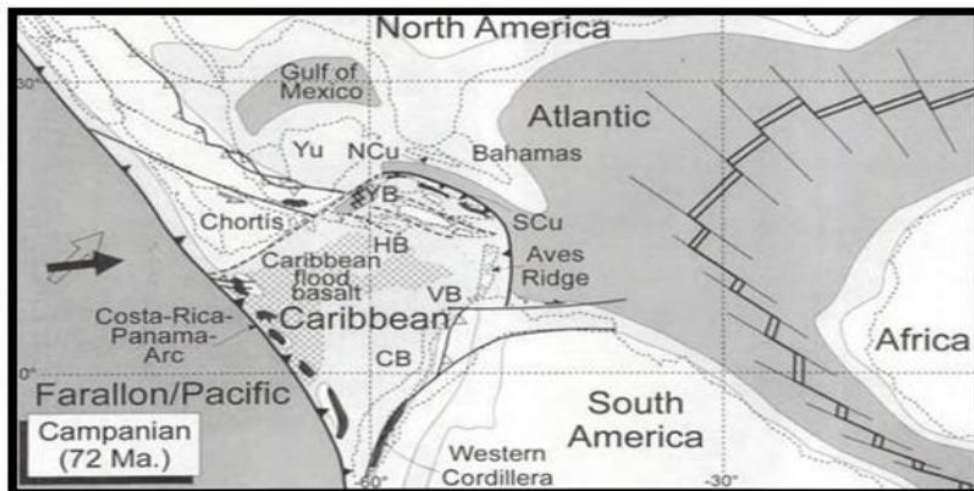


Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Campaniense. Abreviaciones: NCu = norte de Cuba, SCu = sur de Cuba, Yu = Yucatán. (Meschede y Frisch, 1998).

Al principio del Cenozoico ocurre la apertura de la cuenca de Yucatán, Yucatán e Hispaniola, las cuales son interpretadas como sistemas de expansión retroarco o intra-arco

asociados a la subducción de la corteza oceánica debajo de Cuba durante su colisión con la plataforma de las Bahamas. Se abre el surco de Cayman como resultado del desarrollo de una cuenca *pull-apart* en el sistema de fallas Motagua-Polochic. A lo largo de todo el sistema sinistral, el bloque Chortis es desplazado al este con el movimiento de la placa Caribe, y la cuenca de Granada es formada durante el Paleoceno y Eoceno debido a la separación de las Antillas Menores del alto Las Aves (figura 6) (Bachman, 2001).

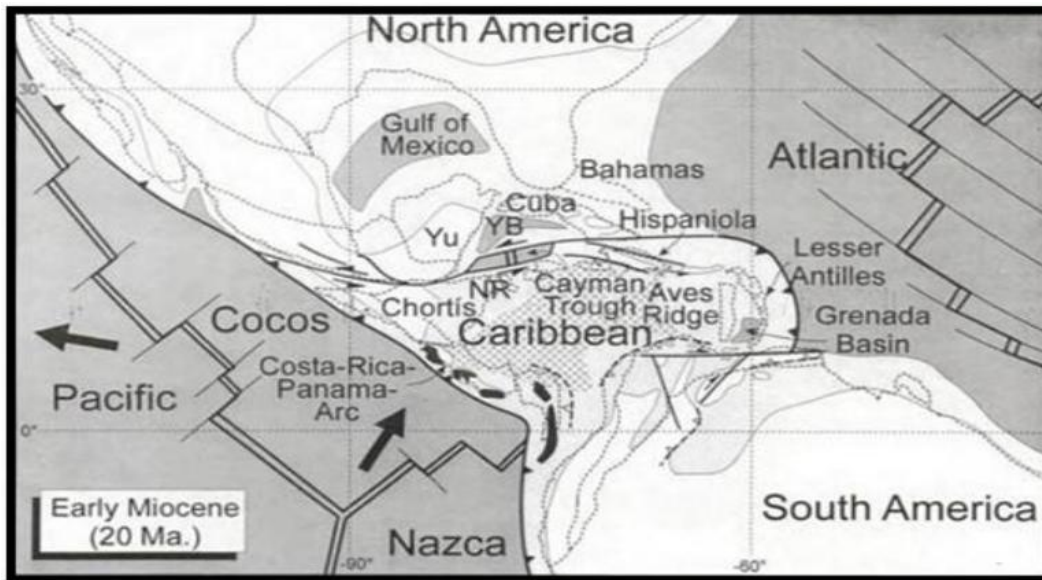


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica Caribeña para el Mioceno. Abreviaciones: NR = Alto de Nicaragua, YB = cuenca de Yucatán, Yu = Yucatán. (Meschede y Frisch, 1998).

Posteriormente la placa Farallón cambia su movimiento hacia el noreste, hecho que es reflejado en el paleoestrés del sur de México. Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano esta placa se divide en dos, al norte la placa de Cocos y al sur la placa de Nazca. Debido al movimiento oeste de la placa Suramericana, el arco Costa Rica-Panamá colisiona con la cordillera occidental de Colombia a lo largo del Mioceno (Bachman, 2001)

2.2 Teoría de aloctonía

La mayor parte de la geología de la placa Caribe y la historia de sus cuencas pueden ser explicadas por un desplazamiento entre las Américas y una zona de subducción longeva anclada en el manto con el Gran Arco Caribeño detrás de ella, donde el mismo sufrió cambios a medida que se aplanaban los *slabs* (Pindell y Barrett, 1990).

Pindell y Kennan (2001) describen la evolución comenzando con el *rift* Jurásico de Pangea occidental donde el plateau de Demerara (costa afuera de Guyana) y el plateau de Guinea (anterior a 120 Ma) se solapan (figura 7).

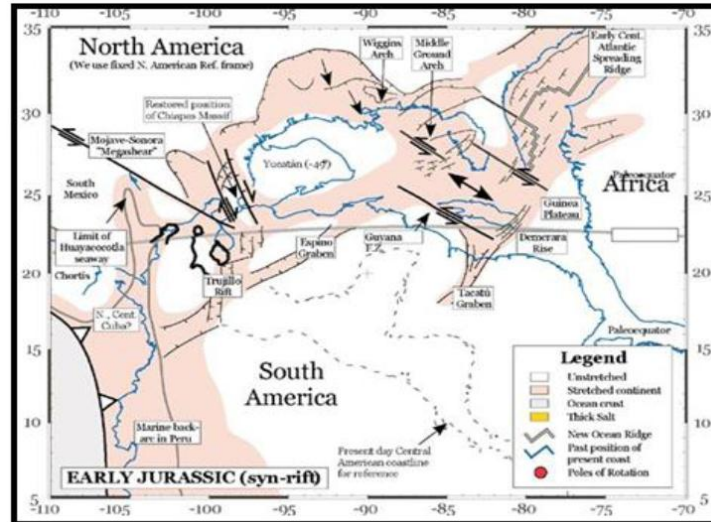


Figura 7. Reconstrucción de la placa Caribeña para el Jurásico temprano (Ajuste del borde oceánico-continental atlántico luego del acortamiento temprano) (Pindell y Kennan, 2001).

La posición de Yucatán solapa la costa del Golfo de Texas antes de la apertura del Golfo de México. En el Bathoniense y antes del Oxfordiense se propone una rotación antihoraria de 18° de Yucatán, dada la apertura atlántica y progreso del *rifting* en el Golfo. Esto afectó el noreste del mismo, indicado por las cuencas que se formaron detrás de la rotación de los arcos de Wiggins y Middle Grounds. La rotación lejana de Texas fue complementada al sur por una rotación horaria de Yucatán adyacente a Venezuela (figura 8).

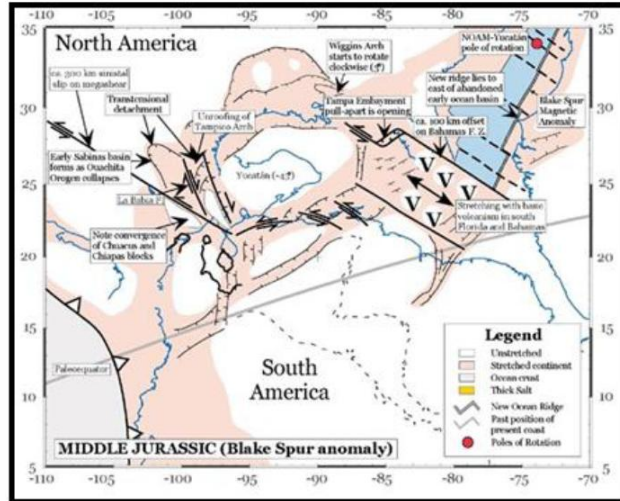


Figura 8. Reconstrucción Caribeña para el Jurásico medio (Bathonense, tiempo de anomalía magnética Blake Spur) (Pindell y Kennan, 2001).

Para el Oxfordiense temprano (158 Ma), Suramérica se aleja de Norteamérica, lo suficiente para que Yucatán haya rotado en la posición que reconstruye eventos salinos del norte (Louann) y sur (Campache) de Golfo. Una segunda cuenca evaporítica, con menos cantidad de sal, puede ser reconstruida en la composición de las regiones de Bahamas, Paria, Takatu y el plateau de Guinea. Para este tiempo la expansión cortical alcanzó el punto donde comienza a formarse la corteza oceánica en las cuencas evaporíticas del Golfo proto-caribeño (Pindell y Kennan, 2001) (figura 9).

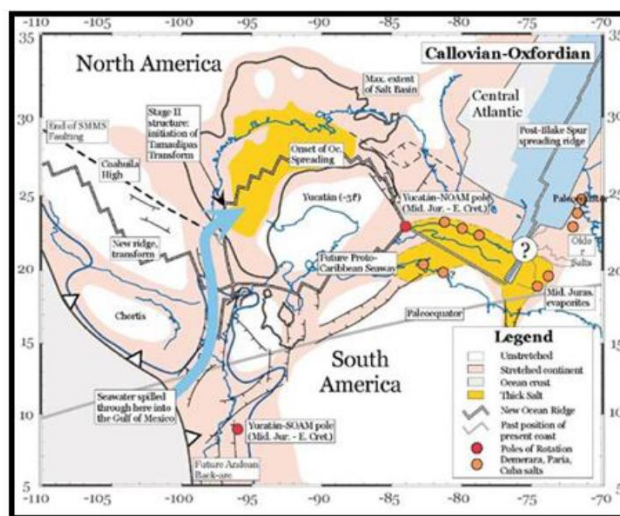


Figura 9. Reconstrucción Caribeña para el Oxfordiense temprano (Pindell y Kennan, 2001).

La expansión del fondo marino en el Golfo central fue formando un surco tectónico diferente al creado por el *rifting* temprano (durante el Tithoniense). En éste, el margen sinistral de las Bahamas y Guyana fue probablemente convertido en transpresión (figura 10). El margen marino colombiano continuaba ensanchándose hacia el sur mientras que el *rifting* probablemente continuó en curso también a lo largo de la cuenca andina retroarco de Ecuador y Perú.

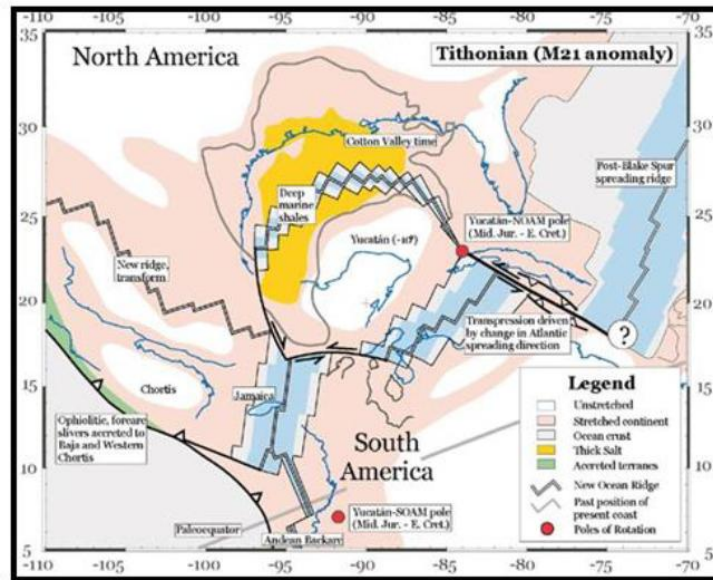


Figura 10. Reconstrucción Caribeña para el Jurásico tardío (Tithoniense, anomalía M-21) (Pindell y Kennan, 2001).

Entre México y Ecuador, el ensanchamiento fue definido por un sistema orientado al oeste del arco que probablemente se sometieron a una expansión paralela y migración de terrenos desde el oeste de Chortis y México (Pindell y Kennan, 2001). Estos terrenos poseían las ofiolitas Jurásicas/Cretácicas tempranas de afinidad Pacífica ahora presentes en Hispaniola, Puerto Rico y la Desirade (Montgomery *et al.*, 1994) (figura 11)

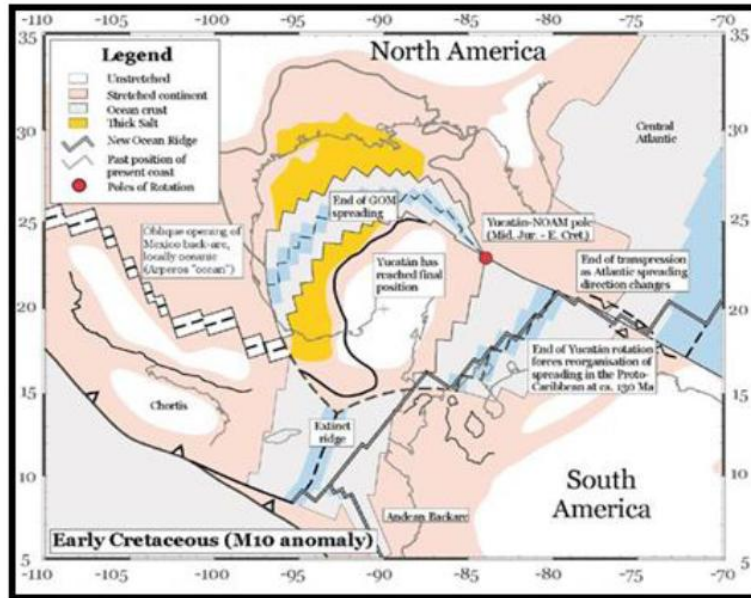


Figura 11. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico temprano (Valanginiense, anomalía M-10) (Pindell y Kennan, 2001).

Norteamérica se había separado lo suficientemente lejos de Suramérica (Cretácico temprano) para que Yucatán ocupara su posición final. Su rotación final pudo haber permitido la reorganización del sistema de cresta de proto-Caribe para conectar el retroarco Andino/Colombiano con el sistema de cresta Atlántico (Pindell y Kennan, 2001)

Para el Aptiense (120 Ma), por primera vez se identifica realmente en un mapa la corteza Caribeña en el Pacífico (figura 12). Hace aproximadamente 120 Ma ocurre una inversión en la dirección de subducción entre las Américas, interpretada por termocronología de rocas metamórficas (Maresh *et al.*, 2000; Stanek *et al.*, 2000), cambios estratigráficos en las Antillas, la correlación con la orogénesis Sevier y el cierre del retroarco en las adyacencias de las cuencas retroarco mexicanas y andinas (Pindell y Kennan, 2001).

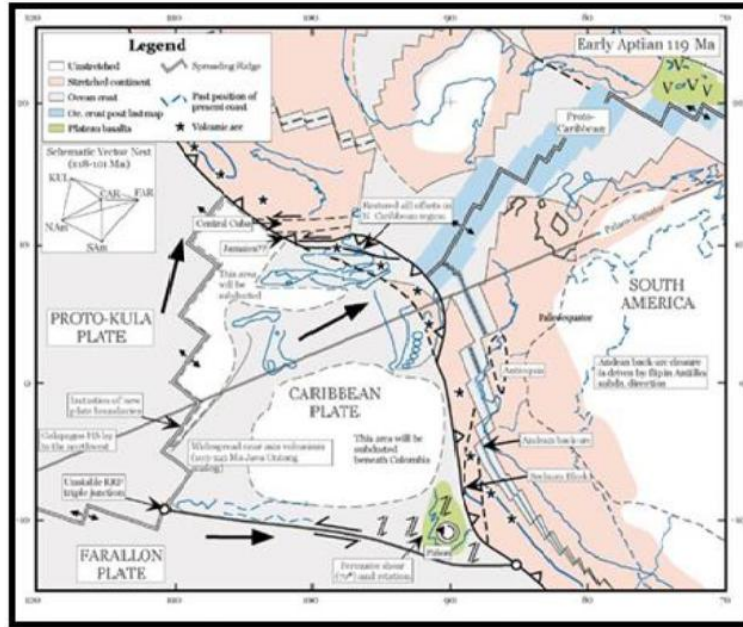


Figura 12. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico temprano (Aptiense, anomalía M-0) (Pindell y Kennan, 2001).

El desarrollo de los sistemas de arcos-oceánicos desde Costa Rica a Ecuador indican que la placa Caribe se separa de la placa Farallón posiblemente hace 120 Ma y luego es trasladada al NE o este respecto a Norteamérica (Pindell y Kennan, 2001). Resulta casi imposible establecer el movimiento de Farallón o Pacífico con respecto a las Américas para mejorar el modelo básico. Los modelos que ubican puntos calientes y los modelos de circuitos de las placas presentan problemas de consistencia.

La mayor parte de la convergencia entre la placa Caribe y Suramericana puede ser cuantificada por el acortamiento y cierre retroarco en los Andes. El área de la placa Caribe que subduce permanece inalterada desde los 120 Ma a los 84 Ma (Pindell y Kennan, 2001) (figura 13).

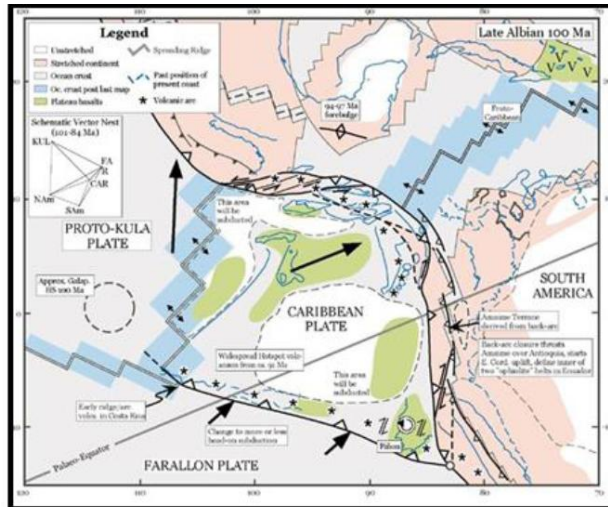


Figura 13. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico medio (Albiense tardío, posiciones interpoladas) (Pindell y Kennan, 2001).

La tasa de expansión en el proto-Caribe empieza a caer dramáticamente para el Campaniense, y resulta en un borde Caribe-Suramérica más compresivo (figura 14). De 90 Ma a 70 Ma, el vulcanismo de puntos calientes ocurrió esporádicamente alrededor del Caribe, entonces la propuesta de Duncan y Hargraves (1984) de que el horizonte de los basaltos B” del Caribe fueron emplazados como resultado del paso de la placa sobre el punto caliente de las Galápagos en el Cretácico medio, no parece ser posible (Pindell y Kennan, 2001).

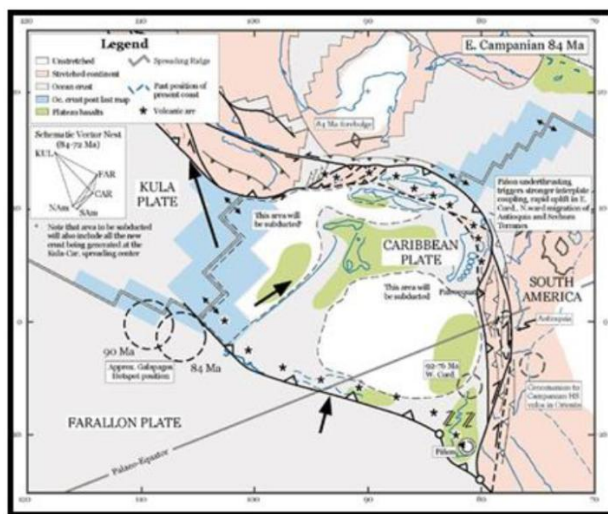


Figura 14. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico tardío (Campaniense temprano, anomalía 34) (Pindell y Kennan, 2001).

En el Maastrichtense, en el norte de la placa Caribe se desarrolló la cuenca *foredeep* de Sepur, la acreción de Santa Cruz y otras ofiolitas; hacia el sur el sobrecorrimiento afecta la Península de la Guajira del NW de Colombia. Los mapas cretácicos indican el reacomodo del desplazamiento sufrido en el Terciario entre los fragmentos de las Antillas Mayores que sugiere que necesariamente la placa Caribe pasó a través del espacio entre Yucatán y la Guajira durante esta etapa (Pindell y Kennan, 2001) (figura 15).

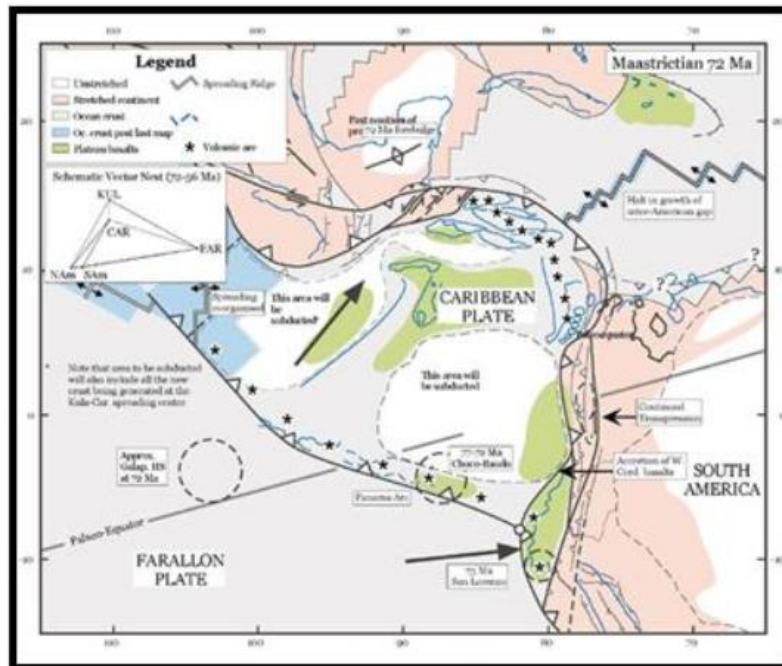


Figura 15. Reconstrucción Caribeña para el Cretácico tardío (Maastrichtense, anomalía 32) (Pindell y Kennan, 2001).

La subducción del proto-Caribe comienza la formación del margen pasivo del norte de Suramérica en el Paleoceno (figura 16). Durante el Paleoceno tardío y Eoceno temprano, la acreción a Yucatán ha sido alcanzada y se cierra el océano remanente al norte de Cuba central (Pindell y Kennan, 2001).

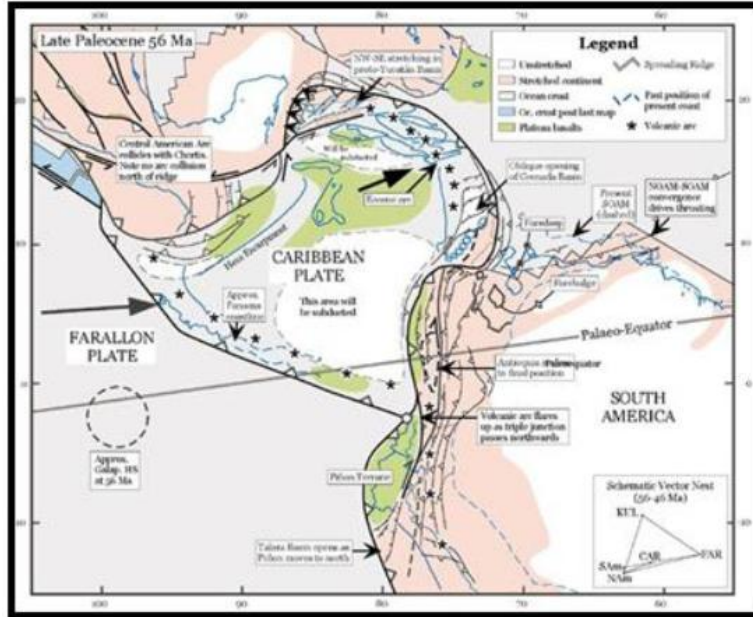


Figura 16. Reconstrucción Caribeña para el Paleoceno (anomalía 25) (Pindell y Kennan, 2001).

En el sureste de la placa Caribe, la extensión se inició en el momento en que el área se convierte en la cuenca de Granada. De nuevo, el *rifting* intra-arco cerca del borde original, entre el arco de Aves y el forearc (terreno de Tobago), probablemente refleja el *slab* sur del proto-Caribe volcado hacia el margen occidental de Venezuela, las napas de Lara fueron emplazadas en el Eoceno. En el Eoceno medio (46 Ma) la zona de sutura cubana fue profundamente erosionada, con un levantamiento rápido, probablemente como resultado del rebote del *slab* del proto-Caribe abortado. El magmatismo en el arco se detuvo en la provincia Oriental, Hispaniola y Puerto Rico/Islas Vírgenes como resultado de la colisión. Del Eoceno en adelante el arco magmático se desarrolló en el nuevo arco de las Antillas Menores, luego de que el Alto de Aves se volviese inactivo probablemente porque la zona de Wadati-Benioff fue reorganizada durante la apertura de la cuenca de Granada (Pindell y Kennan, 2001) (figura 17).

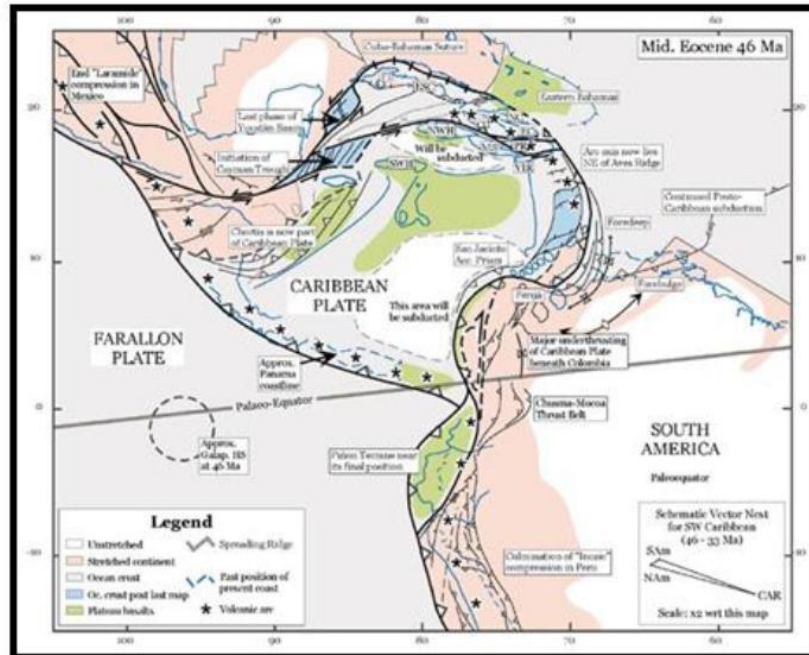


Figura 17. Reconstrucción Caribeña para el Eoceno medio (anomalía 21). Abreviaciones: PI, Isla de Pinos; ESC, Escambray; SWH, Haití Suroeste; NWH, Haití Noroeste; CC, Cordillera Central; NC, Cordillera del Norte; SC, Cordillera del Sur; MS, Cinturon Muertos; PR, Puerto Rico; VIR, Islas Vírgenes. (Pindell y Kennan, 2001).

La deriva hacia el occidente de las Américas continúa en el Oligoceno temprano (33 Ma); fue frenada por la apertura del surco de Cayman. La colisión de arcos diacrónicos hacia el este de manera oblicua dextral a lo largo del margen venezolano, se convierte en la regla para este margen, el *forebulge* Caribeño, la cuenca *foredeep* y el frente de empuje, migrados en estado estable desde el oeste hacia el este. En Venezuela occidental, la convergencia Caribe-Suramérica es acomodada por la predominancia de la placa Caribe, por un bloque colgante de corteza continental y terrenos acrecionados, produciendo subducción plana por debajo del bloque de Maracaibo (Pindell y Kennan, 2001) (figura 18).

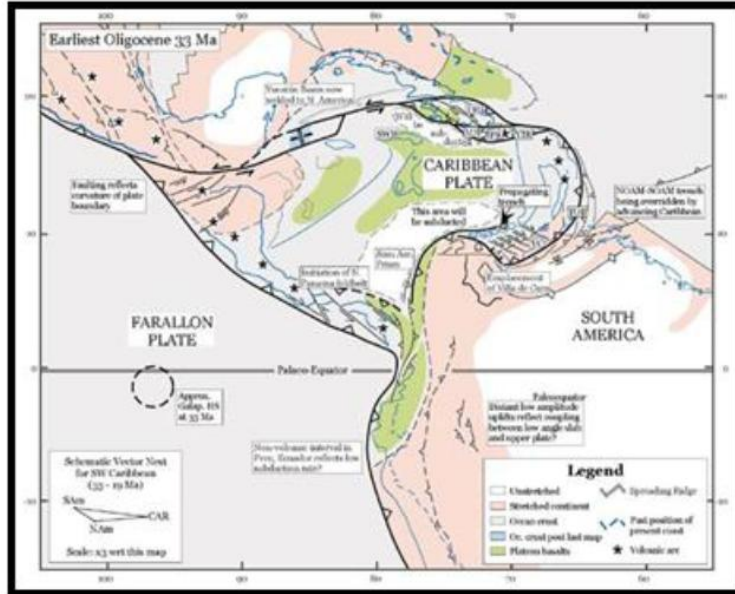


Figura 18. Reconstrucción Caribeña para el Oligoceno temprano (anomalía 13). Abreviaciones: DR, Republica Dominicana; TOB, Tobago; VC, Napa de Villa de Cura (Pindell y Kennan, 2001).

En el Mioceno temprano, el surco de Cayman se hace más largo, la Hispaniola se acorta y la colisión en proceso en Venezuela es ahora localizada más hacia el este en la cuenca de Maturín; en el norte de los terrenos Andinos son ahora un orógeno sobre la subducción plana de la placa Caribe. Panamá continúa su curso hacia Colombia causando un choque intenso con la trinchera Colombiana y el escape tectónico del bloque de Maracaibo en dirección NE (Pindell y Kennan, 2001) (figura 19).

Algunos patrones previos se conservan en el Mioceno tardío, pero otros presentan cambios fundamentales. El surco de Cayman se ha elongado aún más, la Hispaniola continúa siendo transpresiva contra las Bahamas, Chortis rodea a Yucatán y Panamá continúa chocando contra la fosa Colombiana. A pesar de la continuación de estos aspectos, la placa Caribe en este período se somete a un cambio de azimuth en su movimiento relativo a las Américas, estrictamente hacia el este a ligeramente hacia el noreste (71°) relativo de Norteamérica, y alrededor de 105° a 85° relativo a Suramérica. Este cambio permitió, desde finales del Mioceno medio, que la fosa de Puerto Rico continúe en compresión y que el sureste del Caribe adquiera un régimen transtensional (Pindell y Kennan, 2001) (figura 20).

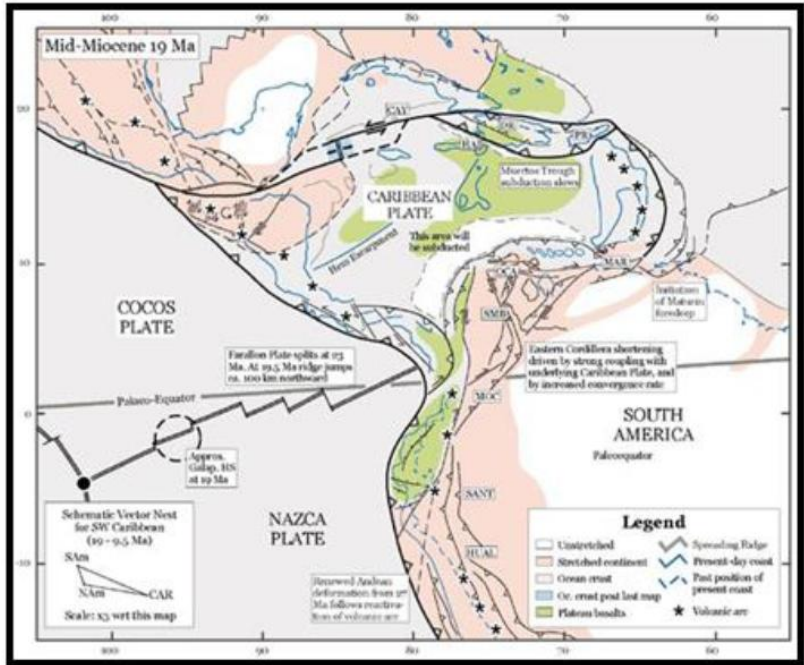


Figura 19. Reconstrucción Caribeña para el Mioceno temprano (anomalía 6). Abreviaciones: CAYMAN, Surco de Cayman; MAR, Margarita; OCA, falla de Oca; SMB, falla Santa Marta-Bucaramanga; MOC, falla Mocoa; SANT, Cuenca Santiago; HUAL, Cuenca Huallaga. (Pindell y Kennan, 2001).

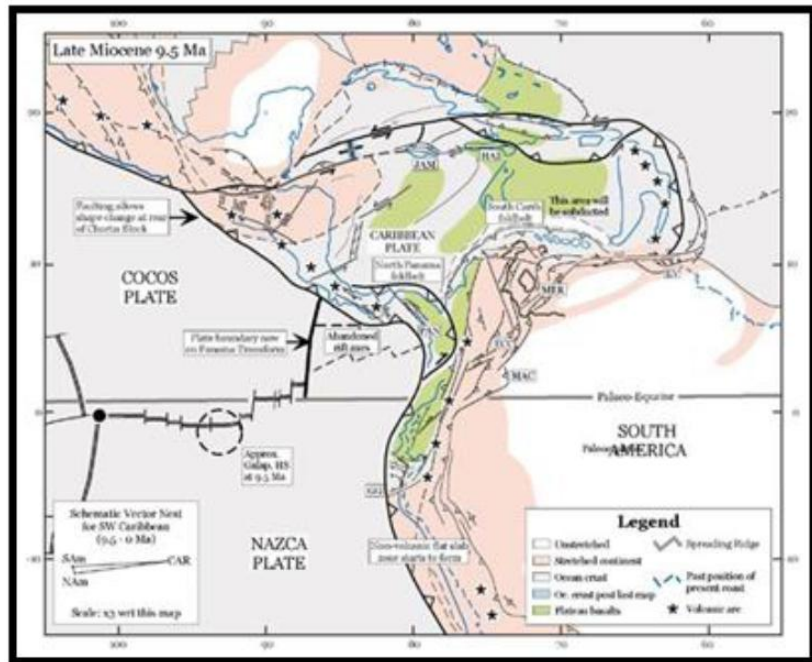


Figura 20. Reconstrucción Caribeña para el Mioceno tardío (anomalía 5). Abreviaciones: JAM, Jamaica; HAI, Haití; EV, zona de corte transcurrente este de Venezuela-Trinidad; MER, Andes de Mérida; ECC, Cordillera del Este de Colombia; MAC, Sierra de la Macarena; GG, Golfo de Guayaquil (Pindell y Kennan, 2001).

2.3 Evolución tectónica de la cuenca de Falcón

La cuenca de Falcón posee una historia geológica compleja, la cual hoy en día aún se encuentra en debate (Bezada *et al.*, 2008). Las teorías sobre la formación de la cuenca se basan en un modelo *pull-apart*, formada en un sistema de fallas transcurrente dextral, donde la extensión sobre el área total resultó en zonas de relativa estabilidad y subsidencia (Muessig, 1984) (figuras 21 y 22).

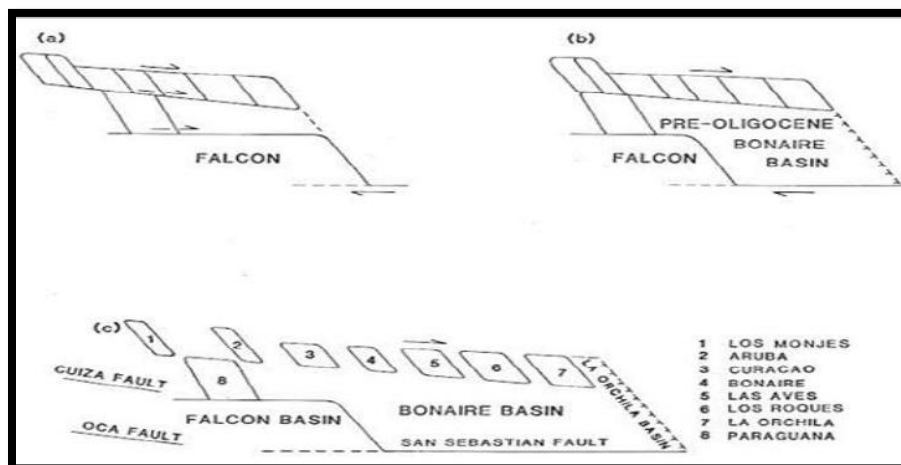


Figura 21. Evolución de las cuencas pull-apart de Falcón y Bonaire. Las ilustraciones (a) y (b) representan dos configuraciones del área antes de la extensión del Eoceno tardío. A manera de envolver la configuración presente (c), la opción (a) requiere mayor cantidad de extensión durante el Oligoceno al Mioceno y desplazamiento transcurrente dextral. En la opción (b) una cuenca Bonaire pre-Oligocena que tenía menos espesor, pero con mayor corteza máfica y que requiere de menos extensión para convertirse en (c) (Muessig, 1984).

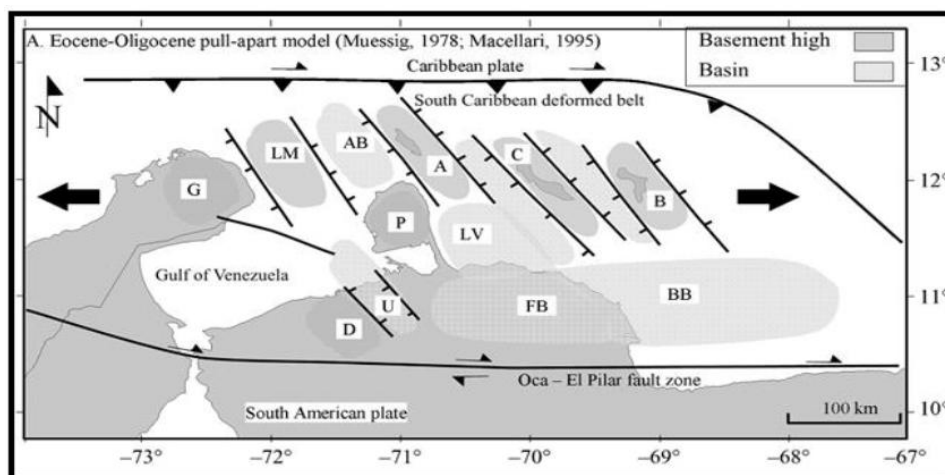


Figura 22. Modelo pull-apart para las regiones de Falcón y Bonaire, ilustrando la distribución de los altos eocenos-oligocenos y subcuencas. Abreviaciones: A = Aruba; AB = cuenca Aruba; B = Bonaire; BB = cuenca Bonaire; C = Curazao; D = alto de Dabajuro; FB = cuenca de Falcón; G = península de la Guajira; LM = islas Los Monjes; LV = Bahía La Vela; P = Península de Paraguaná; U = surco de Urumaco (Gorney *et al.*, 2007).

Un modelo más reciente propuesto por Audemard (1993, 1995), Audemard y Giraldo (1997), Gorney *et al.* (2007), Porras (2000), entre otros; resume en términos generales la evolución tectónica de la cuenca de Falcón (con ciertas diferencias entre autores) en 3 fases:

Extensión retro-arco durante el Paleógeno

La convergencia inicial entre Caribe y Suramérica ocurre a lo largo del noroeste de Sudamérica y progresó hacia el este durante el Paleógeno (Ostos, 1990; Pindell *et al.*, 1998), alcanzando la cuenca de Falcón en el Eoceno tardío (figura 23). Los terrenos metamórficos de Lara y la ofiolita de Siquisique fueron emplazados antes de la apertura de la cuenca y formaron el borde sur incipiente de la cuenca Falcón (Kellogg, 1984; Stephan, 1985). La falla de Burro Negro formó el borde occidental de la cuenca de Falcón (Roure *et al.*, 1997; Escalona y Mann, 2006) (figura 24).

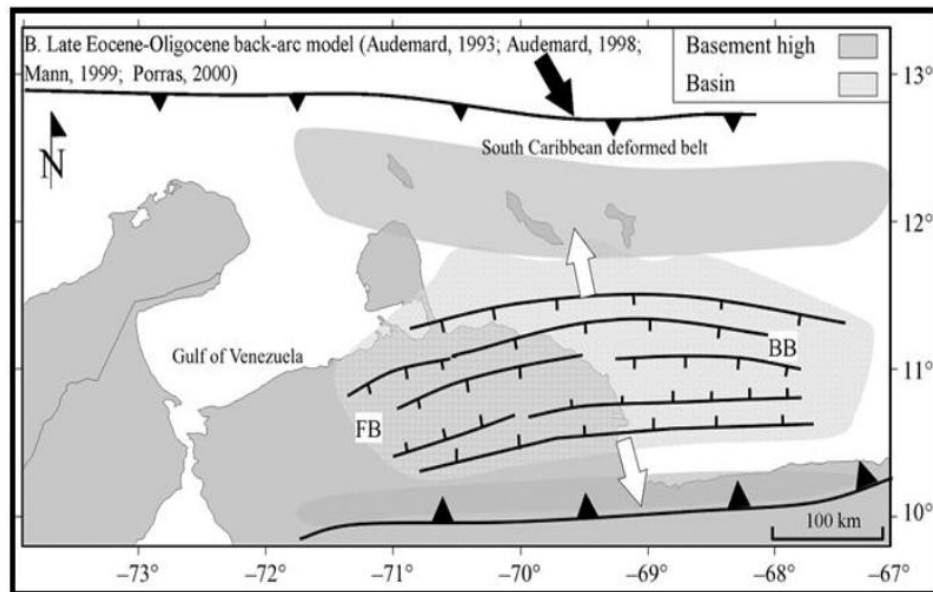


Figura 23. Modelo retroarco Paleoceno-Eoceno para la cuenca de Falcón. Abreviaciones: FB = cuenca de Falcón; BB = cuenca de Bonaire (Gorney *et al.*, 2007).

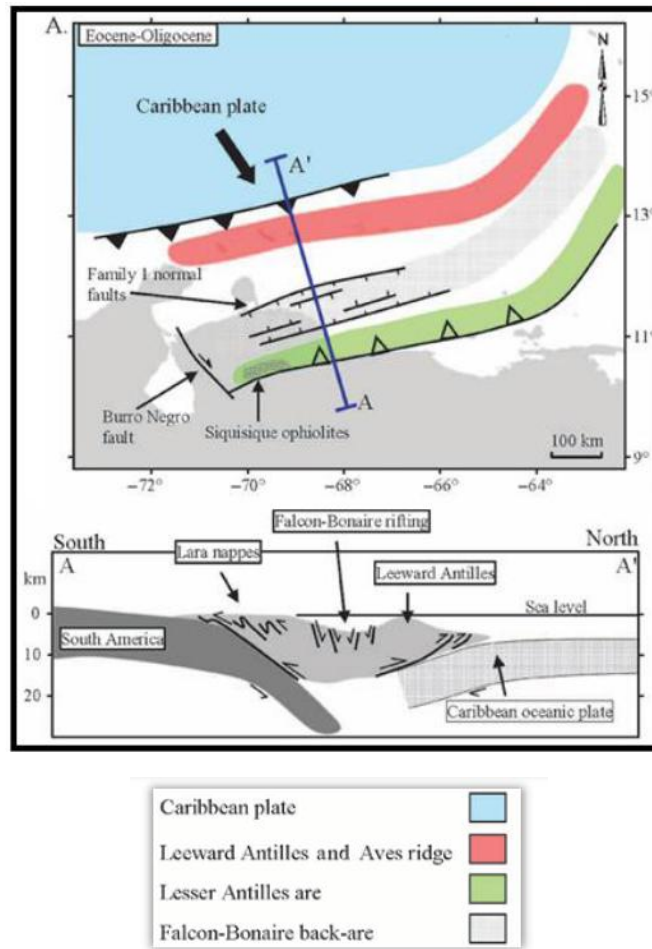


Figura 24. Reconstrucción tectónica del Oligoceno que muestra los eventos de la fase tectónica N°1 (Modificada de Gorney *et al.*, 2007).

La apertura de la cuenca de Falcón se inició con la transgresión marina del Oligoceno (Wheeler, 1963). La apertura inicial E-O produjo una depresión donde se sedimentaron depósitos marinos en la parte central de Falcón, mientras en los flancos se acumularon depósitos arrecifales y de plataforma (Macellari, 1995). En la cuenca de Bonaire, estos depósitos tempranos son controlados por las fallas normales de rumbo E-O, donde los estilos depositacionales inferidos por la sísmica reflejan patrones de depositación marino profundo durante el Oligoceno hasta el Mioceno temprano (Gorney *et al.*, 2007).

Las cuencas de Curazao y Aruba contienen delgados depósitos clásticos del Oligoceno, sugiriendo que la segmentación del alto de las Antillas de Sotavento no había ocurrido aún. Datos paleomagnéticos (Hargraves y Skerlec, 1980) sugieren rotaciones tectónicas horarias

hasta unos 90° desde el Cretácico temprano y son utilizadas para aproximar la orientación SO-NE de las Antillas durante el Paleógeno.

Transtensión del Oligoceno-Mioceno Temprano

Para el final del Oligoceno, el borde entre Caribe y Suramérica en el oeste de Venezuela cambió de borde convergente a transtensivo con un sistema de fallas lateral dextral establecido a lo largo del margen. La transtensión a lo largo del sistema de fallas normales noroeste creó un *rift* que segmentó la cordillera de las Antillas neerlandesas (figura 25). Estas cuencas (Aruba, este y oeste de Curazao) acumularon depósitos marino profundos del cratón de Sudamérica. La extensión localizada entre las islas resultó en pasajes marino profundos que conectaron estas cuencas incipientes con las bien desarrolladas cuencas E-O de Falcón y Bonaire en el sur. Los dos sistemas de fallas estaban activos en ese momento para producir una larga zona de subsidencia regional (Gorney *et al.*, 2007).

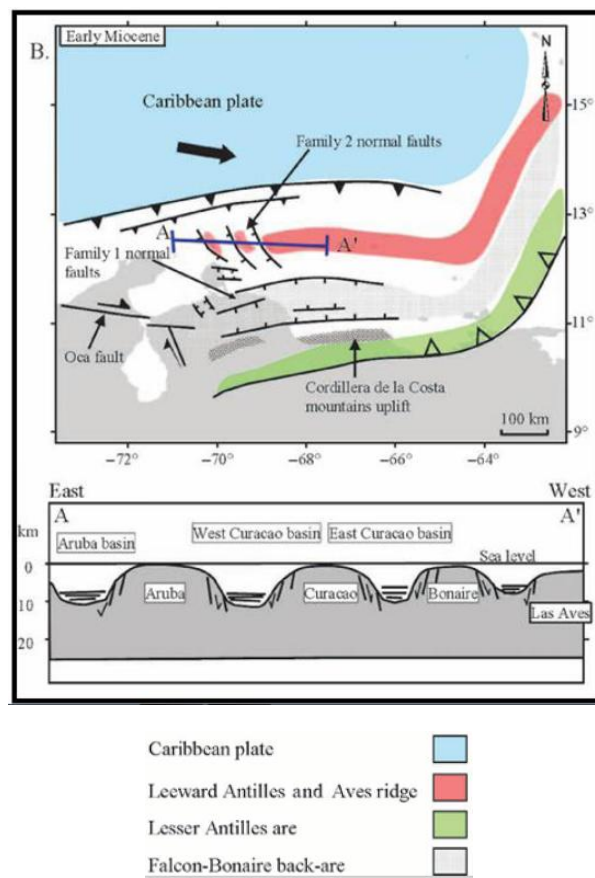


Figura 25. Reconstrucción tectónica del Mioceno temprano que muestra los eventos de la fase tectónica N°2 (Modificada de Gorney *et al.*, 2007).

El *rift* intra-arco en las cuencas de Falcón y Bonaire continuó activo durante la fase Oligoceno-Mioceno temprano, pero reduciendo la intensidad. Las rocas basálticas en el centro de Falcón se intrusieron en los sedimentos marinos del Oligoceno (Muessig, 1978). La fase 2 representa el pico de la extensión intra-arco y su respectiva disminución. La máxima cantidad de adelgazamiento cortical fue alcanzado durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano mientras la extensión intra-arco estaba en su pico, facilitando la intrusión de basaltos en el centro de la cuenca de Falcón. Para el Mioceno temprano, el *rift* intra-arco había disminuido y la actividad ígnea asociada había cesado (Gorney *et al.*, 2007).

Transpresión del Mioceno Medio al Presente

La inversión de la cuenca de Falcón ocurrió en el Mioceno medio (Audemard, 2001) y ha sido atribuida a tres mecanismos: 1) los esfuerzos producidos por el emplazamiento de los Andes (James, 2000); 2) la combinación de la convergencia Norteamérica y Sudamérica desde el final del Eoceno medio y la compleja deformación oblicua entre las placas Caribe y Sudamérica, resultando en transpresión (Audemard, 1993 y 2001; Audemard *et al.*, 2005); y 3) la deformación relacionada a la subducción somera de la placa Caribe (figura 26) (Kellogg, 1984; Audemard, 1993; van der Hilst y Mann, 1994; Taboada *et al.*, 2000; Duerto *et al.*, 2006).

El Plioceno fue el comienzo del movimiento de la falla de Boconó, entre 5 Ma y 3 Ma atrás (Audemard, 1993 y 1995), restringiendo el inicio del movimiento hacia el norte del Bloque de Maracaibo después del Mioceno.

Como la inversión de Falcón progresó desde el suroeste al noreste durante el Mioceno temprano-medio, el este de la cuenca de Falcón y el resto costa afuera del noroeste de Venezuela permaneció como un depocentro activo. Las características en el presente reflejan la progresión hacia el este de la inversión de Falcón (Audemard, 2001).

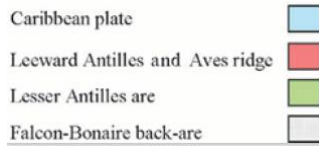
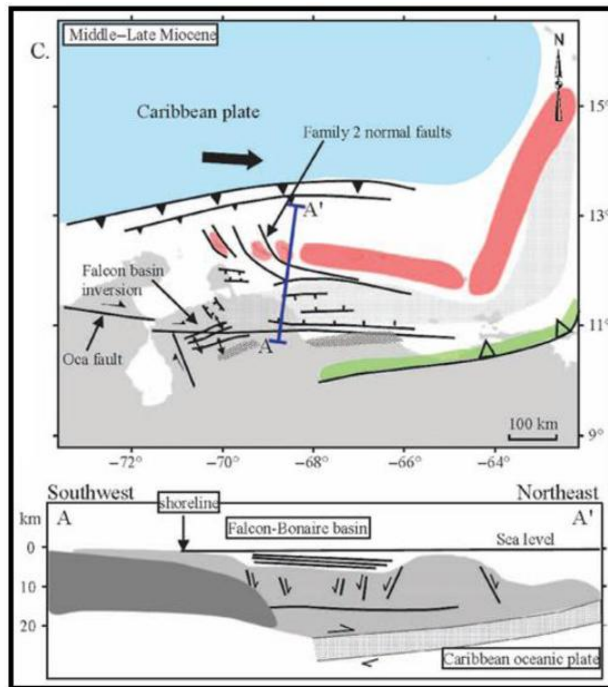


Figura 26. Reconstrucción tectónica del Mioceno medio a tardío que muestra los eventos de la fase tectónica N°3 (Modificada de Gorney *et al.*, 2007).

Actualmente el área en estudio está dominada por una subducción somera de la placa Caribe, que se extiende de 300 a 400 km al sur bajo el noroeste de Venezuela. El cinturón deformado del sur del Caribe es un prisma de acreción bien desarrollado, reflejando tanto corrimientos como movimientos hacia el norte del bloque de Maracaibo (Van der Hilst y Mann, 1994) (figura 27).

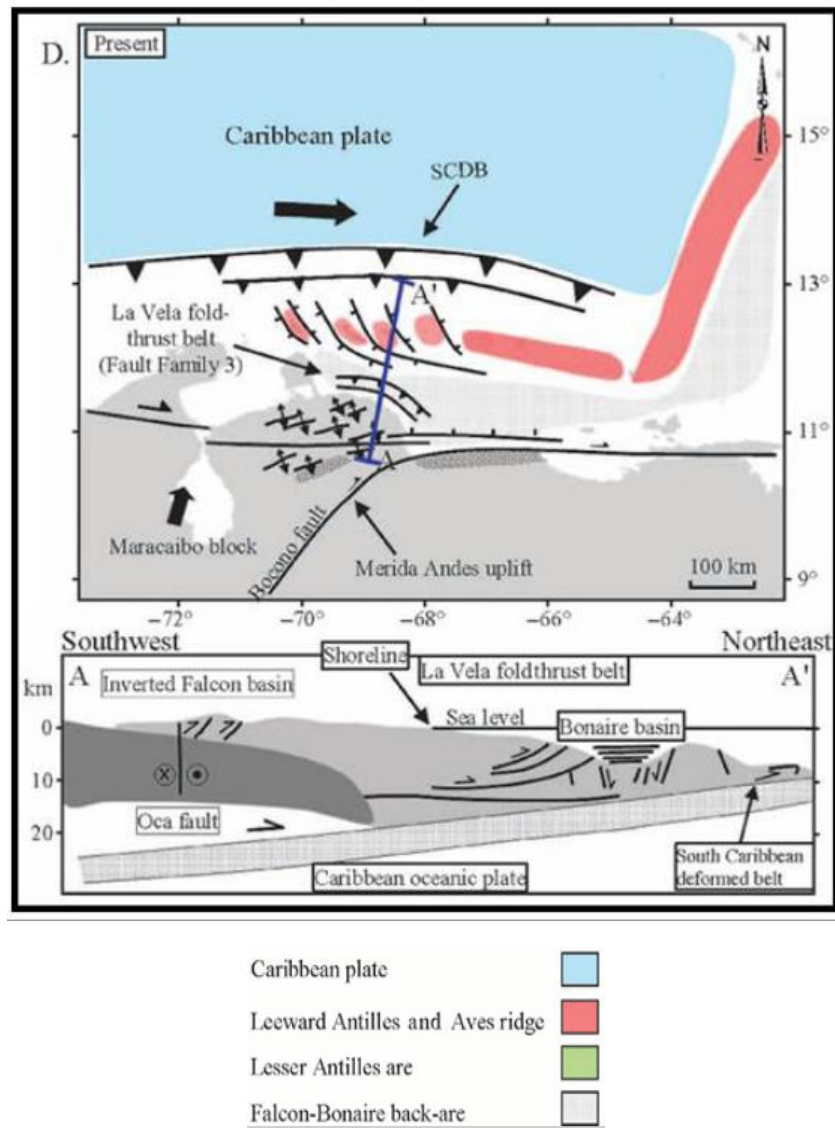


Figura 27. Situación tectónica actual de la cuenca de Falcón. El depocentro de Bonaire está concentrado debido a que la línea de costa regresa por el levantamiento tectónico, y el cinturón de plegamiento de La Vela costa afuera yuxtapone costa adentro al anticlinorio de Falcón (Modificada de Gorney *et al.*, 2007).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Campos potenciales

En 1687, Isaac Newton propone que cada partícula de materia en el universo atrae a otras con una fuerza directamente proporcional a su masa e inversamente proporcional al cuadrado de su distancia de separación. Casi un siglo después, Pierre Simon LaPlace demostró que la atracción gravitacional obedece a una ecuación diferencial, ecuación que lleva su nombre en la actualidad. Esto subsecuentemente se desarrolló dentro de un cuerpo matemático llamado “teoría potencial”, que describe no solo la atracción gravitacional, sino que también describe fenómenos como los campos magnético y electromagnético (Blakely, 1996).

Un campo es un conjunto de funciones de espacio y tiempo, los campos materiales describen alguna propiedad física de un material en un tiempo determinado y un campo de fuerza describe las fuerzas que actúan en cada punto de un espacio en un tiempo determinado. Los campos también pueden ser clasificados como “escalar” o “vectorial”, siendo las atracciones gravimétricas y magnéticas campos vectoriales.

3.2 Potencial magnético

Bajo ciertas condiciones, un campo magnético es únicamente determinado por un potencial escalar, análogo a la relación entre el campo gravitatorio y su correspondiente potencial gravitatorio. La fuerza actuante sobre un pequeño elemento dl_a de circuito “a” causado por una corriente eléctrica en el elemento dl_b de un segundo circuito “b” es dada por la fuerza de Lorentz (figura 29):

$$df_a = C_m I_a I_b \frac{dl_a (dl_b \times r)}{r^2} \quad (3.1)$$

Donde el factor C_m es una constante de proporcionalidad, análoga a la constante de gravitación de Newton, usada para ajustar las unidades. La ecuación 3.1 refleja la inducción magnética (Blakely, 1996).

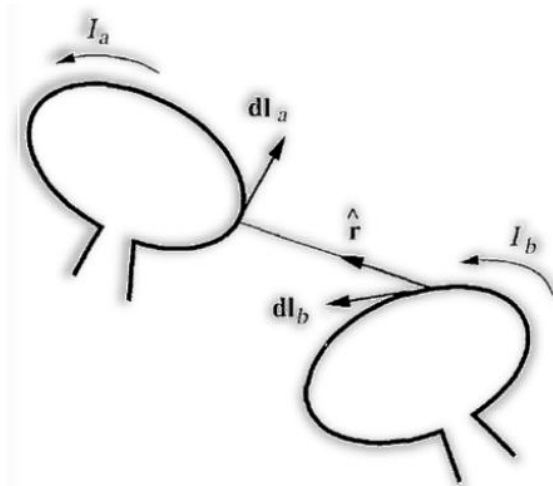


Figura 29. Dos bucles de corrientes I_a I_b separadas por una distancia r . El vector unitario \hat{r} es direccionado desde un elemento dl_b del bucle b al elemento dl_a del bucle a (Blakely, 1996).

Hay dos sistemas básicos de unidades comúnmente usados en aplicaciones geofísicas para el magnetismo. La mayoría de las publicaciones hechas antes de 1980 aproximadamente aplicaban el sistema CGS, cuya unidad era la unidad electromagnética (emu). Recientemente, el sistema internacional, para la inducción magnética B en estudios geofísicos, se emplea el gamma o el nanotesla (SI), donde 1 tesla = 10^4 Gauss, y 1 nanotesla = 1 gamma (Dobrin y Savit, 1988).

3.3 Campo magnético

Carl F. Gauss en 1838 fue el primero en describir el campo geomagnético a través del análisis de armónicos esféricos, y llegó a la conclusión de que el campo observado en la superficie terrestre era enteramente originado desde el interior del planeta. Hoy en día, gracias a los satélites, se ha corroborado que estaba en lo correcto, dado que solo una pequeña fracción del campo geomagnético es generado fuera del planeta (Blakely, 1996).

El campo magnético generado en el interior terrestre es principalmente dipolar y es constantemente alterado por un campo externo influenciado por los vientos solares. La región de interacción entre este viento y el campo interno es llamada “magnetósfera”. La compleja interacción entre el campo interno y los vientos solares, aunados a la rotación de la Tierra, fuerzas de marea y efectos termales, producen el campo externo. La ionósfera, la cual rodea la Tierra a una altitud que ronda los 50 y 1500 km, es una parte importante de la

interacción, ya que la rotación y las mareas generan corrientes eléctricas en la ionósfera, las cuales pueden producir campos magnéticos de más de 1000 nT en la superficie terrestre (Blakely, 1996).

3.4 Elementos del campo magnético

Las cantidades vectoriales (B, H y M) deben ser descritas dentro de una franja de referencia arreglada respecto a puntos de observación sobre la superficie (figura 28). Donde la intensidad horizontal del campo sería:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (3.2)$$

Y el vector puede ser descrito por su intensidad total como

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (3.3)$$

Además dos ángulos surgen de la inclinación y declinación del campo magnético. La inclinación es el ángulo vertical entre el vector y el plano horizontal, representada por:

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.4)$$

Por convención la inclinación es positiva cuando el vector es inclinado por debajo del plano horizontal y negativa por encima del mismo (Dobrin y Savit, 1988). El plano vertical que contiene el vector es llamado “meridiano magnético”. La declinación, por otra parte, es definida como el azimut del meridiano magnético, positiva al este y negativa hacia el oeste, representada por:

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.5)$$

Permitiendo así la construcción de cartas mundiales isogónicas (con curvas de igual declinación), isoclinales (con curvas de igual inclinación) e isodinámicas (con curvas de igual intensidad del campo).

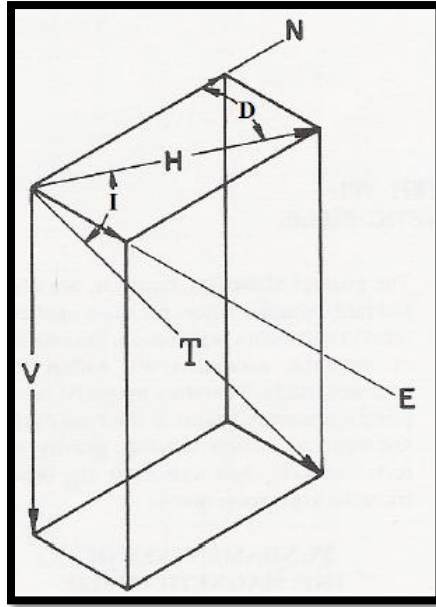


Figura 28. Representación de las componentes del campo magnético. Dónde: T = Intensidad Total del Campo; H = Intensidad horizontal; V = Intensidad vertical; N = Norte geográfico; E = Este geográfico; I = Inclinación; D = Declinación.

3.5 Referencia internacional del campo magnético

El Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) consiste en coeficientes de Gauss de grado y orden “n”, donde los términos de orden bajo se cree que representan en mayor parte el campo producido por el núcleo. Al eliminar estos términos de orden bajo, en principio, el IGRF representa el campo magnético de la corteza (Blakely, 1996).

El campo varía con el tiempo y por ello, bajo acuerdo internacional, la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) adopta nuevos modelos del campo magnético en intervalos de 5 años, llamado “época”. Para proveer la habilidad de predicción, cada coeficiente de Gauss para cualquier IGRF en particular tiene un término derivado que predice el campo en el futuro inmediato suponiendo que cada coeficiente cambia linealmente con el tiempo.

3.6 Intensidad del campo magnético

La inducción magnética B es originada por todas las corrientes eléctricas. Si se considera además un segundo tipo de campo magnético asociado a corrientes de nivel atómico relacionadas a la magnetización, entonces:

$$H = B/\mu_0 - M \quad (3.6)$$

Donde μ_0 es llamada permeabilidad magnética del espacio libre, y H es la intensidad del campo magnético en unidades de oersteds (Oe). H y B tienen la misma dirección en las afueras del material magnético pero difieren ambas en magnitud y dimensiones (Blakely, 1996).

3.7 Permeabilidad magnética y susceptibilidad

Los materiales pueden adquirir una componente de magnetización en presencia de un campo magnético externo. Para campos de baja amplitud esta magnetización inducida es proporcional en magnitud y paralela (o anti paralela) en dirección al campo externo, el cual es:

$$M = kH \quad (3.7)$$

Siendo k la constante de proporcionalidad llamada susceptibilidad magnética. Una cantidad relacionada es la permeabilidad magnética, pudiendo llegar a la relación:

$$\mu = \mu_0 (1+k) \quad (3.8)$$

La relación entre M y H no es necesariamente lineal y “x” varía con la intensidad del campo, puede ser negativa, y puede ser representada mejor en algunos materiales como un tensor (Blakely, 1996).

El *Diamagnetismo* es una propiedad inherente de la materia, en la cual todo campo magnético aplicado modifica el movimiento orbital de los electrones de tal manera que induce una pequeña magnetización en el sentido opuesto del campo aplicado. El *Paramagnetismo* es una propiedad de aquellos sólidos que tienen momentos magnéticos atómicos, y la aplicación de un campo externo causa en los momentos atómicos una parcial orientación paralela al campo aplicado; los efectos térmicos tienden a oponerse a la alineación. Algunos materiales son *ferro magnéticos*, los cuales no solo tienen momentos atómicos, sino que también momentos vecinos, y su interacción causa el efecto cuántico llamado energía cambiante, la cual causa un magnetismo espontáneo que puede ser mayor que los magnetismos mencionados. Existen también diferentes tipos de materiales ferromagnéticos, dependiendo del alineamiento del momento atómico (Blakely, 1996).

3.8 Variaciones seculares

Son cambios temporales que se manifiestan de varias maneras, dependiendo de la periodicidad de su comportamiento, tal como la variación por el día o “variación diurna”, tormentas magnéticas, etc. Pero las variaciones que se generan por el fluido en el núcleo externo son llamadas variaciones seculares, las cuales son representadas en mapas isopóricos, donde las curvas representan su tasa de cambio en nT por año o en grados por año (Dobrin y Savit, 1988).

Las variaciones seculares deben su nombre a las alteraciones del campo magnético que se manifiestan lenta y progresivamente a través de los años. Se manifiestan mediante la deriva hacia el oeste de los valores de declinación e inclinación, así como una disminución anual de intensidad del orden de aproximadamente 20 gammas. Involucra componentes dipolares y no-dipolares del campo geomagnético. Las variaciones diurnas se cuantifican mediante repetitivas mediciones cada hora. Conociendo la hora y el valor medido, resulta fácil suprimir el efecto de la misma a partir de la curva obtenida para una base de datos, en función de:

- Variación solar: presenta una regularidad de 24 horas, por desplazamiento de la ionosfera que sólo depende de la latitud geográfica y del tiempo, al existir una correlación con el período de rotación terrestre. Tiene una intensidad del orden de los 25 a 100 gammas, con una variación adicional en ciclos de 27 días según la rotación solar y creciendo durante el verano en cada hemisferio debido a la inclinación del eje de rotación de la Tierra.

- Variación lunar: esta variación tiene una periodicidad de 25 horas con una amplitud de 2 o 3 gammas. Está relacionada con la rotación de la Tierra respecto a la Luna, lo que genera mareas atmosféricas en las que el Sol tiene una influencia menos marcada. Varía a lo largo del mes lunar (28 días) según la traslación del satélite en torno a la Tierra.

Existe un fenómeno que puede ser causante de una mayor perturbación y está relacionado con las manchas solares (vórtices magnéticos) más intensas cada 11 años cuando se revierte la polaridad magnética de la estrella. Son impredecibles, pudiendo durar varios días. Entre el ecuador y los 60° de latitud llegan a los 1000 gammas, alcanzando valores mayores en los polos y también pueden obligar a suspender la adquisición de datos magnéticos.

Durante las tormentas, la concentración de partículas ionizadas y por la convergencia de líneas de campo magnético sobre la atmósfera polar, genera los fenómenos de las auroras boreales (Sheriff, 1991).

3.9 Anomalías magnéticas

Se conoce como la diferencia entre los valores magnéticos observados y los teóricos o predictivos. Una anomalía magnética residual es el sobrante luego de remover las largas longitudes de onda regionales; el IGRF es ampliamente usado como valor regional. La respuesta de una anomalía magnética depende de: (a) la geometría del cuerpo, (b) la dirección del campo magnético de la Tierra, (c) la dirección e intensidad del magnetismo remanente del cuerpo y (d) la dirección de observación con respecto al campo terrestre.(Sheriff, 1991)

Las anomalías del campo total son calculadas con la medida del campo total de un magnetómetro y sustrayendo la magnitud del campo regional, usualmente el modelo DGRF (Referencia Definitiva del Campo Geomagnético), para el tiempo en que se realizó la adquisición (Blakely, 1996). Si T representa el campo total en cualquier punto, y F es el campo regional en el mismo punto, entonces la anomalía viene dada por la ecuación 3.9:

$$\Delta T = |T| - |F| \quad (3.9)$$

Si ΔF representa la perturbación de F por alguna fuente de anomalía magnética, entonces el campo total viene dado por $T = F + \Delta F$; entonces la relación queda representada por la ecuación 3.10:

$$\Delta T = |F+\Delta F| - |F| \quad (3.10)$$

3.10 El método inverso

Al interpretar los productos generados a través de datos magnéticos o gravimétricos, conlleva a un problema que no cuenta con una única solución, generándose cierta incertidumbre al momento de localizar profundidades de las fuentes que generan las anomalías observadas; es por eso que existen métodos de inversión numérica, basados en el dominio de Fourier, que permiten disipar esta incertidumbre al momento de interpretar (Blakely, 1996) tomando en cuenta ciertas restricciones y considerando los posibles errores

asociados (Suriñach *et al.*, 2006). Algunos de estos métodos de inversión usados comúnmente son:

3.10.1 Análisis espectral

En un estudio es necesario separar las distintas componentes del campo producido por las distintas fuentes en el subsuelo. Spector y Grant (1970) proponen un método que permite separar la contribución de las distintas fuentes de anomalía de gravedad o magnética, en función del número de onda radial de la señal completa, basados en que el factor de la profundidad domina la forma del espectro de potencia radial (figura 30). El espectro radial del campo en un plano de observación 2-D decrece a medida que la profundidad t de la fuente aumenta por el factor e^{-2tr} , siendo r el número de onda. Cada tramo lineal definido por intervalos de frecuencia en el espectro, corresponde con una fuente que genera una anomalía, de manera tal que la pendiente de la recta es directamente relacionable con la profundidad de dicha fuente (Bhattacharyya, 1966; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974).

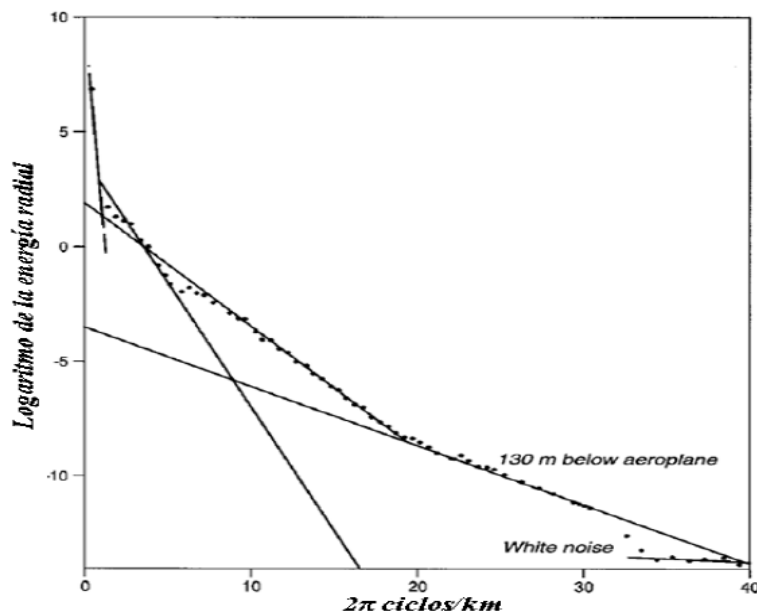


Figura 30. Ejemplo de un espectro radial de potencia de un campo magnético. El espectro muestra segmentos rectos que corresponden con respuestas de cuerpos magnéticos a una profundidad determinada (Gunn, 1997).

3.10.2 Técnica de la señal analítica

Esta técnica es aplicada a partir de la combinación de los gradientes horizontales y verticales de las anomalías magnéticas (Ansari y Alamdar, 2009). La señal tiene una forma sobre el cuerpo causante que depende de la localización, más no de la dirección de magnetización, donde la amplitud de la señal está relacionada con la amplitud de la magnetización (Nabighian, 1972, 1984). La amplitud de la señal puede ser derivada de los tres gradientes ortogonales del campo magnético total (Roest *et al.*, 1992). Baranov (1957) mostró por medio de una operación que involucra la reducción al polo e integración vertical, cómo una medida del campo magnético en 2-D puede ser convertida a “pseudo-gravedad”. El procedimiento no implica que la distribución del magnetismo en la Tierra esté relacionada con la distribución de densidad. La técnica es usada para resaltar los principales lineamientos tectónicos de una región, permitiendo también resaltar anomalías de gravedad de mediana a corta longitud de onda generadas por discontinuidades en el subsuelo (Salem y Smith, 2005).

3.10.3 Técnica del número de onda local

El método utiliza la relación entre la profundidad de la fuente y el número de onda local (k) del campo observado, las cuales pueden ser calculadas para cualquier punto dentro de un mallado de datos mediante el gradiente horizontal y vertical del campo, en el cual la profundidad de la fuente es igual a n/k , donde n depende de la geometría de la fuente supuesta (análoga a la deconvolución de Euler) (Thurston y Smith, 1997). Su ventaja radica en que las ventanas de datos no se mueven y el tiempo de cómputo es relativamente corto (Smith *et al.*, 1998), pero no hay manera de evaluar la confiabilidad de las profundidades estimadas (GETECH, 2007). El ruido en las medidas al aplicar esta técnica puede representar un problema debido a la necesidad de calcular derivadas de segundo orden (Smith *et al.*, 1998).

3.10.4 Segunda derivada vertical

La segunda derivada vertical de un campo potencial medido en una superficie horizontal, se enmarca como una operación de filtrado de tres pasos: transformada de Fourier del campo potencial, multiplicar por k^2 , y el producto inverso de la transformada de Fourier.

La segunda derivada vertical es una consecuencia directa de la ecuación de Laplace, en la ecuación 3.11, si φ es un potencial, entonces $\nabla^2 \varphi = 0$ y:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = -\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \quad (3.11)$$

Si φ es medido en una superficie horizontal, entonces la ecuación de Laplace puede ser transformada al dominio de Fourier: (ecuación 3.12)

$$\begin{aligned} F \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} &= k_x^2 F \varphi + k_y^2 F \varphi \\ &= k^2 F \varphi . \quad (3.12) \end{aligned}$$

Esta técnica fue un pilar en los inicios de la interpretación de datos (Evjen, 1936; Henderson y Zietz, 1949) porque ayuda a resolver y a acentuar las fuentes superficiales así como los bordes de las fuentes magnéticas o de gravedad. Estas propiedades de la segunda derivada vertical también continúan siguiendo la ecuación 3.12: multiplicando el campo potencial por k^2 claramente amplifica las componentes de corta longitud de onda del campo a expensas de las componentes de las largas longitudes de onda (Blakely, 1996).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

4.1 Revisión bibliográfica

Al realizar una investigación geocientífica es necesario hacer una exhaustiva revisión bibliográfica acerca de trabajos previos realizados en el área en estudio, donde se aplique el método empleado en este Trabajo Especial de Grado así como también en otras áreas. Fue necesario conocer más sobre las técnicas de inversión de datos magnéticos provenientes de sensores remotos. De igual manera, se recopiló la información geológico-estructural, regional y local del área estudiada permitiendo establecer las condiciones que deben cumplir los productos al momento de generarse.

4.2 Recopilación de las bases de datos

Para este trabajo se contó con tres bases de datos (una de ellas digitalizada) donde cada una de éstas representa la mayor carga de señal a un rango de profundidades del subsuelo. Las bases están representadas por un mapa de segunda derivada vertical de la intensidad magnética total (Gulf Research y Development Company, 1959), datos magnéticos aerotransportados (Geoterrex, 1981) y datos satelitales del modelo combinado del mallado Anomalías Magnéticas Global-EMAG2 (Maus *et al.*, 2009).

4.2.1 Datos magnéticos aerotransportados 1959

La campaña de adquisición y generación del mapa de segunda derivada vertical de intensidad magnética total fue realizada por las compañías Gulf Research y Development Company (1959). Por la situación temporal, no fue posible conseguir los parámetros de adquisición. Con una revisión minuciosa, se notó el mapa dividido por bloques de vuelo a determinadas alturas y con líneas equipotenciales continuas de un bloque a otro, indicando una normalización en el procesamiento del mismo lo que permite realizar un análisis cualitativo del mapa en función de las longitudes de ondas observadas y la geología superficial de la zona.

4.2.2 Datos magnéticos aerotransportados 1981

La adquisición de la base de datos aerotransportados correspondientes al área en estudio, se realizó y pre-procesó como parte de un proyecto realizado durante los años 1981-1982 por

las empresas Meneven y Geoterrex Limited. Este comprendió la mayor parte del territorio venezolano (figura 31); los datos se adquirieron a diversas alturas divididos en bloques de: 500, 900, 1300, 1650, 2000 y 2600 m.s.n.m. posteriormente fueron normalizados a la altura 500 m.s.n.m. El mallado básico de vuelo involucró líneas norte-sur separadas 3 km con lecturas cada 90 m y líneas de enlace este-oeste con separación de 9 km entre ellas y con medidas cada 70 m.

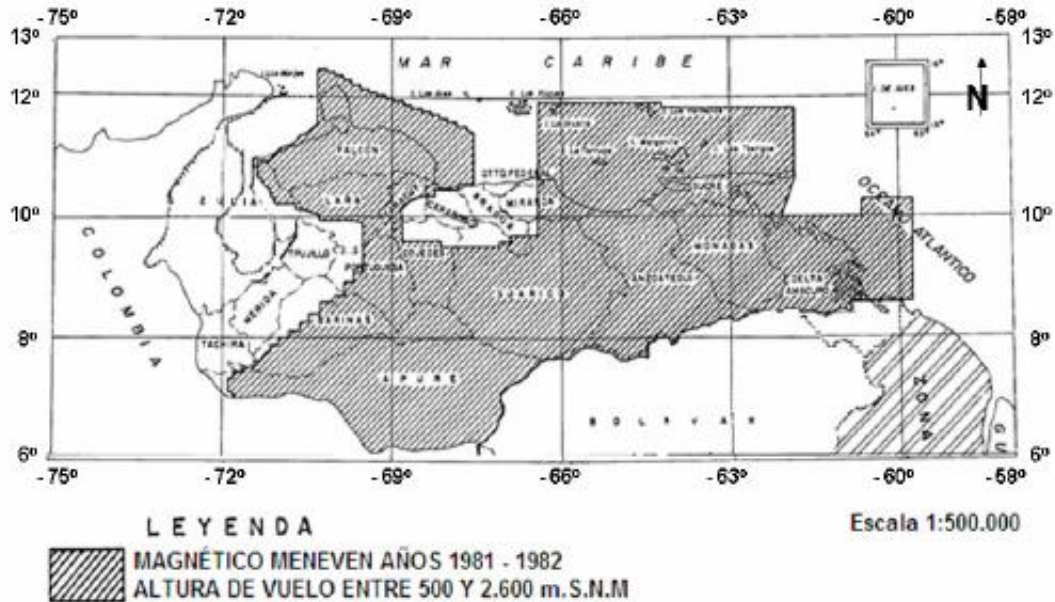


Figura 31. Área de adquisición magnética aerotransportada realizada por las empresas Meneven y Geoterrex Limited (modificado de los Mapas de Anomalías Magnéticas de Venezuela, 1989).

El área de adquisición se extendió más de 12° de latitud, y comprende dos zonas UTM separadas por el meridiano 66° W. Los instrumentos utilizados fueron los magnetómetros Fluxgate de precesión protónica y el Alkali de vapor metálico; ambos miden la intensidad total “T” del campo magnético. Debido a la extensión horizontal abarcada por esta base de datos, se utilizaron varios sistemas de localización, como lo fueron: la Navegación Doppler, el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) y la Fotografía.

A estos datos se les realizó un procesamiento preliminar representado en tres etapas: (1) Corrección por variación diurna. (2) Amarre al campo magnético de referencia internacional (IGRF). (3) Filtraje en valores mal medidos (Geoterrex, 1981)

4.2.3 Datos satelitales integrados

El mapa de anomalías magnéticas utilizado en este trabajo proviene del Mallado de Anomalías Magnéticas Global-EMAG2 (Maus *et al.*, 2009). Este mallado fue desarrollado por la Comisión del Mapa Geológico del Mundo incluyendo datos combinados (satelitales, aerotransportados y marinos). Ofrece una resolución de 2 arco-minutos (150 m) con respecto a su nivel de referencia 4 km sobre el geode. Los datos magnéticos satelitales utilizados en el EMAG2 provienen del magnetómetro a bordo del satélite CHAMP (Maus *et al.*, 2009).

4.3 Análisis estadístico de los datos

Se realizaron los cálculos necesarios para la validación estadística de los datos recopilados y su representación gráfica en histogramas de frecuencia y diagramas de caja y bigotes para cada base de datos, para luego elaborar los mapas de anomalías de cada una de estas. Esto permite establecer las magnitudes predominantes de los valores medidos, su desviación, los intervalos donde se concentran las muestras y la dispersión que éstas presentan respecto a su media; valores de gran importancia para la comprensión del dato fuente y de las posibles características que presenta la zona mediante la evaluación del conjunto de datos.

4.4 Generación de los mapas magnéticos

A través de las bases de datos aerotransportados y satelitales, se generaron los mapas de anomalías y de profundidades magnéticas mediante el uso de la herramienta de mínimas curvaturas del menú *Grid*, del software *Oasis montaj 4.6.2* (Geosoft Inc, 2007) a una escala de 1:1.000.000 para los mapas de profundidades; para los mapas de anomalía se utilizó una escala de 1:2.000.000.

A partir del espectro de potencia del área en estudio de estos conjuntos, se interpretaron dos interfaces para cada uno. Para el conjunto aerotransportado se interpretó la interface más profunda correspondiente a la respuesta posiblemente del contraste corteza superior-inferior, la segunda a una interface más somera asociada a la profundidad promedio del basamento para la zona. Para el segundo conjunto (datos satelitales) se interpretó una interface más profunda correspondiente con la posible profundidad de Curie para la zona (Arnaiz y Orihuela, 2013) y una más somera que puede correlacionarse con la interface corteza inferior- corteza superior.

La siguiente etapa se realizó aislando las bandas de interés en un conjunto de ventanas de 50 x 50 km para las bases de datos aerotransportados y satelitales con un solape de 50% tanto en latitud como en longitud, cuya distancia entre centroides resultante es de 25 km esto permitió una mayor distribución y resolución de los cálculos espectrales para el área de interés (figura 32).

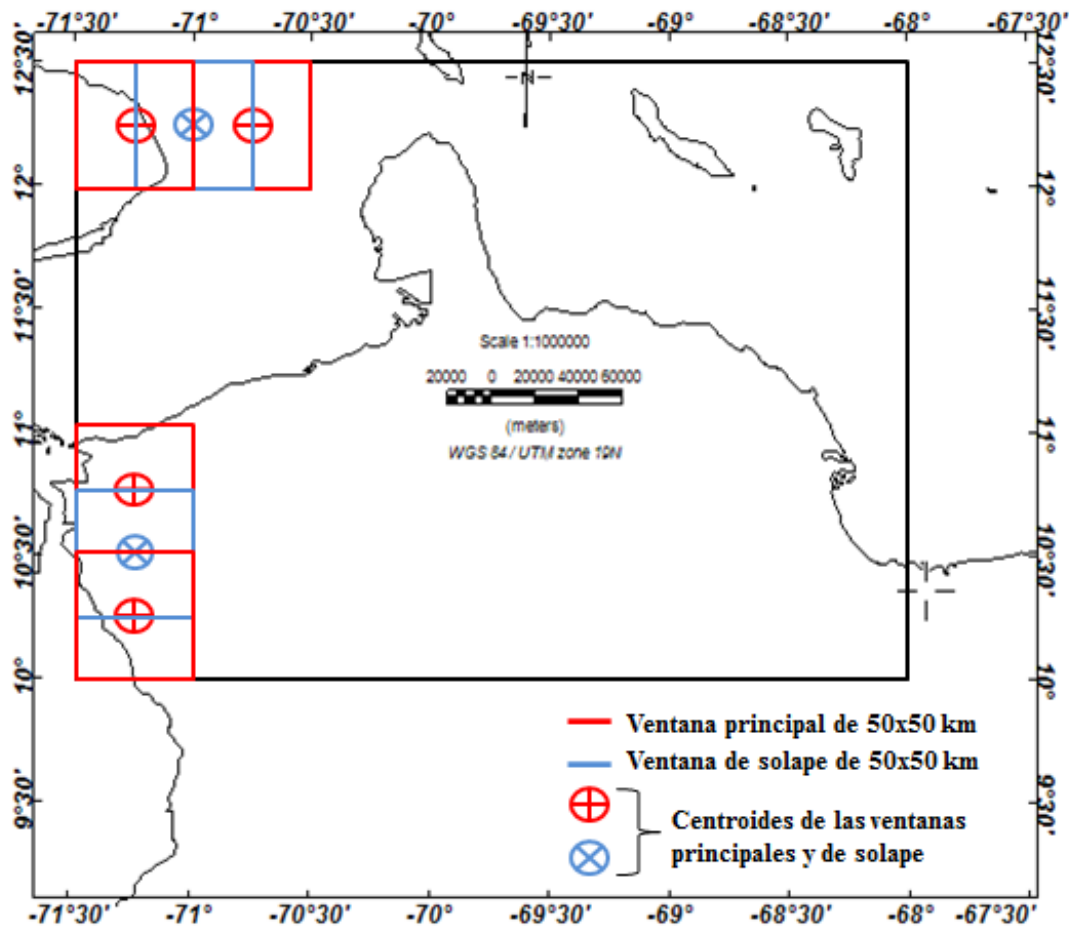


Figura 32. Ubicación y recorrido de ventanas de espectros.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 Investigaciones previas

En la zona se han realizado diversas investigaciones de la geología superficial a través de estos últimos 100 años que han contribuido con el entendimiento tanto formacional como estratigráfico del noroccidente del país, investigaciones enteramente geológicas auspiciadas por varias corporaciones petroleras como: Geología de la Standard Oil de Venezuela, Corporación Petrolera del Norte de Venezuela (N.V.P. por sus siglas en inglés), Corporación Lago Petróleo, entre otras (Wheeler, 1959).

Debido al auge de los sensores remotos, ha sido posible realizar estudios geofísicos de mayor envergadura. Uno de los primeros estudios en los que se utilizó la magnetometría en Falcón, fue el de Charles Wheeler, (1959) con el fin de hallar posibilidades de explotación de hidrocarburo en rocas de edad Oligoceno hasta Mioceno tardío, que permitió identificar las estructuras favorables para la acumulación de petróleo a lo largo y ancho de todo el estado. Por la ambigüedad que existe al interpretar y correlacionar mapas generados mediante datos magnéticos, además de la falta de poder computacional, a través de las décadas siguientes se implementó continuamente la interpretación de mapas generados mediante datos gravimétricos. La empresa MENEVEN en asociación con la CGG francesa y GEOTERREX LTD de Canadá, realizó al inicio de los años ochenta una adquisición aeromagnética que abarcó gran parte del territorio nacional con la finalidad de generar un mapa aeromagnético de alta resolución que cubriese las zonas de mayor potencial petrolífero (Geoterrex, 1981). Como producto de la adquisición se realizaron perfiles e interpretaciones por bloques predefinidos. La interpretación de esta superficie aeromagnética puede ser apreciada desde dos puntos de vista diferentes: (1) en términos generales como una contribución al conocimiento geológico del país o (2), más específicamente, de las aéreas de interés seleccionadas para la explotación de hidrocarburos.

Estudios recientes como el de Arnaiz y Orihuela (2013) permiten estimar la profundidad del punto de Curie, a través del uso del espectro de potencia de datos magnéticos satelitales

provenientes del portal de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) y éstos a su vez provenientes del Modelo Magnético Mejorado en 2010 (EMM2010); en promedio para el área de Falcón y Falcón-norte, la profundidad del punto de Curie (CDP) está en el rango de los 26 km de profundidad.

Un estudio geomagnético más reciente llevado a cabo en el área de Falcón y costa afuera, fue realizado en el Trabajo Especial de Grado de Linares (2013), con la finalidad de generar un mapa de basamento de Falcón a través de una única base de datos gravimétricos y magnéticos satelitales aplicando el método espectral y el barrido de ventanas de espectros, concluyendo principalmente que el régimen compresivo en el área es predominante y de componente dextral, permitiendo corrimientos de diversas formaciones sobre otras de diferente composición, así como también un bloque de Trujillo al este del bloque de Maracaibo separados por la falla de Valera y a su vez delimitado al norte por la falla de Oca-Ancón. Una parte del mapa de segunda derivada vertical de intensidad magnética total (Gulf Research y Development Company, 1959) fue vectorizado como complemento interpretativo de una investigación geocientífica integral donde se estudió el área que comprende el complejo Yumare al sureste del estado Falcón así como formaciones vecinas (Urbani *et al.*, 2014) a través de muestras geológicas de campo, datación cronológica, secciones finas y la interpretación de la parte vectorizada del mapa; se realizó un sumario de los complejos Yumare, San Quintín, el Metagabro de La Zurda (Grande, 2013), el Complejo San Julián así como aportar datos para complementar la hipótesis acerca de la génesis de formación del área en conjunto.

5.2 Análisis estadístico

El histograma de frecuencia de la base de datos aerotransportados de 1981 (figura 33) representa un universo de valores de aproximadamente 350190 datos. Por la distribución de los datos es posible seccionarlos en tres clases modales: la primera, que representa el conjunto de valores con frecuencia máxima se ubica entre 37260 y 37501 nT, siendo su valor central 37381 nT. La segunda clase está representada por el conjunto de valores de frecuencia media que van desde 36778 nT hasta 37742 nT y, la tercera clase modal se ubica en el rango de valores de baja frecuencia que van desde 36538 nT hasta los 38104 nT.

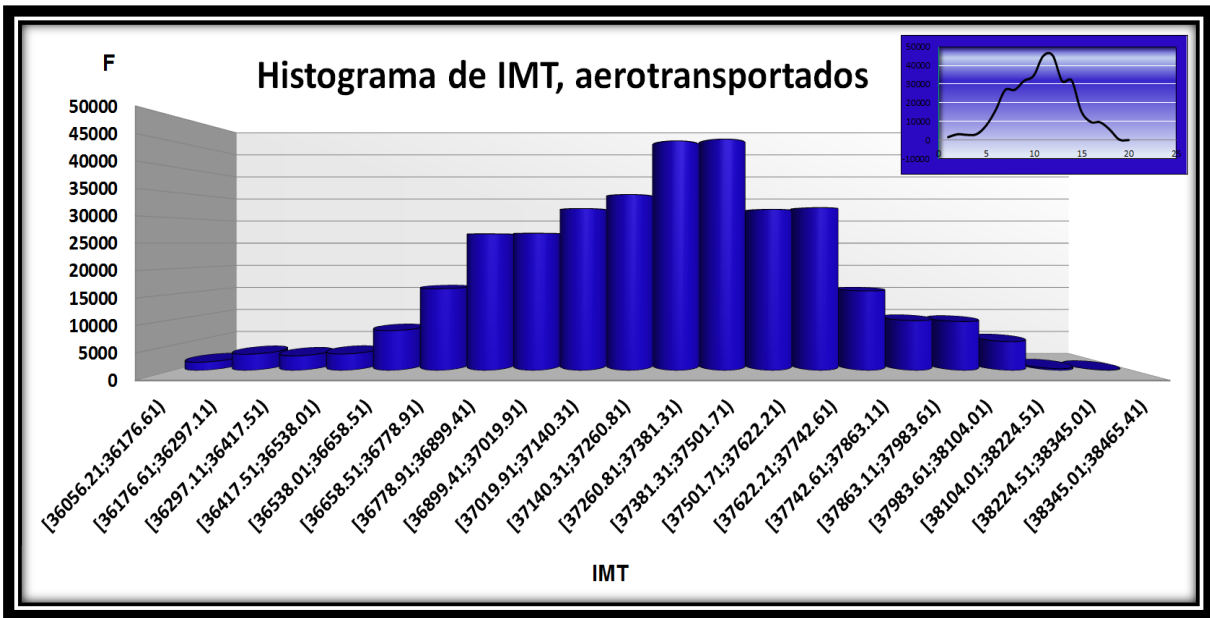


Figura 33. Histograma de base de dados de IMT aerotransportados 1981.

En la figura 34 se observa la distribución del universo de datos en el rango de valores que va desde aproximadamente los 36400 nT hasta los 38100 nT es de notarse que la mayor concentración de valores se ubica entre los 36400 nT hasta los 37500 nT que presenta una afinidad al campo magnético total para la zona en estudio.

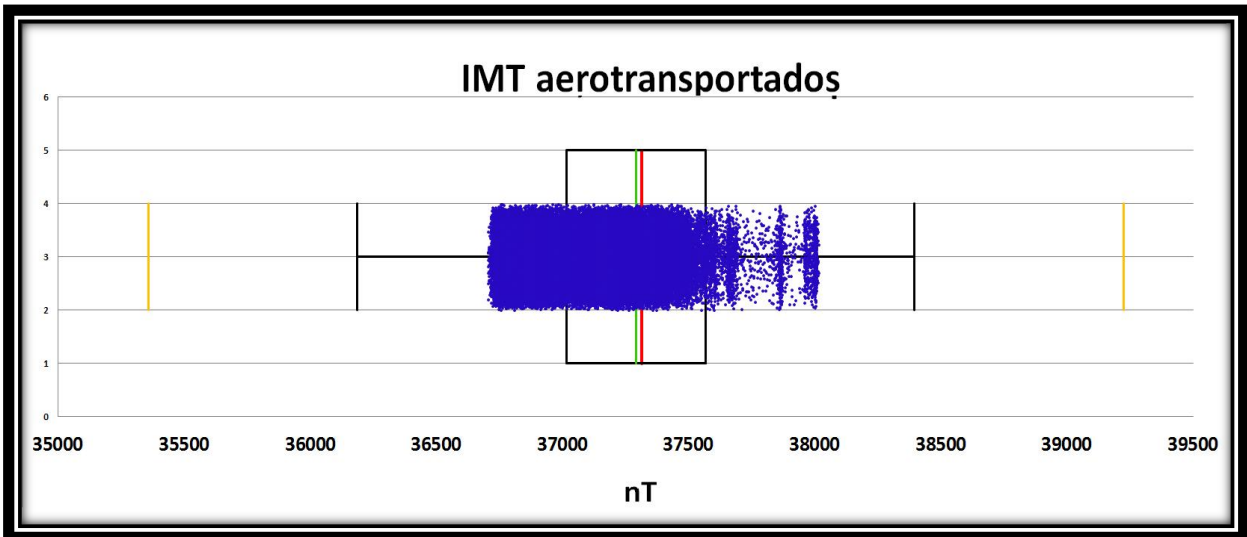


Figura 34. Diagrama de caja de bigotes de los datos de IMT aerotransportados 1981.

El histograma de frecuencia de la bases de datos satelitales de anomalía magnética del EMAG2 (figura 35) Muestra una moda entre los 5 y 22 nT con un universo de valores de aproximadamente 26242 datos, concentrados hacia magnitudes mayormente negativas de anomalía magnética. Sus valores medios de baja magnitud (aproximadamente 0,5 nT) podrían indicar una compensación magnética en la señal y además, pudiera indicar que la mayoría del campo magnético es correspondiente a las fuentes regionales.

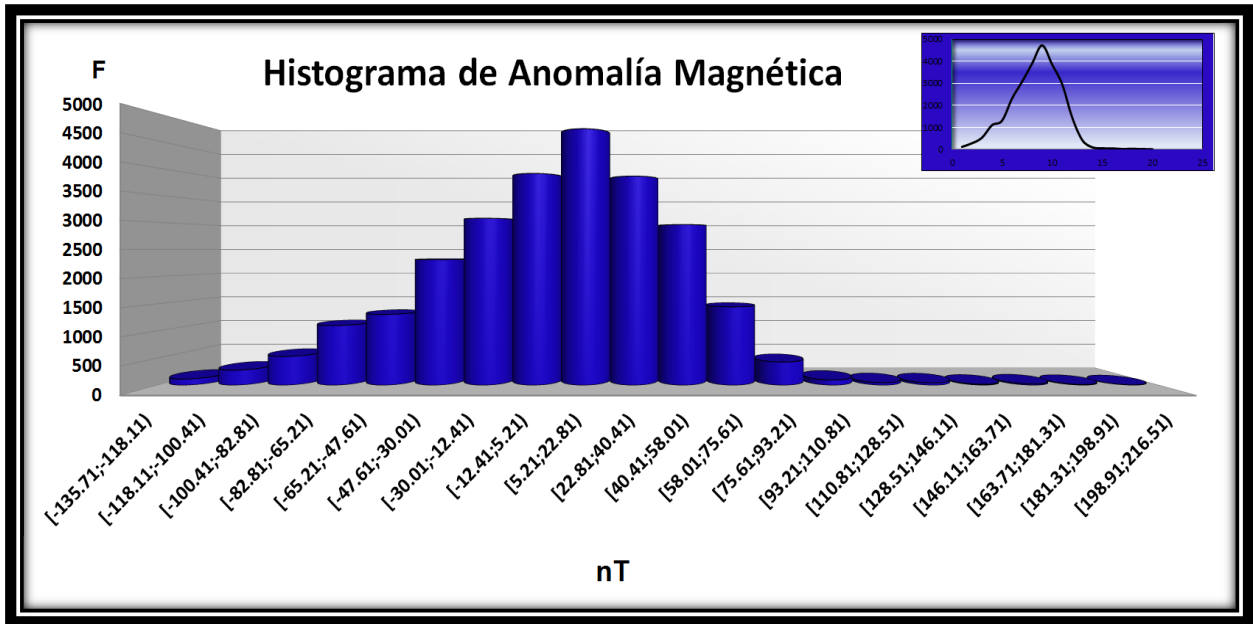


Figura 35. Histograma de base de datos satelitales 2009.

Los datos satelitales de anomalía magnética correspondientes al diagrama de caja de bigotes (figura 36), se muestran mayormente concentrados hacia los valores bajos así como también hacia los valores negativos. Presenta una población de valores positivos aislados de la tendencia general. La gama de valores bajos, aunque predominantes, pueden estar siendo compensados por las anomalías residuales con altos valores magnéticos asociados a las estructuras geológicas falconianas.

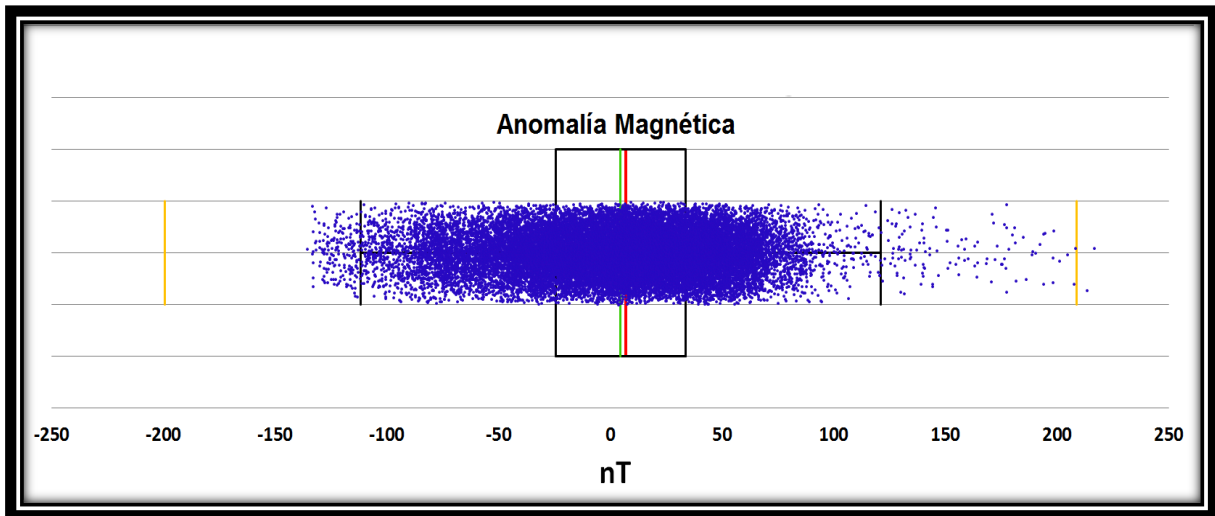


Figura 36. Diagrama de caja de bigotes de los datos satelitales 2009.

5.3 Mapa de segunda derivada vertical magnética 1959

Las derivadas verticales de datos magnéticos son usadas frecuentemente como una ayuda en el proceso de interpretación ya que éstos realzan las formas y tendencias de anomalías superficiales. En 1984 Nabighian determinó que las derivadas verticales destacan las anomalías superficiales y pueden ser calculadas ya sea en el dominio del espacio o frecuencia, a mayor orden de derivada, los operadores amplifican el ruido de alta frecuencia o de longitudes de onda corta.

El cálculo de las derivadas verticales es realizado hasta un orden de segundo grado. A partir de un grado mayor la amplificación relativa de las frecuencias es mayor, lo que conlleva al riesgo de resaltar el ruido de los datos a un nivel inadmisibles (Elkins, 1951).

La figura 37 muestra un mapa de curvas de isointensidad correspondiente a la segunda derivada vertical magnética del área en estudio. En el mapa pueden diferenciarse varias zonas que de acuerdo a su longitud de onda y ubicación, pueden correlacionarse directamente con estructuras geológicas que afloran como es el caso de las rocas ubicadas en la Península de Paraguaná, al centro-norte del área estudiada. Curvas de isointensidad de longitud de onda corta ($< \frac{1}{4}$ de grado) y de alta frecuencia se sitúan sobre las unidades ígneo-metamórficas de Santa Ana, Pueblo Nuevo y El Amparo. Al norte de estas unidades, en la latitud 12°N , se observa una tendencia E-O de curvas que se amoldan en su parte sur a

las fallas de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito y en su parte norte con las fallas E-O que forman parte del conjunto de fallas del Cabo San Román y Puerto Escondido. Esta tendencia encierra curvas de longitud de onda corta, se extiende al oeste hacia el Golfo de Venezuela comprendiendo fuentes magnéticas mayormente positivas.

Al centro y parte este del estado Falcón se observan longitudes de onda larga ($> \frac{1}{4}$ de grado) con baja frecuencia; de acuerdo a la morfología regional de la zona, se ubican sobre el Sistema de Fallas Oblicuas de Falcón, las mismas no cuentan con expresión magnética visible ya que las curvas no se ajustan al comportamiento de estas fallas. Por otro lado, Urbani *et al.* (2014) señalan una leve tendencia NE-SO en el centro falconiano así como el bajo contraste magnético, debido posiblemente a la cuenca neógena.

En la parte sureste del área falconiana se cuenta con un alto contraste magnético asociado al complejo Yumare, esta respuesta se extiende al suroeste hasta el Esquistos de Aroa. El contraste magnético de altos y bajos valores, y de corta longitud de onda, puede deberse al contacto entre estas estructuras geológicas que allí afloran, aunque Urbani *et al.* (2014) sugieren que esta extensión hacia el suroeste es debido a una continuación de rocas del tipo Complejo Yumare por debajo del Esquistos de Aroa.

En el sur del estado Falcón, longitudes de onda largas con bajo contraste magnético se asocian a la Formación Matatere, conformada principalmente de estructuras sedimentarias. Al norte de esta Formación y al oeste del Complejo Yumare, se observan curvas de corta longitud de onda y que concuerda con la ubicación de la Ofiolita de Siquisique que aflora en superficie.

Al suroeste del área en estudio que comprende parte de los Andes y cuenca de Maracaibo; las curvas de longitud de onda corta son predominantes y debido a la complejidad geológica de la zona, estas curvas representan la respuesta de las estructuras presentes sin una tendencia preferencial en las mismas. Las longitudes de ondas aumentan en la zona sureste de la cuenca de Maracaibo aunque éstas vuelven a disminuir en longitud al noroeste una vez pasada la falla de Icotea.

La zona noroeste del área en estudio presenta las mayores longitudes de onda de toda el área en estudio y con contraste magnético medio-alto. La curva de isointensidad más

representativa tiene una extensión dos grados longitudinales, desde la longitud $69^{\circ}45'W$ a la $71^{\circ}45'W$ con tendencia NO-SE desde el Surco de Urumaco hacia el Golfo de Venezuela. Ésta se amolda a la expresión de la falla de Cuiza encerrando curvas de menor longitud de onda y de fuente magnética mayormente positiva. Al sur de esta, se observan subalienaciones de curvas que encierran valores positivos y negativos respectivamente hasta terminar en la expresión de la falla de Oca-Ancón.

Desde el punto de vista general, el mapa de segunda derivada vertical puede asociarse a la morfología del basamento del área en estudio ya que éste, desde el punto de vista cualitativo, concuerda con el mapa de basamento generado por Linares (2013). Desde el punto de vista tectónico, hay zonas de fallas como las de Valera, Burro Negro, Oca-Ancón y el Sistema de Fallas Oblicuas de Falcón que no generan una tendencia en las curvas de isointensidad del mapa. Por otra parte se observan tendencias de curvas que marcan claramente una tendencia con respecto a fallas como la de Cuiza, la falla de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito y más al norte las fallas E-O que forman parte del conjunto de falla del Cabo San Román y Puerto Escondido.

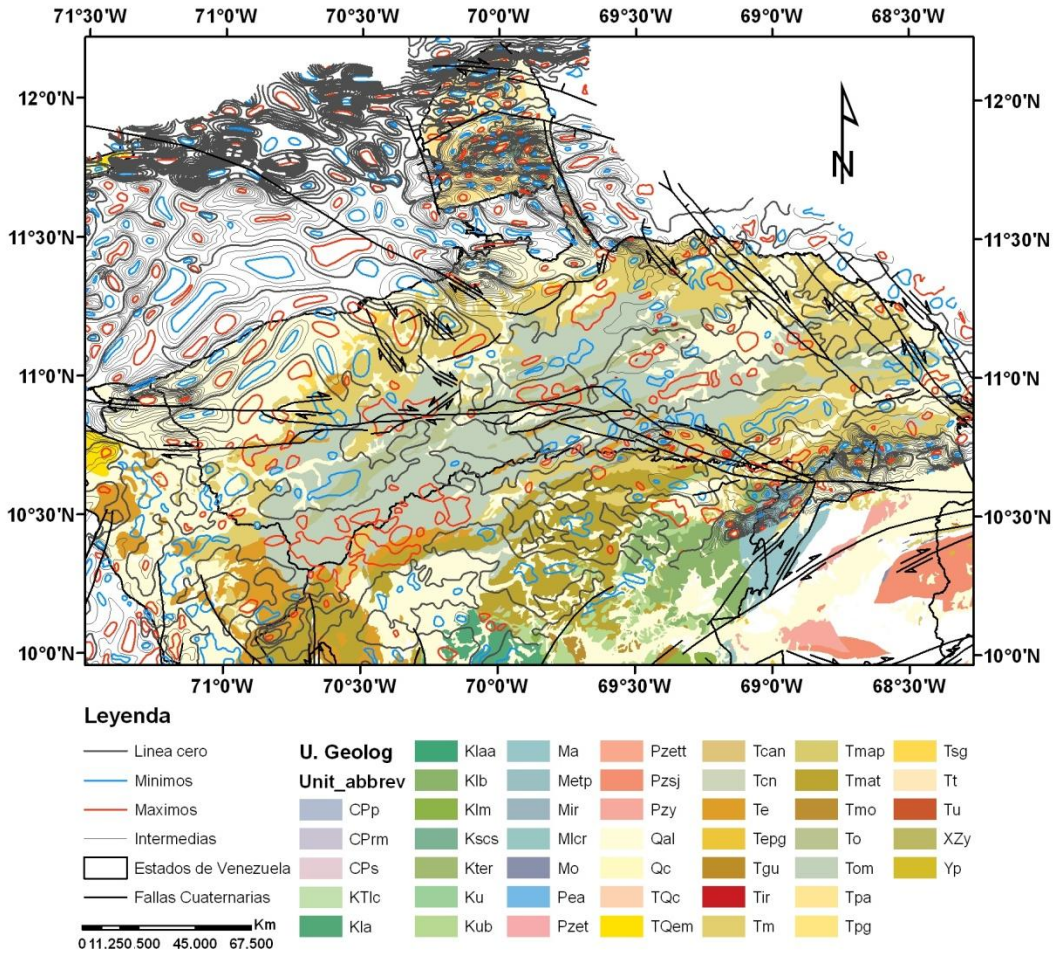


Figura 37. Mapa de segunda derivada vertical magnética 1959. Unidades en nT/km². Edades de Abreviaturas: XZy, Yp (Proterozoico); Pzet, Pzett, Pzsj, Pzy, Cpp, CPpm, CPs, Pea (Paleozoico), Ma, Metp, Mir, Micr, Mo (Mesozoico); KTlc, Kla, Klaa, Klb, Klm, Kscs, Kter, Ku, Kub (Cretácico); TQc, TQem, TCan, Tcn, Te, Tepg, Tgu, Tir, Tm, Tmap, Tmat, Tmo, To, Tom, Tpa, Tpg, Tsg, Tt, Tu (Cenozoico); Qc (Pleistoceno); Qal (Pleistoceno a Holoceno)

5.4 Mapa de datos aerotransportado 1981

En el mapa de anomalías magnéticas, para la zona en estudio (figura 38), se observa el área delimitada de la adquisición aerotransportada de los datos de Geoterrex (1981); el rango de las anomalías está comprendido entre los 280 y 69 nT. Debido a los parámetros de adquisición, el patrón de anomalías guarda estrecha relación con respecto a la ubicación de las estructuras geológicas descritas en el área. La anomalía positiva de mayor rango está asociada a la zona costa afuera oriental del área en estudio que comprende parte de la cuenca de Falcón hasta el área de Yumare al sureste del estado, y alcanza valores de

anomalías comprendidos entre los 195 y 265 nT; de igual manera se tienen máximos locales como el surco de Urumaco y el área norte de La Vela que registran los valores más elevados de anomalía magnética de aproximadamente 295 nT.

Hacia el área central de la península de Paraguaná, la respuesta anómala compuesta comprende valores de 70 a 280 nT, asociados a los complejos Santa Ana, Pueblo Nuevo y El Amparo; este patrón de anomalía revela un contraste negativo de magnetización e indica una zona menos magnética con respecto a las áreas vecinas. Al norte de la Península hacia costa afuera, se encuentra una anomalía compuesta pero esta vez en sentido inverso a la ya mencionada (máximo al sur, mínimo correspondiente al norte) que puede estar asociada a la plataforma oceánica de Aruba, siendo ésta más susceptible magnéticamente, típica de una respuesta de anomalía magnética de una isla.

El sistema de fallas de Oca-Ancón en conjunto con la falla de Cuiza, delimita las anomalías positivas del área en estudio, localizadas en la parte centro-occidental de Falcón, esta respuesta puede deberse al límite entre los contrastes magnéticos de las rocas del Cenozoico al este, con las del Paleozoico inferior al oeste de la expresión de la falla de Cuiza. Al sureste del área estudiada se identifica una anomalía positiva asociada a la respuesta positiva anómala de la unión de los sistemas de fallas oblicuas de Falcón con el sistema de fallas de Oca-Ancón y Boconó. Al occidente del estado Falcón, limitando con el estado Zulia, se encuentra una respuesta anómala positiva que, aunque pareciera ser aislada, presenta una extensa alineación que pudiera dar indicios de ser una respuesta asociada a una estructura profunda perteneciente a la corteza superior.

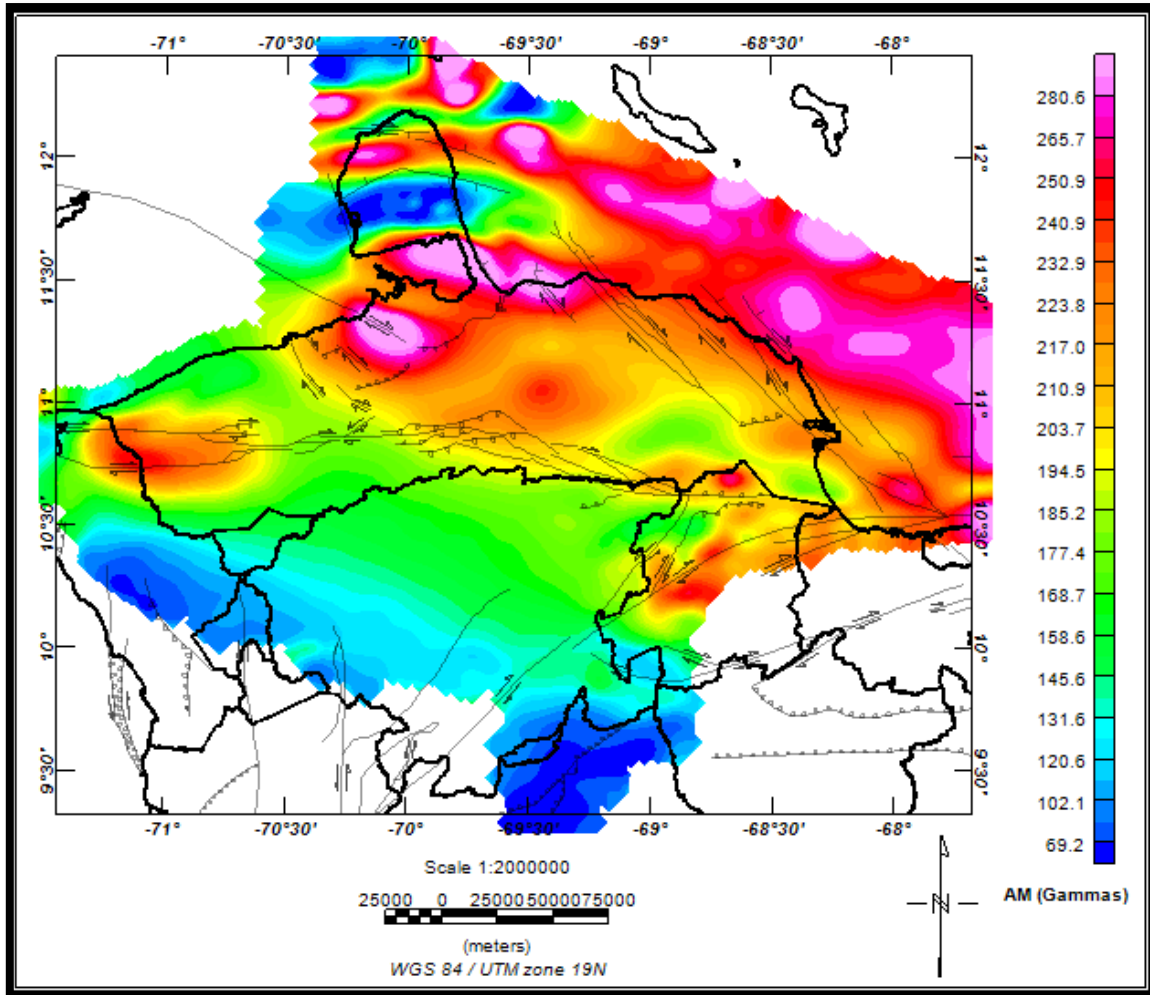


Figura 38. Mapa de anomalías magnéticas de la base de datos aerotransportada 1981.

Al realizar el corte del área en ventanas, por no ser uniformes, las diversas coberturas debido al diseño de adquisición de los datos, se procedió a seleccionar el área que abarca la mayor parte del mapa (figura 39) a fin de poder realizar un barrido uniforme.

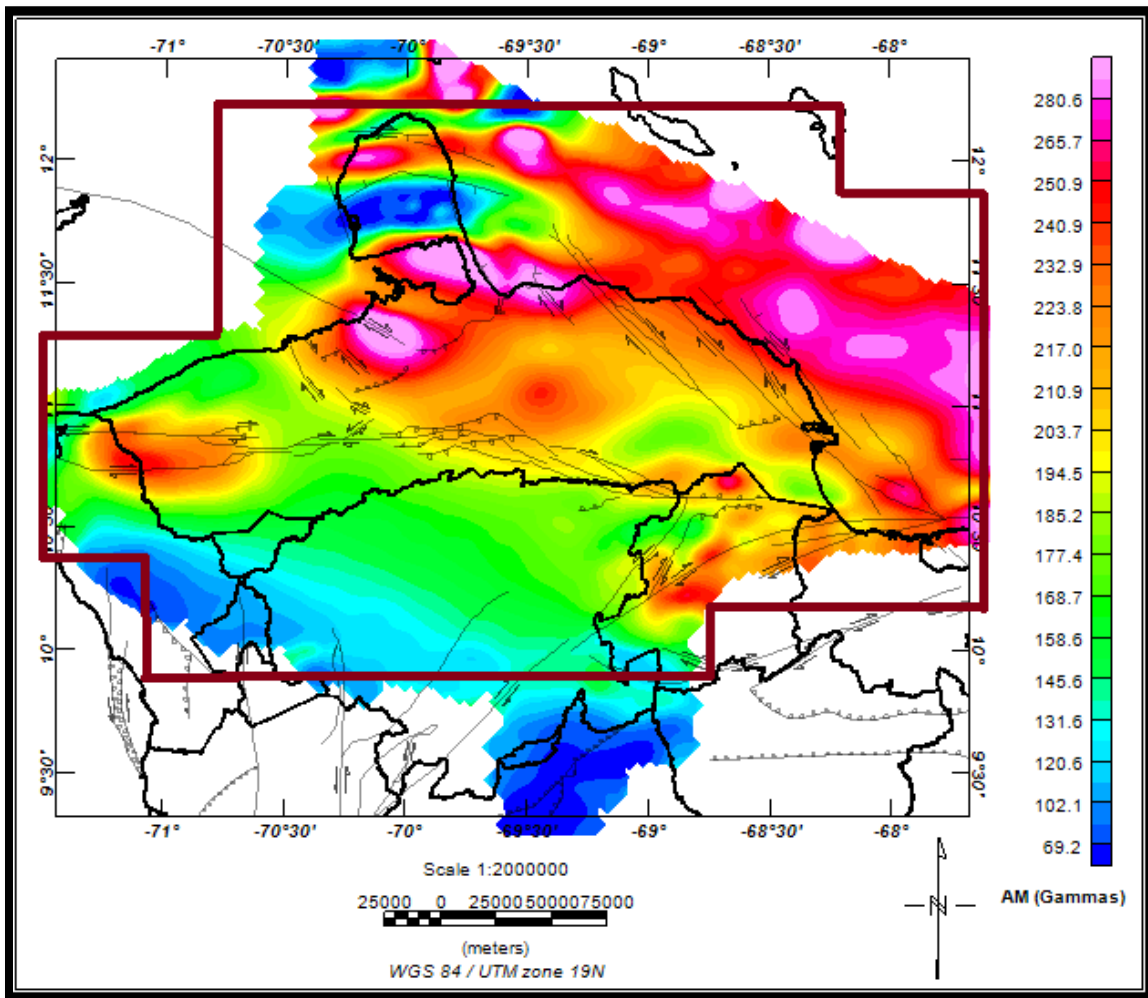


Figura 39. Área abarcada por el corte de ventanas espectrales de datos aerotransportados.

Se clasificaron los espectros de acuerdo a la cantidad de pendientes en cada una de las ventanas. Para el caso de la base de datos aerotransportada, se obtuvieron tres tipos de espectros (figura 40) el primero corresponde con un espectro de dos tendencias bien marcadas (A), el segundo tipo de espectro (B) muestra tres tendencias y por último, el tipo de espectro (C) muestra una mayor dispersión en el primer valor por lo que tuvo que ser descartado quedando solamente con dos tendencias.

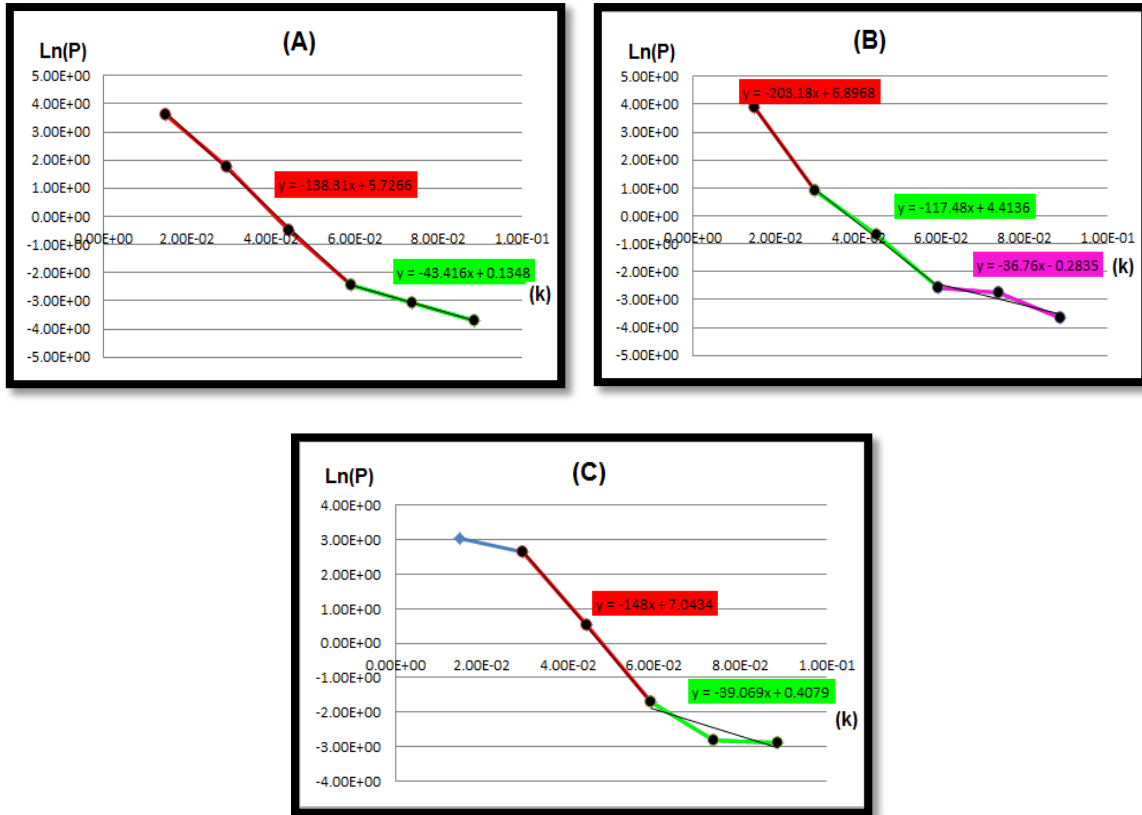


Figura 40. Tipos de espectros de datos aerotransportados.

Una vez analizados los espectros, se generaron las superficies correspondientes a cada una de las tendencias reflejadas y asociadas a profundidades de cuerpos presentes en el área en estudio:

5.4.1 Superficie profunda de espectros de datos aerotransportados

La figura 41 representa el mapa de datos de los valores de profundidad más alta alcanzada con la base de datos aerotransportados. Desde un punto de vista general, la superficie se divide en dos dominios justo en el centro con tendencia de rumbo NNE separando el dominio profundo (occidente del área en estudio) del dominio somero (oriente del área) exceptuando zonas como la de Capadare. La profundidad máxima es de aproximadamente 14 km y está localizada en cinco zonas del área en estudio: (1) la Vela de Coro en la parte centro-norte de la superficie generada; (2) Capadare, al este; (3) centro-norte del estado Lara, al sur; (4) el oeste del estado Falcón y (5) el área del Surco de Urumaco. En el centro de la Península de Paraguaná, la superficie alcanza unos 8 km de profundidad, mostrando un posible acortamiento en el espesor de la corteza superior como resultado de la intrusión

del macizo Pueblo Nuevo – San José de Cocodite. Hacia Falcón central se observa un área donde la superficie alcanza una profundidad de aproximadamente 9 km, siendo ésta la menos profunda con respecto al oriente y al occidente del estado; esta zona puede estar asociada a una extensión en profundidad las rocas máficas e intrusivas, de edad terciaria. El área en estudio presenta en promedio 10 km de profundidad en esta superficie y la zona más somera está asociada al área del Complejo Yumare que alcanza 5 km de profundidad con extensión al este hacia la Cordillera de la Costa. Las zonas profundas, que alcanzan aproximadamente 14 km, están asociadas al área de Capadare con continuidad al este del área en estudio, a la zona central del estado Lara con tendencia NNE hacia el área de Siquisique, a una depresión al oeste del estado Falcón y, por último, a una depresión local al sur de la península de Paraguaná.

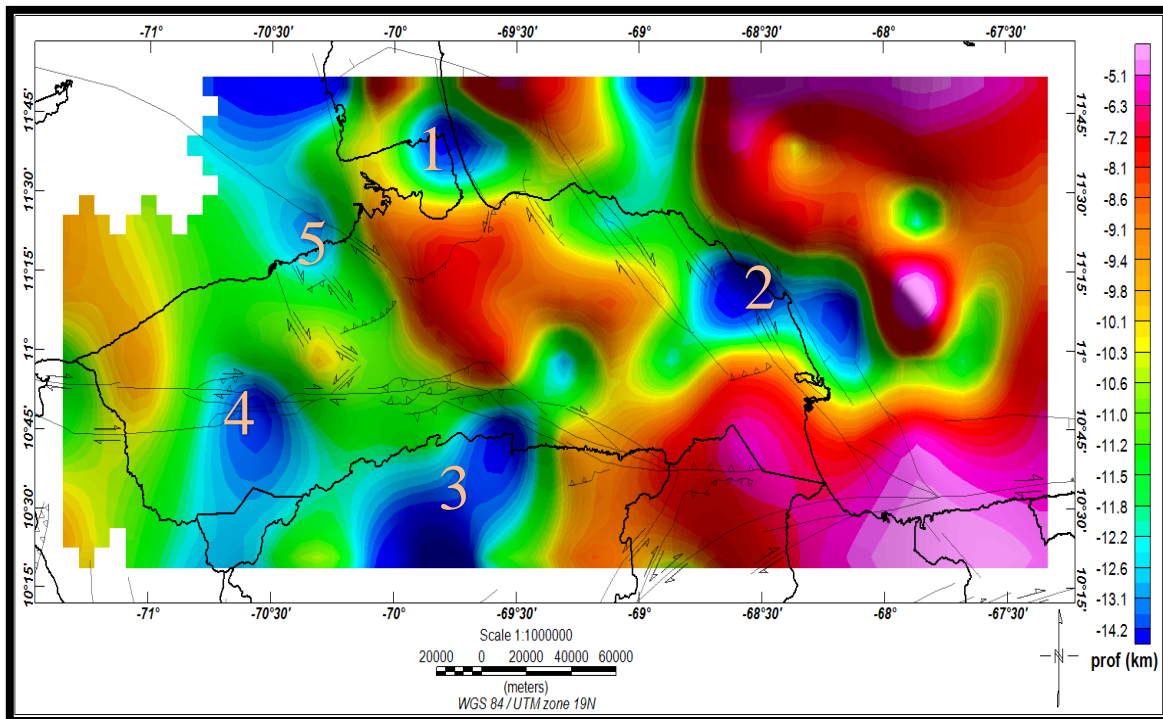


Figura 41. Mapa de interface profunda. Base de datos aerotransportados 1981. (1) Cuenca de la vela, (2) Capadare, (3) Centro-norte de Lara, (4) Oeste de Falcón y (5) Surco de Urumaco.

5.4.2 Superficie media de espectros de datos aerotransportados

En este mapa de valores de profundidad media (figura 42), se observa un acortamiento en el espesor de los cuerpos geológicos de la Península de Paraguaná con extensión al sur del

mismo. A ambos lados de la ciudad de Coro la superficie muestran surcos que alcanzan hasta los 8 km de profundidad, uno al oeste asociado a la zona de Urumaco y el otro al este asociado al área de la ensenada de La Vela. Una tendencia ENE poco profunda de Falcón central que abarca desde el sur de Urumaco hasta Capadare, que alcanza unos 4 km de profundidad, puede asociarse al anticlinorio de Falcón. La superficie aumenta en profundidad hacia el sureste de Capadare con continuidad hacia el Golfo Triste llegando hasta 8 km y este último se extiende en sentido sur hacia el continente. El límite político-territorial sur del estado Falcón muestra un conjunto de altibajos alineados en dirección EO donde las partes más someras se extienden hacia Falcón y la parte este del estado Lara, mientras las más profundas hacia el oeste del estado Lara y en dirección SO hacia la cuenca de Maracaibo alcanzando más de 8 km de profundidad, esta profundidad puede asociarse a las alcanzadas por las napas de Lara. La zona de Yumare muestra una profundidad de 3 km aproximadamente. En esta superficie resalta la tendencia NE de las estructuras presentes en el área central falconiana así como los contactos entre las mismas al sur de Falcón.

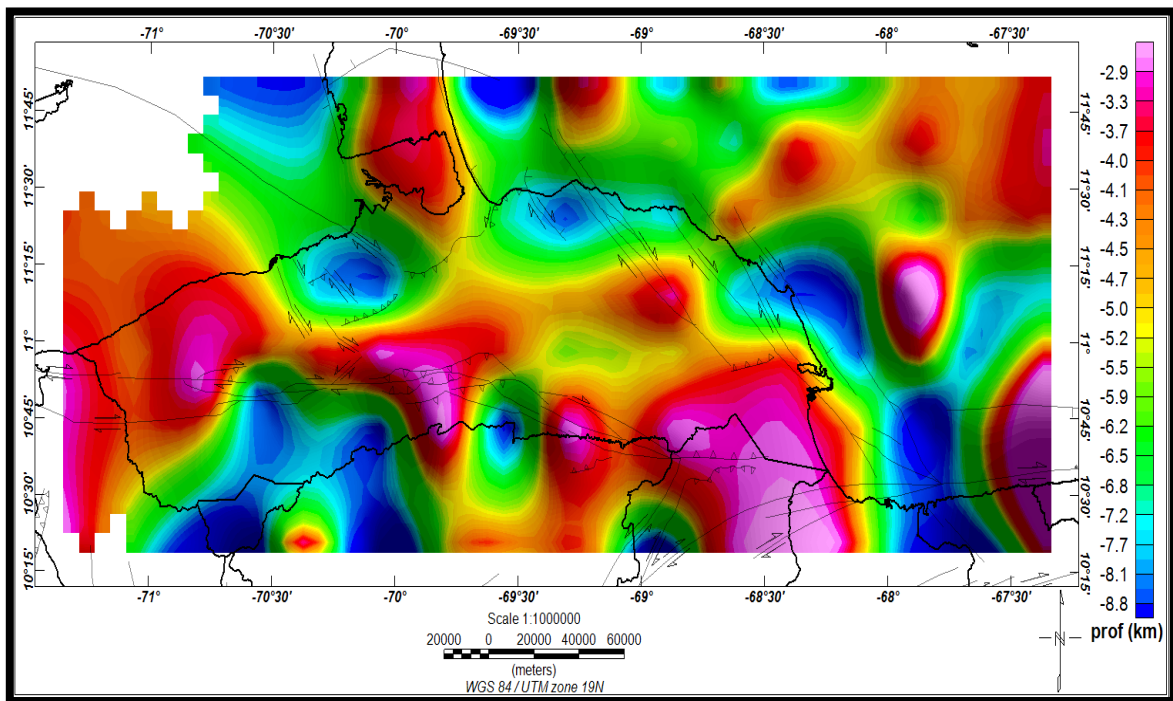


Figura 42. Mapa de interface media. Base de datos aerotransportados 1981.

5.4.3 Superficie somera de espectros de datos aerotransportados

La figura 43 representa el mapa de superficie de profundidad somera del área. Hacia el centro del mapa, el surco de Urumaco alcanza una profundidad de un poco más de 5 km, mientras el área de Yumare alcanza 5 km de profundidad, que alcanza constantemente y posiblemente conectado en profundidad con el Esquisto de Aroa al suroeste y al sur con el Complejo Nirgua que contrasta en profundidad con el Complejo San Julián mostrándose más somero este último. En la zona de centro-oeste del estado Lara hasta el este de la cuenca de Maracaibo la superficie alcanza los valores de mayor profundidad (más de 5 km). Los valores bajos de profundidad en el área de la Península y el centro-este falconiano delimitan una zona profunda al noreste del estado, donde la superficie alcanza valores de hasta 4 km de profundidad y se extiende a lo largo del límite político-territorial del estado dividiendo la cuenca de Falcón con la cuenca de Bonaire y continuando hacia el Golfo triste con dirección norte-sur hasta el continente. Esta división puede deberse al dominio al que están asociadas cada cuenca: Falcón al continental y Bonaire al oceánico.

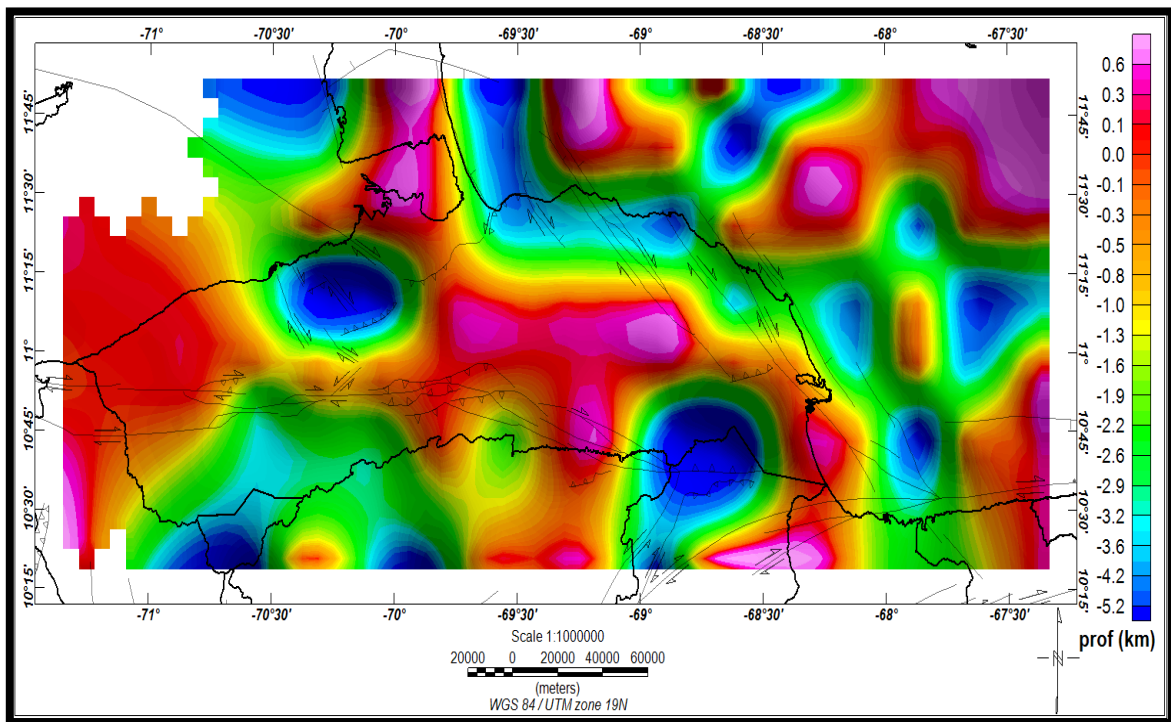


Figura 43. Mapa de interface somera. Base de datos aerotransportados 1981.

5.5 Mapa Satelital

El mapa de anomalías magnéticas de la base de datos satelital (figura 44) en rasgos generales presenta similitud al mapa de anomalías magnéticas aerotransportados para todas las zonas donde dominan las longitudes de onda larga. En el estado Falcón de observa una respuesta con alineación de contornos en sentido NE-SO hasta el Sistema de fallas Oblicuas y al pasar estas hacia el mar, el dominio de la tendencias de las curvas cambian a rumbo NO-SE. Dentro de la franja positiva de la anomalía de Falcón se encuentran máximos locales; estos se ubican hacia el surco de Urumaco, con extensión hacia La Vela y en el límite occidental del estado Falcón con el estado Zulia, alcanzando valores locales de hasta 75 nT. Los valores mínimos de la anomalía compuesta de la península de Paraguaná alcanzan aproximadamente -15 nT asociado a un máximo más al norte de éste que alcanza los 75 nT. Las Cuencas de Falcón y Bonaire muestran una continuidad en la respuesta anómala, sugiriendo la afinidad formacional entre ambas. Las respuestas asociadas a las plataformas oceánicas de Aruba y Bonaire se encuentran representadas como una franja de valores positivos al sur con respecto a una franja de valores negativos al norte.

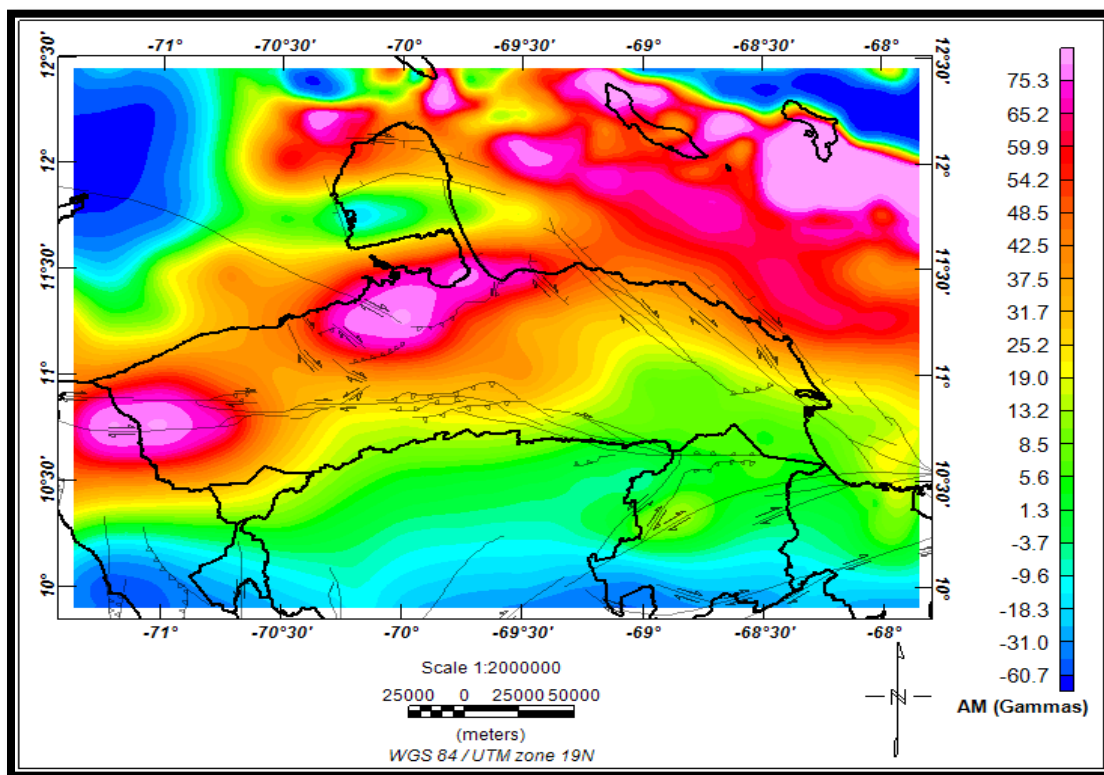


Figura 44. Mapa de anomalía magnética. Base de datos satelital 2009.

Una vez realizado el corte del área en estudio en ventanas de tamaño 50 x 50 km y calculado el espectro de potencia para cada una de ellas, se procedió a interpretarlos, obteniéndose tres tipos de espectros (figura 45): (A) se presentó un espectro ideal el cual cuenta con tres interfaces bien marcadas para una generación de superficies de profundidad. Del espectro tipo (B), se sustrajeron los puntos que mostraban una dispersión no favorable para la selección de la pendiente, mientras que el último tipo de espectro (C) solo mostró dos pendientes bien marcadas que se le atribuyeron a las interfaces profunda y media.

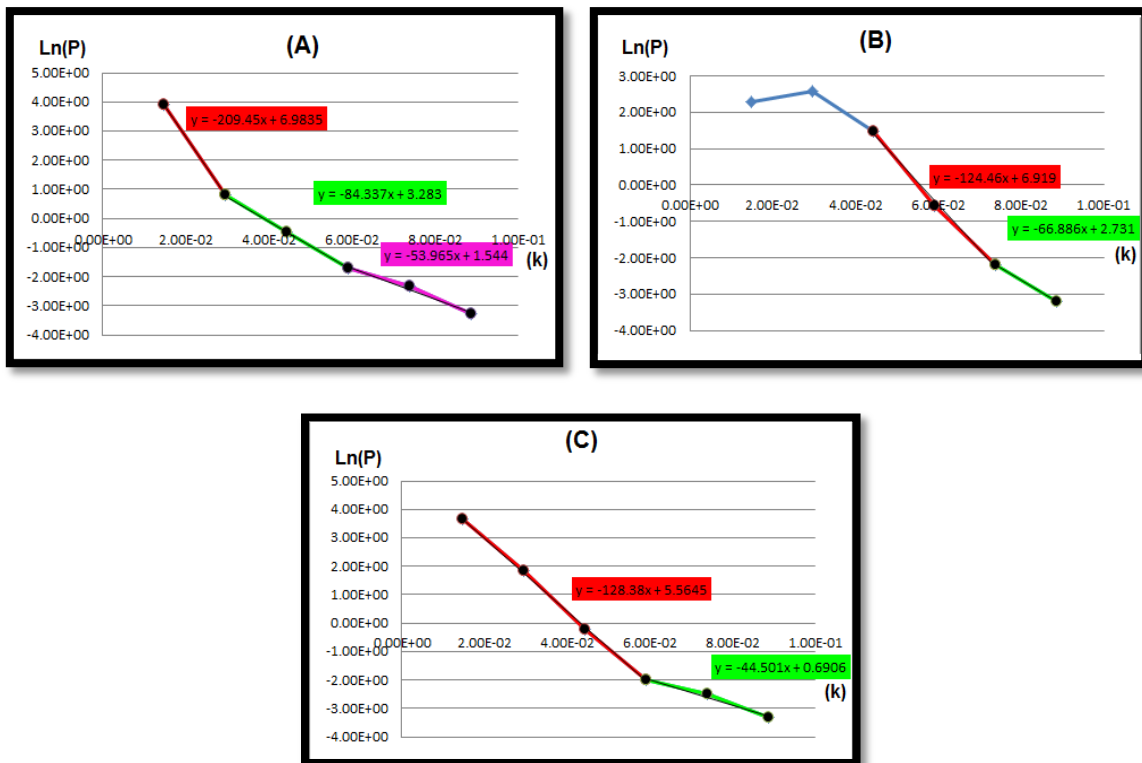


Figura 45. Tipos de espectros de datos satelitales.

Posterior a esto, se procedió a generar cada una de las superficies correspondientes a los tres rangos de profundidades a estudiar para la zona:

5.5.1 Superficie profunda de espectros de datos satelitales

En la figura 46 se muestra la superficie correspondiente a la interface profunda calculada a partir de los datos satelitales, la cual alcanza un poco más de 15 km de profundidad, destacando las zonas más resaltantes de la misma: el área de Urumaco, en el centro-norte de la superficie, alcanza 11 km de profundidad y medio grado hacia el este se observa una depresión que se extiende desde la ensenada de La Vela hasta la Península de la Goajira

donde alcanza más de 15 km de profundidad y ésta, a su vez, parece estar dominada por la expresión de la falla de Cuiza. Al este del área en estudio y al norte del Golfo Triste, la superficie alcanza 15 km de profundidad. A diferencia de la superficie profunda de datos aerotransportados, esta superficie muestra una mayor profundidad hacia el sureste del estado Lara limitando con el estado Yaracuy de más de 15 km e inmediatamente al NE un área más somera de 9 km de profundidad que se extienden hacia el este pudiendo asociarse con la Cordillera de la Costa; este comportamiento de estructuras en profundidad podría deberse al resultado de un esfuerzo compresivo en sentido SO-NE asociado al movimiento relativo de la placa Caribe con respecto a la placa suramericana. En el límite político-territorial Falcón-Zulia la superficie muestra una depresión de hasta 15 km.

Las zonas continuas menos profundas, de un poco más de 10 km de profundidad, marcan una tendencia NNE que va desde el estado Trujillo hasta el Mar Caribe y a su vez continuo en dirección noroeste desde el sur de Urumaco hacia el bloque de Dabajuro que se extiende en dirección oeste paralelo al Golfo de Venezuela.

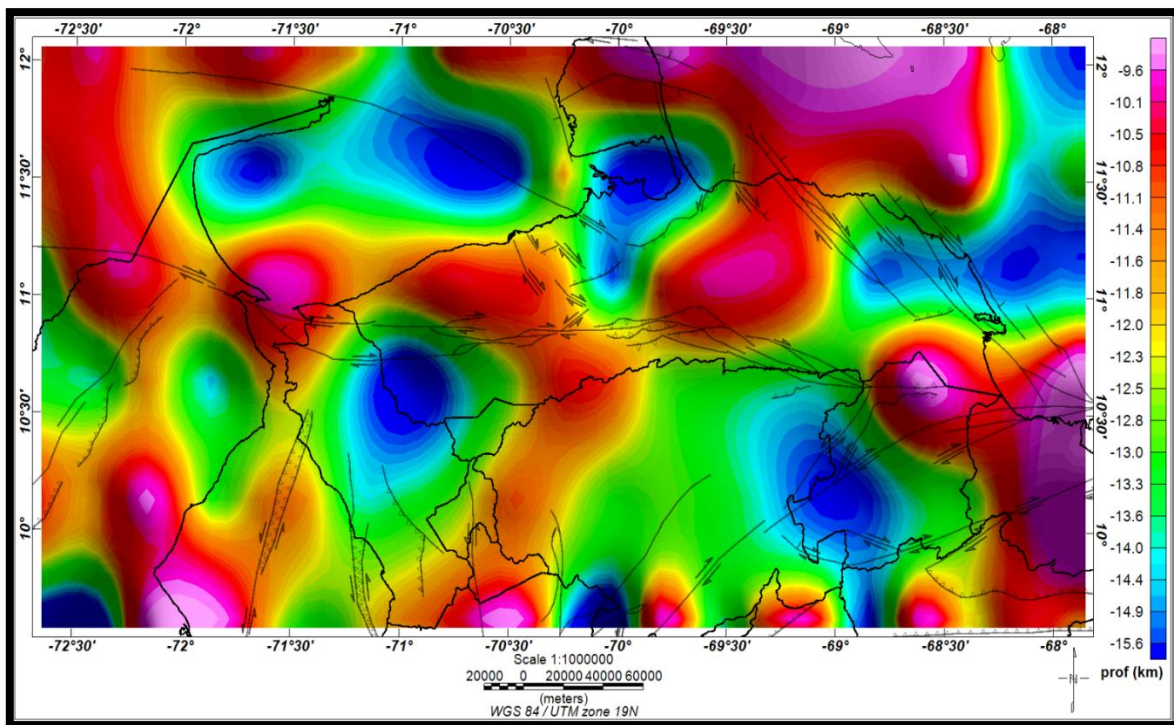


Figura 46. Mapa de interface profunda. Base de datos satelital 2009.

5.5.2 Superficie media de espectros de datos satelitales

En la figura 47 que representa la superficie de profundidades medias, se observa una estructura de poca profundidad correspondiente con el área del bloque de Dabajuro que se prolonga al oeste y llega hasta los 3 km de profundidad y que se encuentra en contacto con la zona de Urumaco; al este de la zona Urumaco se encuentra una depresión de hasta 8 km de profundidad y extendida hacia la cuenca de La Vela. La profundidad alcanzada al norte del Golfo Triste en esta superficie (8 km) es también la alcanzada en la mayoría de la extensión territorial del estado Lara, asemejándose en profundidad a la depresión al suroeste del estado Falcón y que se extiende hacia el sur de la cuenca de Maracaibo. La zona al sureste de Falcón asociarse al área de las napas de Lara. En la Península de Paraguaná la superficie muestra aproximadamente 4 km de profundidad al igual que el área que comprende el Complejo Yumare.

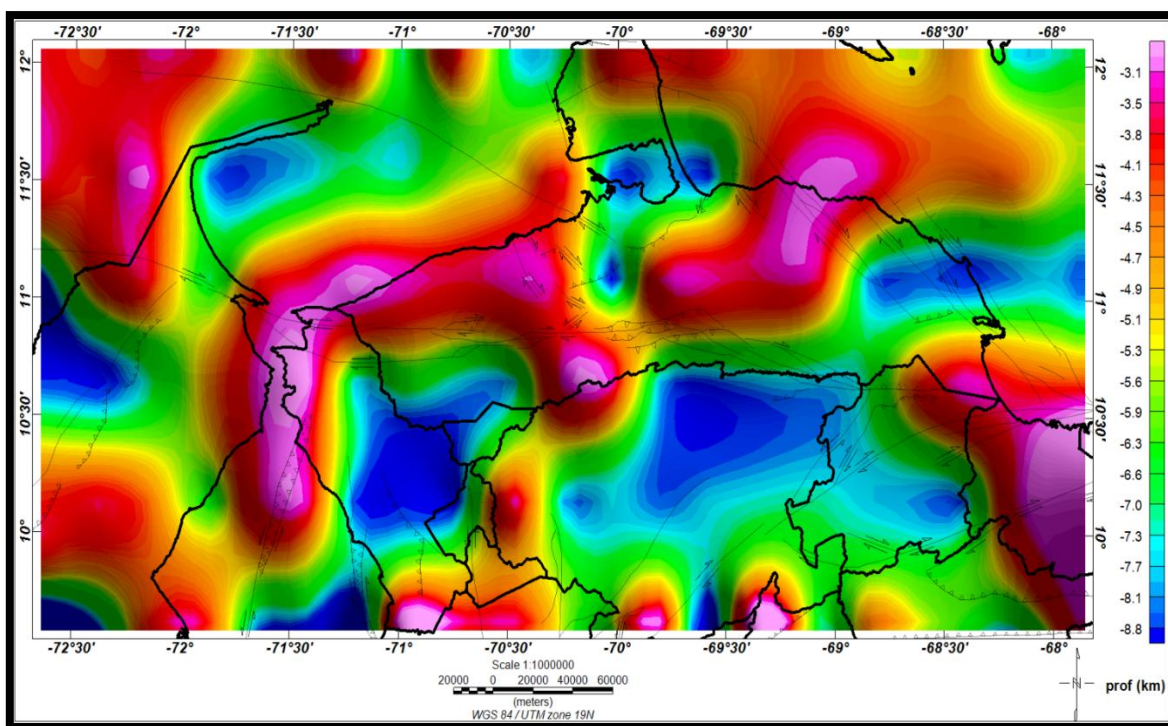


Figura 47. Mapa de interface media. Base de datos satelital 2009.

5.5.3 Superficie somera de espectros de datos satelitales

La figura 48, superficie de profundidades someras, muestra definitivamente la tendencia SO-NE que abarca desde el estado Trujillo hasta el mar Caribe siendo ésta un área más somera

y continua que sus alrededores. La tendencia E-O de la zona del bloque de Dabajuro se conecta en profundidad con la primera tendencia mencionada al sur de Urumaco, siendo ésta también de profundidad somera, lo que da indicios de continuidad en profundidad de dichas estructura geológica. La zona de la cuenca de La Vela alcanza más de 3 km de profundidad así como la Península de Paraganá se muestra somera al norte de las fallas de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito. El límite oeste de Falcón alcanza una profundidad de unos 4 km así como la zona al oeste de Yumare y extendido hacia el Golfo Triste que alcanza aproximadamente 3 km de profundidad que continúa al este.

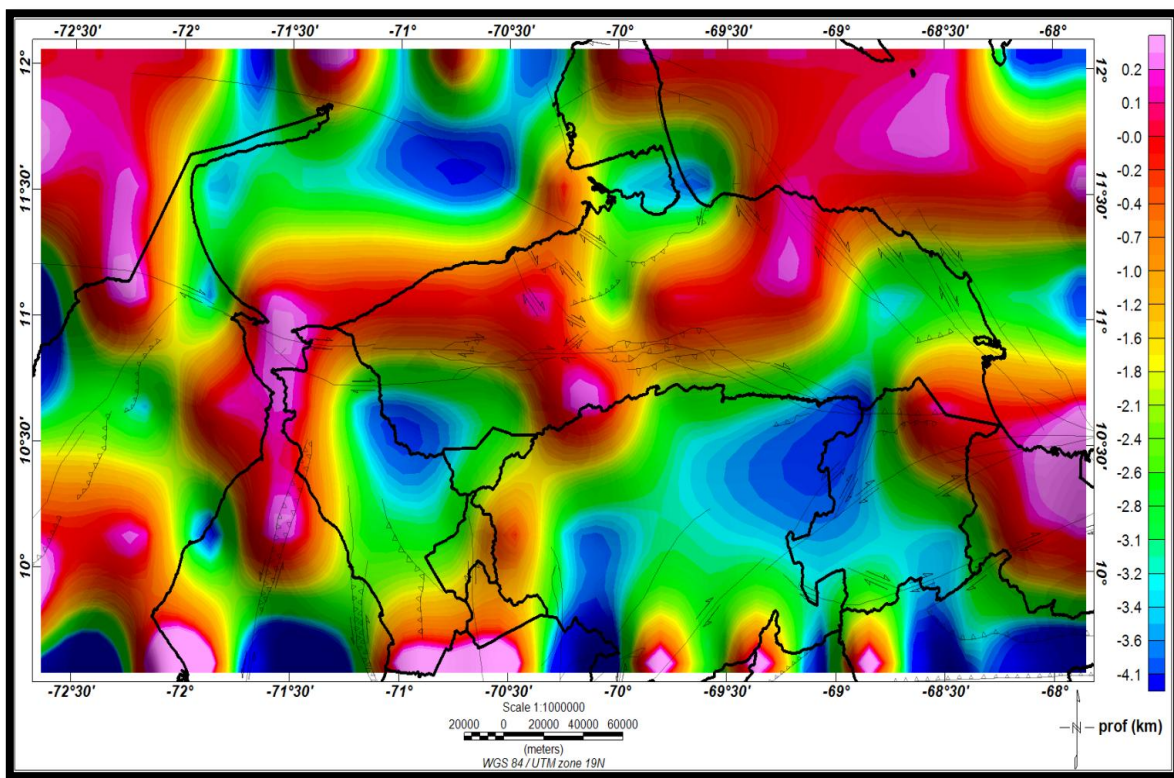


Figura 48. Mapa de interface somera. Base de datos satelital 2009.

5.6 Integración de superficies generadas

Para las superficies generadas en esta investigación, es importante resaltar que presentan un problema de interpolación en los bordes debido a que el algoritmo utilizado por el software carece de factores para una óptima interpolación en los bordes de los mismos.

Las superficies profundas generadas a través de las bases de datos mostraron semejanzas en las zonas donde se alcanzan los valores más altos de profundidad: el Surco de Urumaco al

centro norte del área en estudio, cuenca de La Vela al sur de la Península de Paraguaná, la zona de Capadare con extensión al este y al sur del mismo hacia el Golfo Triste, al sureste del área estudiada (hacia el área de las Napas de Lara), al suroeste de Falcón que se extiende hasta la cuenca de Maracaibo y por último la zona del Golfo de Venezuela al noroeste de las superficies generadas. Estas zonas en conjunto alcanzan una profundidad máxima de 14 km. En contraste a estas áreas locales, se encontraron zonas con profundidades someras de aproximadamente 10 km, como lo son la tendencia clara de rumbo NNE que va desde el estado Trujillo hasta el Mar Caribe bifurcándose al sur del surco de Urumaco donde se extiende con rumbo E-O hacia el bloque de Dabajuro. En el área de la Península de Paraguaná se observó un área somera en su centro y un área más profunda inmediatamente al sur, este cambio brusco de profundidades podría corroborar el corrimiento del macizo Pueblo Nuevo – San José de Cocodite sobre las rocas máficas del cerro Santa Ana como se observa en los modelos de Linares (2013). La profundidad máxima alcanzada por el área del Complejo Yumare es de aproximadamente 5 km con posible extensión en profundidad hacia el este.

Las superficies de profundidad media mostraron un comportamiento diverso de acuerdo a las profundidades alcanzadas. Si bien existe correspondencia en las áreas locales que alcanzan valores altos de profundidad, ambas superficies muestran tendencias diversas: la superficie media generada a través de datos satelitales muestra claramente las tendencias mencionadas en la superficie profunda, mientras que la superficie de profundidad media generada mediante datos aerotransportados, hacia el centro falconiano muestra una tendencia ENE que puede estar asociada al anticlinorio de Falcón. De igual manera, esta superficie muestra solapes en valores de profundidad con respecto a la superficie profunda de datos aerotransportados, esto posiblemente se deba a la complejidad geológica aunado al volumen de datos que forman parte de la base de datos aerotransportados. Los valores de profundidades más altos se ubicaron en las zonas de Capadare con extensión al este y hacia el sur con el Golfo Triste, el área de las Napas de Lara, el Surco de Urumaco y la ensenada de La Vela. En conjunto alcanza 8 km en promedio para esta superficie. Las zonas más someras con 3 km aproximadamente son el Complejo Yumare extendido al este y el área de la Península de Paraguaná.

A nivel de superficies someras, aparte de las generadas a través de las base de datos satelitales y aerotransportados, también se cuenta con el mapa de segunda derivada vertical magnética de Gulf Research y Development Company (1959). En conjunto, las superficies resaltan los contrastes magnéticos de longitudes de onda corta con respecto a las longitudes de onda larga como es el caso de la Península de Paraguaná al centro norte del área en estudio, donde aparte de observar superficies someras, también se identifican las longitudes de onda corta ($< \frac{1}{4}$ de grado), éstas se ubican sobre las unidades ígneo-metamórficas de Santa Ana, Pueblo Nuevo y El Amparo a su vez delimitadas al norte por las fallas de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito y por una tendencia E-O de longitud de onda larga ($> \frac{1}{4}$ de grado) que se ajusta a las fallas ya mencionadas. Esta tendencia encierra curvas de corta longitud de onda y de fuente magnética mayormente positiva que se extiende al oeste hacia el Golfo de Venezuela. El área del surco de Urumaco, al sur de la Península, alcanza en estas superficies una profundidad máxima de 5 km que a su vez forma parte de una tendencia NO-SE que abarca más de dos grados de longitud hacia el Golfo de Venezuela y esta tendencia se ajusta a la expresión de la falla de Cuiza. Paralelas a esta tendencia NO-SE, se cuenta con subalineaciones que encierran curvas de fuente magnética positivas y negativas respectivamente. Estas tendencias de longitud de onda larga también pueden ser observadas en las superficies de profundidad media y profunda, generadas a través de la base de datos satelitales.

Las curvas de isointensidad en el centro del estado Falcón presentan una tendencia ENE así como longitudes de onda largas con contrastes magnéticos bajos. Las profundidades someras que se observan pueden asociarse a la cuenca neógena salvo con cierres locales de curvas como se observa al noroeste del área de Yumare correspondiente a parte de la zona de la Ofiolita de Siquisique y que aflora en campo. El Complejo Yumare que alcanza 5 km de profundidad para estas superficies así como un alto contraste magnético hasta el Esquisto de Aroa, contrasta en profundidad hacia el ESE con el área donde se ubica la Formación Matatere mostrándose más somera y extendida en sentido suroeste. Desde el punto de vista tectónico, las superficies someras generadas, así como el mapa de segunda derivada vertical magnética no muestran una tendencia que se amolde a las fallas más representativas del área en estudio: el Sistema de Fallas Oblicuas de Falcón, la falla de Oca-Ancón, las fallas de Valera y Burro Negro. Por otro lado, al noroeste y norte de los mapas,

se observaron las longitudes de ondas largas y cortas respectivamente. Las tendencias de las longitudes de onda largas parecen estar dominadas por la expresión de la falla de Cuiza y de igual manera las fallas de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito se ajustan a la tendencia de una curva de larga longitud de onda que se extiende al oeste hacia el Golfo de Venezuela.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las contribuciones obtenidas a través de la descomposición espectral de los datos muestra la complejidad geológica de la zona en términos de longitudes de onda traducidas a superficies de distintos rangos de profundidades. Las superficies generadas a través de los datos satelitales muestran buena separación en los rangos de valores de profundidad, mientras que las superficies generadas a través de la base de datos aerotransportados, mostraron un solape en los valores de profundidad en diversas zonas debido posiblemente al balance entre la resolución espacial y la complejidad del área en estudio.

En términos magnéticos, las longitudes de onda así como el contraste magnético pueden asociarse a estructuras geológicas en el subsuelo y de profundidad predominantemente somera (≤ 5 km). Estas características ayudan a inferir acerca de su continuidad espacial así como posible contacto entre cuerpos geológicos de distintas génesis formacionales. De esta manera se pueden asociar los afloramientos de los cuerpos ígneo-metamórficos presentes en el área en estudio a altos contrastes magnéticos y de acuerdo a su longitud de onda, se infirió su continuidad espacial en profundidad.

De acuerdo a las longitudes de ondas y a las superficies generadas mediante las bases de datos, se interpretó el subsuelo del estado Falcón de acuerdo a las tendencias y profundidades calculadas. Las mayores profundidades alcanzadas se asocian a áreas locales como: El surco de Urumaco, la zona de Capadare con extensión al este y hacia el Golfo Triste, el área que comprende la ubicación de las Napas de Lara, el Golfo de Venezuela y la cuenca de La Vela. Por otro lado en las superficies generadas a través de la base de datos satelitales se obtuvieron tendencias de aproximadamente 10 km de profundidad máxima con una tendencia NE-SO desde el estado Trujillo hasta el Mar Caribe con una bifurcación al sur del surco de Urumaco con rumbo E-O paralelo al Golfo de Venezuela y que se ajusta al comportamiento del bloque de Dabajuro pero con ubicación relativa al oeste de su expresión superficial.

En las superficies generadas mediante los datos aerotransportados se observa mayor ajuste a las tendencias menos profundas como la tendencia ENE asociado al eje del anticlinorio de la cuenca de Falcón. En el Complejo Yumare se observa una profundidad constante de unos 5 km y con posible extensión hacia el este; al suroeste del mismo, se observó un contraste lateral de profundidades lo que podría asociarse a límite de la Formación Matatere. En términos de profundidad, las estructuras geológicas de la Península de Paraguaná se observan constantemente someras y en términos de longitudes de onda, con alto contraste magnético y de longitud de onda corta ($< \frac{1}{4}$ de grado). Una tendencia E-O y de longitud de onda larga ($> \frac{1}{4}$ de grado) se ubica al centro-norte de la Península sobre las fallas de Adicora – Pueblo Nuevo – El Hoyito extendiéndose al oeste hacia el Golfo de Venezuela con curvas de longitudes de onda corta y de fuente magnética mayormente positiva dentro de sus límites. Desde el surco de Urumaco en sentido NO-SE hacia el Golfo de Venezuela se identifican las longitudes de onda más largas y de contraste magnético moderado. Esta tendencia principal se ajusta a la expresión de la falla de Cuiza y cuenta con subalineaciones de que encierra valores de fuentes positivas y negativas respectivamente y que continúan en sentido sur hasta la expresión de la falla de Oca-Ancón.

Los cambios laterales de altos valores de profundidad en poca distancia pueden ser asociados a zonas de máximo estrés compresivo intracortical. El contraste de alto gradiente en profundidades al SO del área del Complejo Yumare en sentido SO-NE puede deberse al movimiento relativo de la placa caribeña con respecto a la placa suramericana; de igual manera se observó un comportamiento similar de contraste de alto gradiente asociado al área de la Península de Paraguaná y al sur de la misma, pudiendo inferirse una sobrecarga intracortical por el corrimiento que tiene lugar en la Península.

Para trabajos a futuro se recomienda realizar un estudio similar variando el tamaño de la ventana de los espectros de potencia de acuerdo a la resolución que se quiera obtener. De igual manera, estudiar a fondo el porqué del solape en superficies profundas de espectros de datos aerotransportados para el área en estudio comparados con ejemplos mundiales, buscándole la explicación y la aplicación óptima.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANSARI, A. Y K. ALAMDAR. (2009). Reduction to the Pole of Magnetic Anomalies Using Analytic Signal. *World Applied Sciences Journal*, 7(4): 405-409.
- AUDEMARD, F. (1993). *Néotectonique, sismotectonique, et aléa sismique du nord-ouest du Venezuela (système de failles d'Oca-Ancón)*. Ph.D. dissertation, Université Montpellier II, Montpellier, France. 369 p.
- AUDEMARD, F. (1995). *La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: Síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica*. IX Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas.
- AUDEMARD, F. y C. GIRALDO. (1997). *Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela septentrional*. Memorias del VIII Congreso Venezolano. Sociedad Venezolana de Geólogos, tomo 1, p. 101-108.
- AUDEMARD, F. (2001). Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcon Basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, 23: 431-453.
- AUDEMARD, F., G. ROMERO, H RENDON y V. CANO. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. *Earth Sciences Reviews*, 69: 181-223.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S. Y N. ORIHUELA. (2013). Curie point depth in Venezuela and Eastern Caribbean. *Tectonophysics*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.004>.
- BACHMAN, R (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg. Department of *Tectonophysics*. Disponible en: <http://www.geo.tu-freiberg.de/hydro/oberseminar/pdf/Raik%20Bachmann.pdf> [Consulta: 15 febrero 2014]
- BAQUERO, M., J. ACOSTA, E. KASSABJI, J. ZAMORA, J. SOUSA, J. RODRÍGUEZ, J. GROBAS, L. MELO y F. SCHNEIDER. (2009). Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: implications for oil generation. *Geological Society Special Publication*, 328(1): 587-612, Doi:10.1144/SP328.24
- BARANOV, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22: 359-383.

- BEZADA, M., M. SCHMITZ, M. JÁCOME, J. RODRÍGUEZ, F. AUDERMARD y C. IZARRA. (2008). Crustal structure in the Falcon Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 827: 1-10
- BOESI, T. Y D. GODDARD. (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela. K. T. Biddle, AAPG. 52: 303 – 319.
- BHATTACHARYYA, B. (1966). Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31: 97-121.
- BLAKELY, R. (1996). Inverse Method. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, p. 214-257.
- DEMETS, C., R. GORDON, D. ARGUS y S. STEIN. (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101: 425–478.
- DOBRIN, M. y C. SAVIT. (1988). *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill Book Co. p.867
- DUERTO, L., A. ESCALONA y P. MANN. (2006). Deep structure of the Merida Andes and Sierra de Perija mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90: 505–528.
- DUNCAN, R., y R. HARGRAVES. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, in W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoir*, p. 81-93.
- ELKINS, T. A. (1951). The second derivative method of gravity interpretation: *Geophysics*. 16: 29-50.
- ESCALONA, A. Y P. MANN. (2006). Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data. *A.A.P.G. Bull.* 90: 581-623
- EVJEN, H. M., (1936). The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics* 1: 127-36.
- GETECH GROUP (2007). Local wavenumber or Source Parameter Imaging (SPI™). *Advanced Processing and Interpretation of Gravity and Magnetic Data* [en línea]. Disponible en: http://www.getech.com/services/advanced_processing_and_interpretation.pdf
[Consulta: 21 mayo 2014]
- GEOISOFT INC (2007) Oasis Montaj. En <http://www.geosoft.com/products/oasis-montaj>
- GEOTERREX. (1981). Aeromagnetic Survey 1981-1982. Contrac car-62, Massy, France.

- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE y X. PICARD. (1980). Cuenca Petrolífera de Falcón. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones FONINVES, tomo I, Caracas, p. 987-999.
- GORNEY, D., A. ESCALONA, P. MANN, M. MAGNANI y THE BOLIVAR STUDYGROUP (2007). Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *AAPG Bulletin*, 91(5): 653-684.
- GRANDE, S. (2013). Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela. Tesis de Maestría, Esc. de Geología, Minas y Geofísica, UCV.
- GRIPP, A. y R. GORDON. (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the Nuvel-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* 17(8): doi: 10.1029/90GL00999. issn: 0094-8276 121
- GULF RESEARCH Y DEVELOPMENT COMPANY. (1959). Second vertical derivatives of total magnetic intensity northwestern Venezuela (Reproducido en *Geos* 40: 107 + mapa a escala 1:500.000 en carpeta 96 de DVD, 2010).
- GUNN, P. (1997). Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 17(2): 105-113
- HANSEN, R. y M. SIMMONDS. (1993). Multiple-source Werner deconvolution. *Geophysics*, 58: 1792-1800.
- HARGRAVES, R., y C. SKERLEC. (1980). Paleomagnetism of some Cretaceous-Tertiary igneous rocks on Venezuelan offshore islands, Netherland Antilles, Trinidad, and Tobago, *9th Caribbean Geological Conference*, p. 509-517: Santa Domingo, Dominican Republic
- HARTMAN, R., D. TESKEY y J. FRIEDBERG. (1971). A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36: 891-918.
- HENDERSON, R. G., y L. ZIETZ. (1949). The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics* 14, 508-16.
- JACOBY, W. y P. SMILDE. (2009). Gravity Interpretation. *Germany Springer, 2009*.
- JAMES, K. (2000). The Venezuelan hydrocarbon habitat: Part 2. Hydrocarbon occurrences and generated-accumulated volumes. *Journal of Petroleum Geology*, 23: 133-164.
- KELLOGG, J. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. In W. Bonini, R. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean-*

- South American plate boundary and regional tectonics: *Geological Society of America Memoir*, 162: 239–261.
- LINARES, F., (2013). *Generación Del Mapa De Basamento De La Cuenca De Falcón, A Partir De Datos Gravimétricos Y Magnéticos Satelitales*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, 140p.
- MACELLARI, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. En: Tankard A. J, R. Suárez S. y Welsink H.J., *Petroleum basins of South América: AAPG Memoir*, 62: 757-780.
- MARESCH, W., A. B. STÖCKHERT, C. BAUMANN, R. KAISER, G. KLUGE, M. KÜCKHANS-LÜDER, S. BRIX y S. THOMSON. (2000). Crustal history and plate tectonic development in the Southern Caribbean, in H. Miller, and F. Hervé, eds., Geoscientific Cooperation with Latin America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro 2000: *Zeitschrift für angewandte Geologie Sonderheft* 1, p. 283-290.
- MAUS, S., U. BARCKHAUSEN, H. BERKENBOSCH, N. BOURNAS, J. BROZENA, V. CHILDERS, F. DOSTALER, J. FAIRHEAD, C. FINN, R. VON FRESE, C. GAINA, S. GOLYNSKY, R. KUCKS, H. LÜHR, P. MILLIGAN, S. MOGREN, R. MÜLLER, O. OLESE, M. PILKINGTON, R. SALTUS, B. SCHRECKENBERGER, E. THÉBAULT y F. CARATORI.(2009). EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic AnomalyGrid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements.*Journal of Geophysical Research*, Estados Unidos. 10(8); DOI: 10.1029/2009GC002471, 30 p.
- MENDI, D. y RODRIGUEZ, E. (2005). Integración geológica de la Península de Paraguaná. Universidad Central de Venezuela. Trabajo especial de grado. Caracas, 184 p.
- MESCHEDE, M. y W. FRISCH. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate.*Tectonophysics* 296: 269-291.
- MISHRA, D. y P. NAIDU. (1974). Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 33: 345-353.
- MONTGOMERY, H., E. A. PESSAGNO, J. F. LEWIS, y J. SCHELLEKENS, (1994). Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13: 725-732.
- MUESSIG, K. (1978). The central Falcon igneous suite, Venezuela: Alkaline basalt intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 52(2): 261-266.
- MUESSIG, K. (1984). Structure and cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela and adjacent areas. *GSA Memoir*, 162: 217-230.

- NABIGHIAN, M. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37: 507-517.
- NABIGHIAN, M. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics*, 49: 780-786.
- OSTOS, M. (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Caribe del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): 1-294
- PÉREZ, O., R. BILHAM, R. BENDICK, J. VELANDIA, N. HERNÁNDEZ, C. MONCAYO, M. HOYER y M. KOZUCH. (2001). Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of the Caribbean/South American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, 28: 2987-2990.
- PINDELL, J. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: *Caribbean Geology: An Introduction* (Eds. Donovan, S.; Jackson, T.) U.W.I. Publishers' Association, Kingston, Jamaica, p. 13-39.
- PINDELL, J. y S. BARRETT. (1990). *Geological Evolution of the Caribbean Region; a plate tectonic perspective*. En Dengo, G y Case, J. E. eds., *The Geology of North America*, v.H: The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- PINDELL, J., R. HIGGS y J. DEWEY. (1998) Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic reconstruction and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in J. Pindell and C. Drake, eds., *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America*. *SEPM Special Publication* (58): 45-85.
- PINDELL, J. y L. KENNAN. (2001). *Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean*. Disponible en:
http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001_Pindell_Kennan_Kinematic_Evolution_Caribbean.pdf [Consulta: 15 febrero 2014]
- PORRAS, L. (2000). *Evolución tectónica y estilos estructurales de la region costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire*. PDVSA, Caracas. VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- REID, A., J. ALLSOP, H. GRANSER, A. MILLETT y I. SOMERTON. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1): 80-91.

- ROEST, W., J. VERHOEF y M. PILKINGTON. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57: 116-125.
- ROURE, F., B. COLLETTA; B. DE TONI, D. LOUREIRO, H. PASSALACQUA e Y. GOU. (1997). Within-plate deformations in the Maracaibo and East Zulia basins, western Venezuela. *Marine and Petroleum Geology* (14)2: 139-163
- SALEM, A. y R. SMITH. (2005). Depth and structural index from normalized local wave number of 2D magnetic anomalies, *Geophysical Prospecting*, 53: 83-89.
- SHERIFF, R. (1991). Encyclopedic Dictionary of Exploración Geophysics. Society of Exploration Geophysicists.
- SMITH, R., J. THURSTON, T. DAI e I. MACLEOD. (1998). iSPI™- the improved source parameter imaging method. *Geophysical Prospecting*, 46: 141-151.
- SPECTOR, A. y F. GRANT. (1970). Statistical models for interpreting aero-magnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- STANEK, K., J. COBIELLA, W. MARESCH, G. MILLAN, F. GRAFE y C. GREVEL. (2000). Geological development of Cuba, in H. Miller, and F. Hervé, eds., Geoscientific Cooperation with Latin America: *Zeitschrift für angewandte Geologie, Sonderheft 1: 59 - 266*.
- STEPHAN, J. (1985). *Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Évolution géodynamique: Géodynamique des Caraïbes*. Symposium: Paris, Éditions Technip. p. 505–529.
- STEPHAN, J., B. MERCIER DE LEPINAY, E. CALAIS, M. TARDY, C. BECK, J.C. CARFANTAN, J.L. OLIVET, J.M. VILA, P. BOUYASSE, A. MAUFFRET, J. BOURGOIS, J.M. THERY, J. TOURNON, R. BLANCHET y J. DERCOURT. (1990). *Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present*. Bull. Soc. Ge´ol. Fr. 8 (6): 915–919.
- SURIÑACH, E., L. FLORES-MÁRQUEZ Y R. CHÁVEZ. (2006). Inversión numérica 3D de datos gravimétricos procedentes de campañas marinas y de satélite. Aplicación a un área antártica. *Física de la Tierra*, 18: 205-277.
- TABOADA, A., L. RIVERA, A. FUENZALIDA, A. CISTERNAS, H. PHILIP, H. BIJWAARD, J. OLAYA Y C. RIVERA. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19: 787– 813.
- THOMPSON, DT. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1): 31-37.

- THURSTON, J. Y R. SMITH. (1997). Automatic conversión of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI™ method. *Geophysics*, 62(3): 807-813.
- URBANI, F., S. GRANDE, M. BAQUERO, F. LOZANO, A. MUSARI, D. MENDI, J. WRIGHT, N. ORIHUELA Y J. CAVADA. (2014). Petrología de las unidades metamórficas de la región de Yumare, estados Yaracuy y Falcón, Venezuela. Ediciones Fac. Ingeniería, UCV. Libro especial del proyecto GEODINOS. En prensa.
- VAN DER HILST, R. Y P. MANN. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22: 451–454.
- WERNER, S. (1953). Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. Sveriges Geologiska Undersok., *Arsbok*, 43(6), series C, no 508.
- WHEELER, C. (1959). Geology of south central Falcón and northwestern Lara and the regional stratigraphy and oil possibilities of Oligocene and lower Miocene sediments in the Falcón Basin. CONFIDENCIAL.
- WHEELER, C. (1963). Oligocene and Lower Miocene Stratigraphy of Western and Northeastern Falcón Basin, Venezuela. *Bull. AAPG*, 47 (1): 35-68 129