

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA MEDIANTE LA INTEGRACIÓN DE
INFORMACIÓN GEOFÍSICA DEL SECTOR MANTECAL-LA
ESTACADA, ESTADO APURE.**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela por el
Br. Martínez Mendoza, Yuniev S.
para optar por el título de Ingeniero Geofísico.

Caracas; febrero de 2012

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA MEDIANTE LA INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN GEOFÍSICA DEL SECTOR MANTECAL-LA ESTACADA, ESTADO APURE.

Tutor Académico: Núris Orihuela

Tutor Industrial: Jimmy Regalado

Trabajo Especial de Grado

Presentado ante la ilustre

Universidad Central de Venezuela por el

Br. Martínez Mendoza, Yuniev S.

para optar por el título de Ingeniero Geofísico

Caracas; febrero de 2012

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 Yuniev S. Martínez M., titulado:

**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA MEDIANTE LA INTEGRACIÓN DE
INFORMACIÓN GEOFÍSICA DEL SECTOR MANTECAL-LA ESTACADA, ESTADO
APURE.”**

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. Michael Schmitz
Jurado

Prof. Yaneth Garzón
Jurado

Prof. Nuris Orihuela.
Tutor Académico

DEDICATORIA

*A Dios,
A mi Madre,
A mi Padre,
Mis Hermanas
de los muchos pilares
que hacen posibles mis sueños.
Y.M.*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, es el apoyo que esta donde lo necesitas, no necesitas llamarlo, espiritualmente te llena y te da ese empuje que un humano no puede dar.

A mi madre, las palabras jamás podrán describir lo que se merece el ser más importante en mi vida, a quien le debo desde la vida hasta lo vivido, no solo este trabajo, todo mi crecimiento, todas mis ganas, todo el corazón con el que hago lo que quiero hacer lo sembró y lo rego ella, lo hizo crecer y estar allí por ella y para ella, gracias es poco, mi vida entera para ti.

“La casa que vence las sombras”, y las seguirá venciendo, la casa de muchos, iluminando las mentes de las personas que darán empuje a un país, personas que harán que el mundo se siga moviendo alimentando cada vez más las herencias de crecimiento que una universidad como La Universidad Central de Venezuela puede dar.

A la Profesora Núris Orihuela, otro agradecimiento que se queda pequeño entre tantas grandezas, ¿por dónde empezar?, este trabajo por completo se lo debo a Ud., el apoyo preciso, las palabras de aliento, la calma que inspira que ayudó a concluir con éxito esta labor. A Ud. gracias especiales.

A mi padre, apoyo especial, tan ausente como presente, siempre en mi corazón y en mi espíritu, mucho te debo a ti padre, parezco ser una copia tuya, te quiero y este trabajo también es en tu honor, por tu apoyo, por tu correcta orientación, tus consejos siempre acertados, gracias es poco.

Mis hermanas, cuantas palabras pudiera decir de esas tres personas que tanto quiero, las vivencias, igualmente el apoyo incondicional, siempre han estado allí, y siempre estaré allí para ustedes, las quiero como a nadie.

A la gente de la “Bielo”, a la gente de PDVSA, Ing. Pedro Rivera, Ing. Emir Marín, por dar esa oportunidad de manera desinteresada, por el apoyo en los momentos chiquitos, gesto de grandeza y entereza, un aplauso a su labor. Al Ing. Jimmy Regalado, el por el apoyo comprensivo, por mantener los pies sobre la tierra a la hora de afrontar un trabajo como este, por las palabras claves que solo puede dar la experiencia. Gracias.

Cuántas personas contribuyeron en este trabajo. Quienes de otro nivel apoyaron con su visión, Mariano Arnaiz, el consejo en el momento y el lugar preciso, gran apoyo que empujó el arranque, admirable. Yaneth Garzón, una mano que estuvo dispuesta cuando hizo falta. Yaraixa Pérez, especial agradecimiento a una persona que sabe sacar lo mejor de uno, por el apoyo, por las ganas que inspira, gracias. Profesor Michael Schmitz, la experiencia y el ojo crítico que enseña al que quiere aprender con la disposición siempre encendida. Profesor Jesús Gonzales, Profesor José Cavada, Profesora Adriana Gonzales, de cada uno se obtiene lo que nutre el conocimiento, la orientación, la experiencia.

Los compañeros, difícil empezar, ucevistas y no ucevistas, Manuel Medina, apoyo clave, siempre una palabra de aliento y una mano amiga, Luis Sierralta “El Musiquito”, siempre en el momento indicado, Carolina “Corola” Ramírez, Verónica “Veris” Torres, Derik Peralta, Angelvis Tovar “El Negro”, cuántas vivencias hermano, Cesar Yépez, ni hablar mi pana, Mauro Cassalena “Amigo”, Jesús Pérez “El Niño Jesús”, Abraham Balaguera “Nano”, esa ayuda desinteresada inolvidable, Diego Moreno, Anne Duarte, Laura Gonzales, Said Roa, Carlos Contreras “Bombillo”, José Abraham Sánchez, María “Piojita” Natale, lo vivido contigo, especial el calor, el apoyo mutuo, la sonrisa precisa, y a quien se me escape, están en mi corazón, el apoyo completo durante este proyecto, durante parte de mi vida, mil gracias son pocas, como hermanos que nacen un día ya grandes.

Yuniev S. Martínez Mendoza

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA POR MEDIO DE LA INTEGRACIÓN DE
INFORMACIÓN GEOFÍSICA DEL SECTOR MANTECAL-LA ESTACADA, ESTADO
APURE.**

Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela. Tutor Industrial: Ing. Jimmy Regalado. Trabajo Especial de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas.

Palabras Clave: Geofísica-Modelaje, Gravimetría-Método. Sub-cuenca de Apure. Apure-Graben.

Resumen: Sobre el lado oriental de la sub-cuenca de Apure se han planteado diferentes configuraciones geológicas para las estructuras del subsuelo, sin embargo, son escasos los estudios que alcanzan a cubrir la zona. Hacia el lado occidental de la cuenca, el alto potencial petrolífero ha impulsado diferentes estudios geológicos y geofísicos que llegan a cubrir el área de estudio. Las nuevas herramientas geofísicas que estudian los campos potenciales con fines geológicos son de alto alcance y de bajo impacto económico y ambiental para el estudio exploratorio de territorios con carencia de los mismos. Durante el año 2010, se realizó la adquisición del proyecto Mantecal 07G2D3C, en el sector Mantecal-La Estacada ejecutado por la empresa Sísmica Bielovenzolana en asociación de PDVSA Servicios Exploratorios, División Oriente, el cual comprende la adquisición de sísmica de reflexión, datos gravimétricos y datos magnéticos. La integración de los productos obtenidos, sumado al uso de los datos gravimétricos satelitales con los que se cuenta en la actualidad, ayudaron a la descripción geológica, la cual resaltó la existencia de complejas estructuras geológicas y sobre estas secuencias de edades del Paleozoico Superior y formaciones de edad Triásicas-Jurásicas. A partir información geofísica integrada se observan marcados cambios de los dominios que pudieran ser atribuidos a un contacto entre Cámbrico-Ordovícico y Precámbrico.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del Problema	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo General:.....	3
1.3. Justificación.....	3
1. 4. Localización del Área de Estudio	4

CAPITULO II

MARCO GEOLOGICO	6
2.1. Cuenca Barinas Apure	6
2.1.1. Aspectos Generales	6
2.1.2. Evolución geodinámica de la Cuenca Barinas-Apure.	8
2.1.3. Estratigrafía de la Cuenca Barinas-Apure	10
2.2. Arco de El Baúl.	14
2.2.1. Orientación del Arco de El Baúl	14
2.2.2. Evolución Tectónica del Arco del Baúl:.....	15
2.3. Basamento.....	16

CAPITULO III

MARCO TEÓRICO	19
3.1. Exploración Sísmica.....	19
3.1.2 Interpretación Sísmica 2D	19
3.1.3 Conversión tiempo-profundidad	20
3.2. Método Magnético.....	22
3.2.1. Introducción	22
3.2.2. Fuerza Magnética:.....	23
3.2.3. Campo Geomagnético:	23
3.2.4. Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre.....	25
3.2.5. Susceptibilidad Magnética	26
3.3. Métodos Gravimétricos	27
3.3.1. Campo Gravitacional Terrestre	27
3.3.2. Medidas de Gravedad.....	27
3.3.3. Correcciones de los Datos Gravimétricos	28
3.3.4. Anomalías Gravimétricas	31
3.4 Interpretación de Datos Gravimétricos y Magnéticos.	32
3.4.1 Análisis Espectral	32
3.4.2 Separación de efectos Residuales y Regionales.....	32
3.4.3 Deconvolución de Euler.....	33

CAPITULO IV

METODOLOGIA -----	35
4.1 Primera Etapa: Recopilación de la Información-----	37
4.1.1. Recopilación de información sobre estudios previos-----	37
4.1.2. Recopilación de datos-----	37
4.2. Procesamiento de Datos Gravimétricos y Magnéticos -----	40
4.2.1. Procesamiento de datos gravimétricos del Proyecto Mantecal, evaluación estadística y Mapas de Anomalías generados. -----	40
4.2.2. Procesamiento de datos Gravimétricos Satelitales, evaluación estadística, geoestadística y Mapas de Anomalías generados. -----	49
4.2.3. Procesamiento de datos Magnéticos del Proyecto Mantecal 07G2D3C, evaluación estadística, geoestadística y Mapas de Anomalías generados. -----	55
4.2.4. Datos de Anomalías Magnéticas provenientes de las Cartas Magnéticas Venezolanas, evaluación estadística, geoestadística y Mapa de Anomalías generado. -----	58
4.3. Realce y Filtrado de la Información. -----	62
4.3.1. Análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos y estimación de la profundidad de las diferentes fuentes de anomalía-----	62
4.3.2. Mapas provenientes del filtrado de las Anomalías de Bouguer y Anomalías Magnéticas. -----	63
4.3.3. Estimación de la profundidad del Basamento por medio del método de Deconvolución de Euler-----	68
4.3.4. Relación de cobertura espacial entre los mapas de datos gravimétricos y magnéticos provenientes del proyecto Mantecal, datos gravimétricos satelitales y Anomalía magnéticas de las cartas magnéticas venezolanas.-----	72

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS -----	87
5.1. Método Gravimétrico -----	87
5.1.1. Datos Gravimétricos Proyecto Mantecal 07G2D3C-----	87
5.1.2. Datos Gravimétricos Satelitales. -----	92
5.2. Método Magnético. -----	97
5.2.1. Datos de Anomalías Magnéticas del Proyecto Mantecal 07G2D3C. -----	97
5.1.4. Datos de Anomalías Magnéticas provenientes de las Cartas Magnéticas Venezolanas. -----	102
5.3. Método Sísmico. -----	106

CAPITULO VI

INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS -----	110
6.1. Integración de la Información.-----	110

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES -----	121
BIBLIOGRAFIA -----	123

ÍNDICE DE FIGURAS

	<i>Página</i>
Figura 1.1. Mapa de Ubicación del Cuenca Barinas-Apure y sus campos Petroleros.	1
Figura 1.2. Mapa de Ubicación del Área de Estudio.	5
Figura 2.1. Terrenos Alóctonos del norte de Sur-América.....	6
Figura 2.2. Ubicación geográfica del Graben Apure-Mantecal.....	7
Figura 2.3. Sedimentación de Venezuela Occidental durante el oligoceno.....	8
Figura 2.4. Orientación actual del Arco de El Baúl.....	15
Figura 2.5. Mapa Generalizado del Basamento.....	17
Figura 2.6. Dominio de basamentos.....	18
Figura 3.1. Campo Magnético Terrestre como Dipolo Magnético.....	24
Figura 3. 2. Componentes del campo Magnético.....	24
Figura 3.3. Ilustración de una estación ordinaria sobre un terreno de topografía irregular.....	31
Figura 4.1. Diagrama de flujo de sobre la metodología etapas 1 y 2.....	35
Figura 4.2. Diagrama de flujo de sobre la metodología etapas3 y 4.....	36
Figura 4.3. Histograma de frecuencia de anomalías de Bouguer para la densidad de reducción de 2,25g/cm3.....	44
Figura 4.4. Histogramas de frecuencia de datos de anomalías de Bouguer divididos en grupos 1 y 2.....	45
Figura 4.5. Ubicación relativa de las estaciones medidas de anomalía de Bouguer de acuerdo a su grupo.....	46
Figura 4.6. Diagrama de caja-Bigote de los valores de anomalía de Bouguer.....	47
Figura 4.7. Distribución espacial de estaciones de acuerdo a la obtenida en el diagrama de caja-bigote.....	47
Figura 4.8. Variograma obtenido de los datos de anomalía de Bouguer (2,25 g/cm3) del Proyecto Mantecal.....	48
Figura 4.9. Histograma de frecuencia de anomalía de Bouguer (2,25g/cm3) de los datos satelitales.....	51
Figura 4.10. Diagrama de caja-bigote para los valores de anomalía de Bouguer de datos satelitales.....	52
Figura 4.11. Distribución espacial de estaciones de acuerdo a la obtenida en el diagrama de caja-bigote.....	53
Figura 4.12. Variograma obtenido de los datos de anomalía de Bouguer.....	54
Figura 4.13. Histograma de frecuencia de los valores de anomalía magnética del Proyecto Mantecal.....	56
Figura 4.14. Diagrama de caja-bigote de la anomalía magnética del proyecto Mantecal.....	56
Figura 4.15. Distribución espacial de estaciones de acuerdo a la obtenida en el diagrama de caja-bigote.....	57
Figura 4.16 Variograma obtenido de los datos de anomalía magnética proyecto Mantecal.....	57
Figura 4.17. Histograma de frecuencia de los valores de anomalía de las cartas magnéticas venezolanas (1983).	59
Figura 4.18. Diagrama de caja-bigote de la anomalía de las cartas magnéticas venezolanas (1983).	60
Figura 4.19. Diagrama de caja-bigote de la anomalía de las cartas magnéticas venezolanas (1983).	60
Figura 4.20. Variograma obtenido de los datos de anomalía provenientes de las cartas magnéticas venezolanas.....	61
Figura 4. 21. Profundidad estimada por Deconvolución de Euler 3D de los datos de Anomalía de Bouguer.....	70
Figura 4. 22 Profundidad estimada por deconvolución de Euler 3D de los datos de anomalía magnética.....	71
Figura 4.23. Mapa de la zona de Apure, Mantecal, mostrando las estaciones graviméricas y magnéticas tomadas. ...	73
Figura 4.24. Mapa de anomalía de Bouguer, mostrando la ubicación y orientación de las Fallas de Mantecal.....	74
Figura 4.25. Mapa mostrando la orientación y ubicación aproximada del límite de basamento.....	75
Figura 4. 26. Ubicación relativa de las líneas sísmicas utilizadas para el proyecto.....	77
Figura 4.27. Vista 3D de la sísmica de diferentes proyectos.....	78
Figura 4.28. Información sísmica con las interpretaciones realizadas por el grupo PDVSA.....	79
Figura 4.29. Pozo APU-3X, con la descripción litológica de las interfaces identificadas.....	80
Figura 4.30. Líneas sísmicas Mant-06 y Mant-33, mostrando las interpretaciones sísmicas obtenidas.....	81
Figura 4.31. Líneas sísmicas Mant-19 y APU82A-E.....	82
Figura 4.32. Líneas sísmicas cargadas con los horizontes interpretados y las fallas interpretadas.....	82
Figura 4.33. Cálculo de varianza aplicado a las líneas sísmicas con fallas interpretadas.....	83
Figura 4.34. Cálculo de varianza aplicado a las líneas sísmicas Mant-06 y APU82A-E.....	83
Figura 4.35. Línea sísmica Mant-06 mostrando la rolongación del tope de la Formación Parángula.....	84
Figura 4.36. Líneas sísmicas Man-19 mostrando la prolongación del tope del Oligoceno.....	85
Figura 4.37. Interpretación sísmica realizada sobre la línea Man-19.....	86
Figura 4.38. Interpretación sísmica realizada sobre la línea Man-06.....	86
Figura 5.1. Mapa de anomalías de Bouguer del Proyecto Mantecal 07G2D3C.....	87
Figura 5.2. Espectro de poder promediado, datos de anomalía de Bouguer del Proyecto Mantecal.....	88

Figura 5.3. Interpretación del espectro de poder de los datos gravimétricos del proyecto Mantecal.	89
Figura 5.4. Mapas de (A) primera derivada vertical y (B) segunda derivada vertical de anomalías de Bouguer.	90
Figura 5.5. Mapas de anomalías de Bouguer del proyecto Mantecal filtrados por coseno direccional	91
Figura 5.6. Mapas de anomalía residual (A) y regional (B) de los datos de anomalía de Bouguer del Proyecto Mantecal, obtenidos a partir del filtrado de diferentes longitudes de onda.	91
Figura 5.7. Mapa de anomalías de Bouguer ($2,25 \text{ g/cm}^3$) de la base de datos gravimétricos satelitales.	92
Figura 5.8. Espectro de poder promediado radialmente, datos de anomalía de Bouguer satelitales.	94
Figura 5.9. Análisis del espectro de poder de los datos de Anomalía de Bouguer Satelitales.	94
Figura 5.10. Mapas de (A) Primera derivada vertical y (B) Segunda derivada vertical de anomalías de Bouguer.	95
Figura 5.11. Mapas de anomalías de Bouguer, filtrados por coseno direccional.....	96
Figura 5.12. Mapas de anomalía residual (A) y regional (B) de anomalía de Bouguer satelitales.	96
Figura 5.13. Mapa de anomalías magnéticas del proyecto Mantecal 07G2D3C.	97
Figura 5.14. Espectro de poder promediado radialmente de los datos de anomalía magnética terrestre.....	98
Figura 5.15. Análisis del espectro de poder de los datos de anomalía magnética terrestre del Proyecto Mantecal.	99
Figura 5.16. Mapas de (A) Primera derivada vertical y (B) Segunda derivada vertical de anomalías magnéticas. ...	100
Figura 5.17. Mapas de anomalía residual (A) y regional (B)	101
Figura 5.20. Análisis del espectro de poder promediado radialmente de los datos de anomalía de magnética.	104
Figura 5.21. Mapas de (A) Primera derivada vertical y (B) Segunda derivada vertical de anomalías magnéticas. ...	105
Figura 5.22. Mapas de Anomalía Residual (A) y Regional (B) de los datos de Anomalía Magnética.....	106
Figura 5.23. Línea sísmica Mant-19, mostrando los niveles superiores interpretados y las fallas relacionadas.....	107
Figura 5.24. Línea sísmica Mant-19, mostrando el límite inferior de la zona mencionada de atenuación.	108
Figura 5.25. Línea sísmica Mant-19, mostrando el tope asociado a terreno Cámbrico-Ordovícico en naranja.	109
Figura 5.26. Línea sísmica Mant-06, el tope asociado al basamento Cámbrico-Ordovícico en naranja.	109
Figura 6.1. Ubicación del perfil principal realizado para describir la geología del subsuelo de la zona de estudio. ...	111
Figura 6.2. Ubicación de las líneas sísmicas y pozos Ticoporo-1 y APU - 1, 2 y 3.	112
Figura 6.3. Vista comparativa de los resultados obtenidos del método de deconvolución de Euler	115
Figura 6.4. Modelo generado para el perfil A- A' describiendo la geología de la zona de estudio.	116
Figura 6.5. Perfil A-A' mostrando el bloque interpretado como aislado.....	118
Figura 6.6. Modelo sobre el perfil A-A' mostrando lo que podrían representar una depositación Pre-Rift.	119
Apéndice A.1. Malla usada por el programa <i>Oasis</i> para la corrección topográfica.....	128
Apéndice A.2. Atracción gravitatoria de un prisma rectangular recto.....	129
Apéndice A.3. Atracción gravitatoria de un prisma.	129
Apéndice A.4. Atracción gravitatoria de un anillo seccional.	130
Apéndice A.5. Perfil Geológico B-B'.	131
Apéndice A.6. Perfil geológico sobre la línea Mant-06.....	132
Apéndice A.7. Perfil Geológico sobre la línea Mant-13.....	133
Apéndice A.8. Perfil Geológico sobre la línea Mant-19.....	134
Apéndice A.9. Perfil Geológico sobre la línea Mant-33.....	135
Apéndice A. 10. Perfil Geológico sobre la línea APU82A-E.....	136

ÍNDICE DE TABLAS

	<i>Página</i>
Tabla 1. Datos de registros de control de profundidad de basamento.	39
Tabla 2. Estadísticos descriptivos de la anomalía de Bouguer de los datos del Proyecto Mantecal 07G2D3C.	43
Tabla 3. Estadísticos descriptivos del grupo 1 de los datos de anomalía de Bouguer	45
Tabla 4. Estadísticos descriptivos del grupo 2 de los datos de anomalía de Bouguer.	45
Tabla 5. Estadísticos descriptivos de los datos gravimétricos satelitales.	51
Tabla 6. Estadísticos descriptivos de los datos de anomalía magnética del proyecto Mantecal.	55
Tabla 7. Estadísticos descriptivos de los datos de anomalía de las cartas magnéticas venezolanas (1983).	58
Tabla 8. Profundidad estimada del análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer del proyecto Mantecal. ..	89
Tabla 9. Profundidad estimada del análisis del espectral de la anomalía de Bouguer de los datos satelitales.	95
Tabla 10. Profundidades estimadas a partir del análisis espectral de anomalía magnética del proyecto Mantecal.	99
Tabla 11. Profundidades estimadas a partir del análisis espectral datos de anomalía magnética.	104
Tabla 12. Densidades utilizadas para el modelado gravimétrico.	113

LISTA DE APÉNDICES

Página

APÉNDICE A. Método para la corrección topográfica utilizado por el programa OASIS montaj v.7.0.1.....	128
APÉNDICE B. Perfil Geológico B-B'.....	131
APÉNDICE C. Perfil geológico sobre la línea Mant-06.....	132
APÉNDICE D. Perfil Geológico sobre la línea Mant-13.....	133
APÉNDICE E. Perfil Geológico sobre la línea Mant-19.....	134
APÉNDICE F. Perfil Geológico sobre la línea Mant-33.....	135
APÉNDICE G. Perfil Geológico sobre la línea APU82A-E.....	136
APÉNDICE H. Interpretación realizada sobre la línea sísmica Mant-06.....	137
APÉNDICE I. Interpretación realizada sobre la línea sísmica Mant-13.....	138
APÉNDICE J. Interpretación realizada sobre la línea sísmica Mant-33.....	139

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

La Subcuenca de Apure se encuentra localizada en el estado del mismo nombre, formando parte de la Cuenca Barinas-Apure, con rasgos coincidentes entre ella y la subcuenca de Barinas. Mediante este estudio se pretende aportar nueva información sobre los rasgos estructurales y estratigráficos presentes en el subsuelo de la zona central del estado Apure, en el sector Mantecal-La Estacada.

La cuenca Barinas-Apure es conocida por su potencial como receptora de hidrocarburos. En la zona Central del Estado Barinas se encuentran en producción los campos San Silvestre y Sinco, entre otros, que producen crudos pesados y medianos de la formación Gobernador del Eoceno, y Medianos de la Formación Escandalosa del Cretácico. En la subcuenca de Apure, se encuentran los campos Guafita y La Victoria, al oeste del Estado Apure, productores de crudo liviano (Ver figura 1.1).

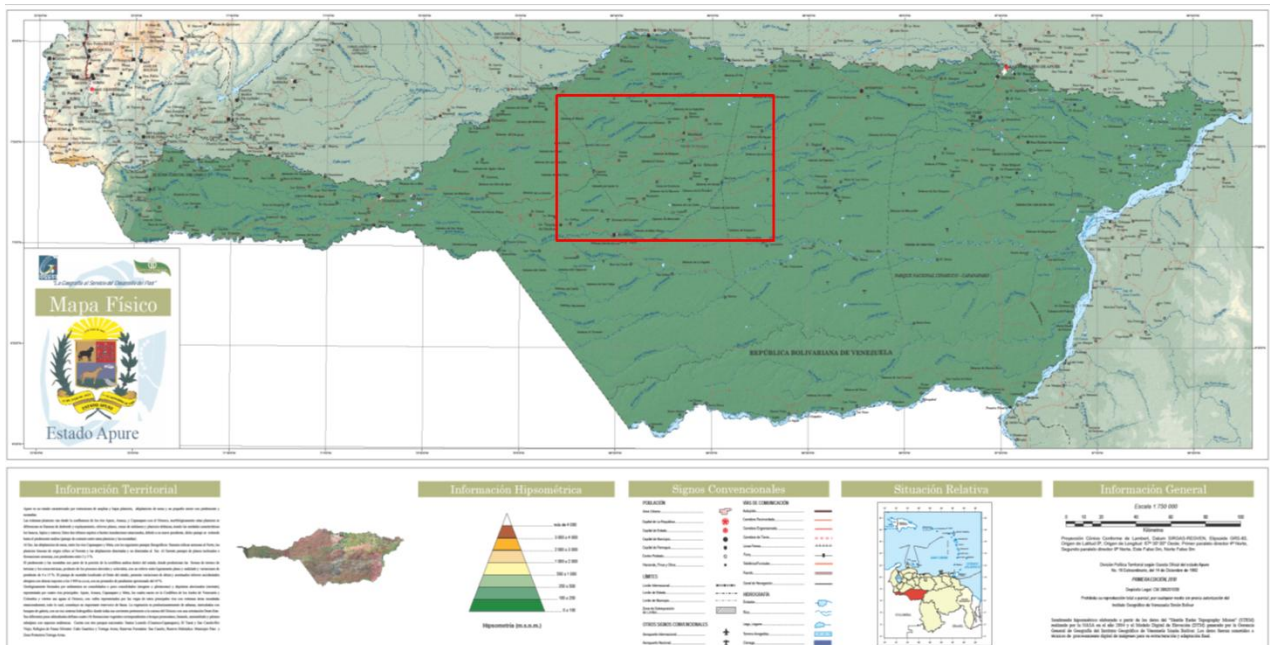


Figura 1.1. Mapa de Ubicación del Cuenca Barinas-Apure y sus campos Petroleros.

Los campos petroleros más cercanos al sector Mantecal - La Estacada, se encuentra al Oeste y Norte del estado Apure, lo que ha impulsado estudios de sísmica de 2D y 3D, y de diversos tipos de estudios geológicos y, que sumado a las perforaciones de algunos pozos exploratorios y productores, han tenido cierto alcance, aunque limitado, sobre las estructuras geológicas dispuestas en el subsuelo de la zona central de este estado (WEC, 1997).

Hacia el centro del estado Apure, diversas interpretaciones geológicas proponen la existencia de configuraciones estructurales y estratigráficas que favorecen la conformación de un probable yacimiento de hidrocarburos (Gonzales de Juana et al., 1980). Esta combinación podría confirmar la existencia de yacimientos. Sobre el sector Mantecal-La Estacada, los estudios geológicos y geofísicos realizados son escasos, teniendo una mayor densidad de información sobre el estado Barinas, al norte del estado Apure, con los estudios hechos en los campos explorados en la cuenca de Barinas (Figura 1.1). Como estudios previos sobre la zona se cuenta con levantamientos de sísmica 2D y algunos estudios sobre levantamientos magnéticos aerotransportados que se han realizado con la finalidad de extender la cobertura de los estudios geológicos más allá de los campos ya explorados, alcanzando a cubrir parte de la zona de interés para los nuevos estudios.

Por las características geológicas de los campos explorados, la extrapolación de la información obtenida a partir de los estudios de estos campos y de las formaciones rocosas existentes a lo largo de la cuenca debe realizarse con especial cuidado.

Para determinar la configuración geológica del subsuelo con fines investigativos y exploratorios, herramientas de apoyo de gran utilidad son estudios que comprendan el enlace de información de diferentes ramas del estudio del subsuelo permitiendo caracterizar posibles estructuras y litologías. Los estudios geofísicos integrados otorgan la ventaja de realizar interpretaciones que disminuyen el nivel de incertidumbre en cuanto a los modelos geológicos.

Mediante la interpretación datos gravimétricos y magnéticos podemos estimar la morfología y profundidad de la fuente que produce las anomalías, lo que ayuda a obtener una aproximación del espesor de una cuenca sedimentaria. Mediante la interpretación de información sísmica se hace posible la definición de la disposición geométrica de las estructuras geológicas que subyacen a la

superficie, definiendo los posibles horizontes que sean marcadores de límites entre formaciones geológicas de distinta edad u origen litológico, reafirmando la información obtenida mediante la interpretación de los datos magnéticos y/o gravimétricos.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General:

Caracterizar estructuralmente el sector Mantecal-La Estacada a partir de información de datos sísmicos e inversión de datos gravimétricos y magnéticos de la Subcuenca de Apure.

1.2.2. Objetivos Específicos:

1.2.2.1. Realizar la interpretación de la información sísmica 2D de transectos ubicados en la zona de estudio.

1.2.2.2. Elaborar e interpretar los mapas de anomalías de Bouguer, anomalías magnéticas y sus respectivos efectos residuales y regionales.

1.2.2.3. Estimar la profundidad de la fuente de la anomalía por medio de la descomposición espectral.

1.2.2.4. Construir los modelos geológicos a lo largo de los transectos sísmicos interpretados.

1.2.2.5. Desarrollar un modelo geológico mediante la integración de los datos gravimétricos y magnéticos terrestres y satelitales sobre los transectos de información sísmica.

1.3. Justificación

Mediante la interpretación de información sísmica y el modelado de los transectos definidos, a partir de la integración con la información gravimétrica y magnética, se añadirá información sobre la configuración geológica del área de estudio, lo que será un aporte para los modelos geológicos existentes en la zona, y adicionalmente ayudará a dar un enfoque a futuras investigaciones que definan modelos geológicos cada vez más completos del área de estudio.

La descripción de la geometría de las fuentes, así como estimación de su profundidad, permitirá estimar el espesor de sedimentos, lo cual forma parte de la información del interés para el desarrollo de futuras actividades de descripción geológica en la exploración de hidrocarburos.

El producto final del estudio ampliará los conocimientos científicos de la zona, y podría impulsar el desarrollo de nuevos estudios sobre la misma, despertando el interés científico e investigativo de las estructuras contenidas en el área.

1. 4. Localización del Área de Estudio

El área de estudio se encuentra en la zona central del estado Apure, en el sector Mantecal-La Estacada, en una ventana de estudio comprendida entre las coordenadas UTM (Universal Transversal Mercator) desde 380378,06m E, hasta 565262,78m E; y desde 754040,94m N, hasta 873130,42m N; Zona 19 Norte; en el sistema de referencia WGS84 (World Geodetic System '84), como se muestra en la figura 1.2.

CAPITULO II

MARCO GEOLOGICO

2.1. Cuenca Barinas Apure

2.1.1. Aspectos Generales

El estado Apure forma parte de Los Llanos Venezolanos. Estos cuentan con una extensión aproximada de 260.000 km², y definen la parte central del país, constituyendo el rasgo fisiográfico del final del relleno de las cuencas Oriental y Barinas-Apure, con una extensa red hidrográfica (Yoris y Ostos, 1997). En la zona axial de los llanos venezolanos, se levanta el denominado Alto de El Baúl compuesto por rocas ígneas y metamórficas de edad Paleozoico y Mesozoico Temprano. Este levantamiento separa las cuencas de Barinas-Apure al oeste y Oriental al este (Mendoza, 2005).

Hacia el sur del estado Apure se encuentran los terrenos autóctonos del Precámbrico, como basamento de las cuencas paleozoicas a cenozoicas al sur de la Falla de Apure. Estos terrenos del paleozoico se encuentran en el subsuelo de la Cuenca Oriental y en la cuenca de Barinas-Apure, al sur de la Falla de Apure (Ver figura 2.1).

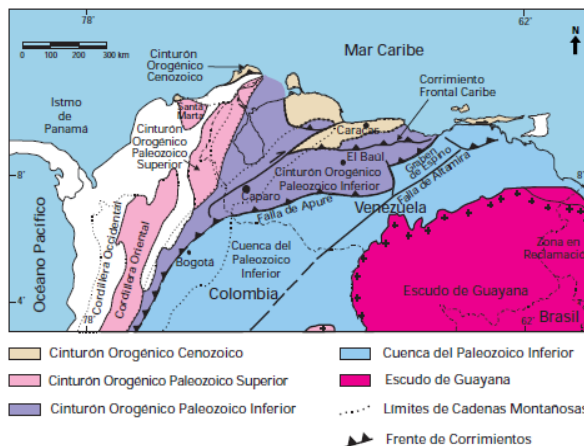


Figura 2.1. Terrenos Alóctonos del norte de Sur-América (Yoris y Ostos, 1997).

Hacia la cuenca de Barinas-Apure se encuentra también de la acreción del alóctono del Paleozoico Superior contra el Inferior (previamente suturado), reconociéndose rocas graníticas

producto de la subducción por debajo del borde norte de la Placa Suramericana (Yoris y Ostos, 1997).

Durante el mesozoico, en Venezuela, la rotura o “rifting” de Pangea produjo varias estructuraciones importantes que posteriormente influyeron en la evolución de las cuencas sedimentarias venezolanas. Dentro de Venezuela Continental, la apertura del Proto-Caribe indujo el desarrollo de valles de extensión o grábenes con una tendencia noreste, en los que se incluyen los grábenes de Apure y Mantecal, en el estado Apure (ver figura 2.1). Estos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo “Capas Rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas, existiendo evidencia de ello en la Formación La Quinta de Venezuela Occidental (Yoris y Ostos, 1997).

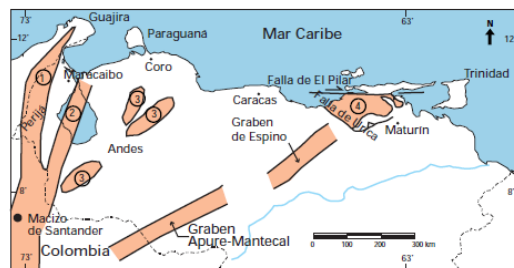


Figura 2.2. Ubicación geográfica del Graben Apure-Mantecal (Yoris y Ostos, 1997).

Durante la colisión de Caribe, en su transcurso en dirección este, se originaba el emplazamiento de napas sobre el flanco norte del bloque suramericano, más al sur, el peso de estas napas produjo la consecuente flexión de la litósfera dando muy probablemente como resultado un pulso de avance de clásticos arenosos (ver figura 2.3) (Yoris y Ostos, 1997).

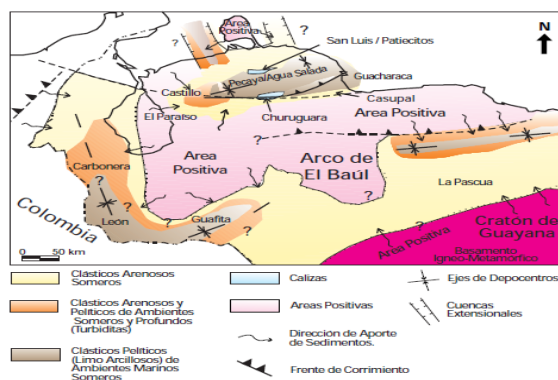


Figura 2.3. Sedimentación de Venezuela Occidental durante el oligoceno por la flexurización de la placa suramericana (Yoris y Ostos, 1997).

Durante el Neogeno se produjo la generación de cuencas de tipo extensional (Cuenca de Falcón) y de tipo antepaís; estas últimas, en el occidente del país (Cuenca de Barinas-Apure) reciben la influencia de la orogénesis andina en Colombia y Venezuela. En el Plioceno, la orogénesis en todo el norte de Venezuela terminó de definir las cuencas petrolíferas actuales y levantó extensas zonas como el ramal de los Andes Venezolanos, el cual separa a las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. Durante esta formación, en la cuenca de Barinas-Apure, las Formaciones Parángula y Río Yuca se depositan en ambiente continental.

2.1.2. Evolución geodinámica de la Cuenca Barinas-Apure.

La evolución Geodinámica de la cuenca Barinas Apure fue controlada por los efectos causados por la interacción entre las placas litosféricas oceánicas mayores del Caribe y Pacífico, entre las placas continentales de Norteamericana y Suramericana, y la micro placa de Maracaibo al noreste de Boconó.

Esta evolución puede ser dividida en 7 tectonosecuencias marcadas por discordancias regionales. Cada una se define como un ciclo tectónico mayor que representa una fase de la historia de la cuenca (PDVSA/EFAI, 2006).

- Tectonosecuencia 1: Paleozoica, formada por eventos asociados a la orogénesis del Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano como a Paleozoico Tardío. Se evidencia en la cuenca Barinas-Apure por corrimientos y pliegues transportados sur-surestes, típicos de deformación de orogénos, erosionados y sellados por debajo del Cretácico.
- Tectonosecuencia 2, Jurásica, formación de rift producto de la ruptura de Pangea con estructuras en dirección Noroeste-Sureste. La Formación La Quinta representa los depósitos sintectónicos asociados a la apertura del margen occidental de la apertura Jurásica del Tethis. Se asocian importantes niveles marinos evaporíticos con fuerte potencial petrolífero en Colombia y México aún no reconocidos en Venezuela.
- Tectonosecuencia 3, Cretácica, descrita por la subsidencia y relajación termal marcada por la transgresión marina (“Bark Arc Pasivo”) y se depositan sedimentos ricos en material orgánico. El margen se activa con el inicio de la tectónica del Caribe.
- Tectonosecuencia 4, Cretácico Tardío-Paleoceno, es evidenciado en Colombia por la colisión del arco insular (representado por la cordillera occidental y su cuenca ante país asociada). En Venezuela se evidencian los primeros efectos de una deformación compresiva en la sierra de Perijá, y se inicia el levantamiento del arco de Mérida, que va a permanecer como zona positiva hasta el Eoceno Medio en Barinas Apure.
- Tectonosecuencia 5, Paleoceno Tardío-Eoceno Medio. Durante este periodo continua la colisión en el occidente de Colombia (Paleoceno Medio-Tardío), pasando por el norte de la zona Maracaibo-Santa Marta, que produce una acreción progresiva más el emplazamiento de las napas de Lara.
- Tectonosecuencia 6, Eoceno Tardío-Oligoceno, en la cual ocurre el levantamiento del proto-Perijá y ocurre simultáneamente la redistribución de los depocentros de la Cuenca de Maracaibo, además de una erosión importante en la cuenca Barinas Apure y el oriente de Maracaibo.
- Tectonosecuencia 7, Mioceno-Plioceno. Marcada por la colisión del terreno Panamá-Baudó contra la esquina nor-occidental de Venezuela en el Mioceno Tardío-Holoceno que

genera los Andes de Mérida y las cuencas asociadas en Maracaibo y Barinas Apure. Se define finalmente Perijá y ocurre la inversión de las cuencas de Maracaibo y Falcón. En Colombia afecta al macizo de Santa Marta, macizo de Santander y la Cordillera Oriental de Colombia. La deformación de la cuenca de Los Andes de Mérida y Perijá es controlada por tectónica de basamento y se localizan indicios a lo largo de alineamientos estructurales Paleozoicos y Jurásicos preexistentes.

En el frente sur-oriental Andino y en la Cuenca de Barinas se reactivan pasivamente estructuras asociadas a Caribe, y en los Andes de Mérida ocurre la transcurrencia a lo largo de Boconó, originada simultáneamente en el bloque de Maracaibo (PDVSA/EFAI, 2006).

2.1.3. Estratigrafía de la Cuenca Barinas-Apure

La Cuenca de Barinas-Apure se ubica al sur-sureste del sistema montañoso de los Andes. La roca madre por excelencia es la Formación Navay de edad Cretácico Tardío, cuyas facies son equivalentes laterales a las de la Formación La Luna. Se han encontrado rocas madre de importancia secundaria en el Grupo Orocué (Formación Los Cuervos), pero ésta sólo habría generado en los depocentros más profundos, asociados con la acumulación de grandes espesores de molasa por el levantamiento andino. Las principales rocas yacimientos clásticas son las Formaciones Escandalosa, Burgüita (Cretácico), (Grupo) Orocué (Paleoceno), Mirador-Guafita (Miembro Arauca, Eoceno-Oligoceno). El yacimiento carbonatico más relevante lo constituyen las calizas con porosidad secundaria del Miembro Guayacán (Caliza "O") de la Formación Escandalosa. Los sellos regionales más importantes son los intervalos lutíticos de las Formaciones Burgüita (Cretácico Tardío), Pagüey (Eoceno) y Guafita (Miembro Guardulio).

Hacia los campos petrolíferos explorados se describe un ambiente de sedimentación interpretado como fluvio-deltaico con fuerte influencia litoral: canales distributarios sobre depósitos de barra de desembocadura con retrabajo y redistribución litoral. El eje de su mejor desarrollo como roca yacimiento cruza el área en dirección suroeste a noreste (Yoris y Ostos, 1997).

2.1.3.1. Formación Río Yuca

La Formación Río Yuca de edad Terciario (Mioceno Tardío - Plioceno), se deposita en ambiente continental, donde sólo se conocen restos de materia orgánica. En su parte inferior, se deposita bajo un ambiente de marismas o lagunas costeras; el resto de la formación se caracteriza por un ambiente continental de ríos meandreados y entrelazados de baja velocidad.

Su litología está caracterizada principalmente por conglomerados de grano grueso (25%), en lechos macizos; areniscas macizas, con estratificación cruzada, de grano medio a grueso, localmente caoliníticas, blandas a duras, micáceas, arcillosas, de color típico verde grisáceo, rasgo éste que la distingue de la Formación Parángula. Las arcillas son laminares, blandas, plásticas y micáceas, de color amarillento, gris claro y moteadas de rojo hematítico. En la parte media inferior se presentan colores azul-verdoso pálido y gris oscuro. (González de Juana, 1980).

Se encuentra en contacto en su parte inferior con la Formación Parángula, el cual varía de discordante a concordante de acuerdo al área. El contacto superior es una discordancia angular con rocas de la Formación Guanapa o sedimentos recientes. En el subsuelo no hay evidencia litológica ni estructural de discordancia con Parángula (Kiser, 1997).

2.1.3.2. Formación Parángula

La formación Parángula, de edad Terciario (Mioceno Temprano - Medio), refleja la rápida acumulación de los detritos erosionados del levantamiento de los Andes de Mérida y depositados en la antefosa adyacente. Representa un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo sobre formaciones erosionadas del Eoceno Medio-Tardío y Oligoceno, que se inicia con un clástico basal y continua en su parte inferior con sedimentación de ambiente marino somero-salobre-continental, y en su parte superior con sedimentos de ambiente netamente continental de corrientes fluviales entrelazadas y lacustre. Pudo existir ambientes locales de pantano-manglar durante el período de transición al ambiente continental (Campos, 1977).

Su litología está marcada por la presencia en la superficie de conglomerados lenticulares de grano grueso, de color gris a verdoso y pardo claro a blanco; areniscas de grano fino en capas masivas con estratificación cruzada, localmente glauconíticas; limonitas abigarradas a tonos

rojos, morados, pardo rojizo y pardo claro. En el subsuelo, la litología es similar, pero con la ausencia de los conglomerados. Aquí, es notable el carácter regresivo (engrosamiento hacia arriba) de la formación, que se inicia con una gruesa arenisca basal, gradando hacia arriba a arcillas y limolitas varicoloreadas y no-calcáreas, alternando con areniscas arcillosas de grano fino, micáceas y lenticulares (Campos, 1977).

La Formación Parángula es discordante en tope y base, con angularidad en la mayoría de los afloramientos, sobre Pagüey, en las partes central y noreste de la cuenca, y sobre el Miembro Arauca en las partes sureste y suroeste de la cuenca. En Apure, la parte inferior de Parángula (Miembro Guardulio) descansa en discordancia paralela sobre el Miembro Arauca (Campos, 1977).

2.1.3.3. Formación Guafita

La Formación Guafita de edad Oligoceno-Mioceno Temprano, se origina en ambientes de complejos canales distributarios activos y abandonados, muy tipo sistema deltáico constructivo de llanura baja progradante. Está conformada generalmente por una alternancia de arenas y lutitas con algunas capas delgadas de Lignito. Se describe dividida por dos miembros, Arauca y Guardulio.

El Miembro Arauca está conformado principalmente por areniscas de matriz arcillosa-caolinítica con restos de plantas. Cuenta con la presencia de un 20% de limolitas con presencia de restos de plantas, de color gris claro a gris oscuro. Está ubicado en la parte inferior de la formación. El miembro superior de la formación es el Mb. Guardulio está conformado por lutitas generalmente gradadas a carbonosas y lignitos, de color gris oscuro a verdoso, con abundantes restos de plantas. En porción similar se encuentran arcilitas abigarradas y manchadas de óxido de hierro. Un 20% del miembro lo constituyen caolinitas de color gris claro mal compactadas (Kiser, 1989).

El espesor de la formación ha sido medido entre los 523 m en el campo Guafita, en el pozo GF-2X, donde el Miembro Arauca alcanza 108 m y el Miembro Guardulio 415 m. Hacia el este de Apure alcanza 640 m medidos en distintos pozos. En la Cuenca de Barinas se habla de unos 200 m en el área de Nutrias – 1 (Ticoporo-1). Adelgaza hacia el oeste del campo Guafita hacia el

campo La Victoria, a partir de donde aumenta rápidamente hacia el depocentro de la Cuenca de Barinas-Apure a 1580 m en el pozo Cotufito-1X (Kiser, 1989).

Descansa discordantemente sobre rocas del Cretáceo Superior, y su contacto superior es de discordancia paralela, localmente angular con rocas del Plio-Pleistoceno del grupo Guayabo o ciclo de la molasa (Kiser, 1989).

2.1.3.4. Formación Escandalosa

La Formación Escandalosa, del Cretácico (Cenomaniense-Turonense), se forma bajo ambientes neríticos de plataforma, bajo un proceso de regresión a un intervalo de máxima inundación, hasta una transgresión. Se encuentra concordante bien definido en su contacto inferior con la Formación Aguardiente, igualmente en su contacto superior con la Formación Navay. Está compuesta por areniscas macizas cuarzosas, de color gris a marrón claro de grano fino a medio. Existe presencia menor de lutitas calcáreas. Va aumentando su espesor desde el acuñaamiento del baúl hacia los pozos en el capo de Nutrias-1 a un promedio de 150 m a través de la cuenca, con 150 m en el campo Guafita y 120 m en el campo La Victoria. En su afloramiento en el área de Nula aumenta a 240 m, espesor que aumenta hacia el Surco de Uribante (Kiser, 1997).

2.1.3.5. Formación Aguardiente

La Formación Aguardiente del Cretácico (Albiense), encuentra su contacto superior concordante y transicional con la Formación Maraca, mientras que su contacto inferior es con la Formación Apón de forma concordante y diacrónica. Está conformada por areniscas calcáreas duras, de color gris a verde claro, localmente glauconíticas, con intercalaciones de lutitas micáceas y carbonáceas, las cuales presentan una litología uniforme con sus predominantes areniscas, con presencia de fosilífera de varios tipos. El espesor se menciona de 500 m cerca de la ciudad de San Cristóbal y menos de 300 m al norte del Táchira. También se midieron 400 m en la sección del Cerro de Peñas Altas, en Lara (Renz, 1959).

2.1.3.6. Formación Esquistos de Apure

La Formación Esquistos de Apure, del Paleozoico, no se encuentra extensamente descrita, ha sido localizada en el pozo Apure-3, con un espesor de 50 m perforados sin llegar a la base de la formación. Se caracteriza por roca metasedimentaria, de textura esquistosa, de marcado aspecto sedimentario con laminación ondulada y algunas características de la roca original. Es una roca dura, densa y compacta de color gris que muestra textura de metamorfismo en las facies de los esquistos verdes. Su contacto superior es con la formación Río negro en el pozo Apure 3, y se desconoce su contacto inferior (Escalona, 1988).

2.2. Arco de El Baúl.

El Arco del El Baúl tiene su expresión geológica más estudiada en medio de los llanos venezolanos, 240 Km al noreste del río Orinoco, y a unos 80 km al sureste de San Carlos, en el estado Cojedes, donde se levantan cerros con elevaciones de hasta 512 m de elevación, donde afloran rocas ígneo metamórficas estudiadas por geólogos por más de 20 años (Kiser y Bass, 1985).

El Arco de El Baúl ha sido relacionado genéticamente con el saliente del escudo Guayanés hacia el noreste, modelado por el curso del Orinoco, entre las desembocaduras de los ríos Apure y Capanaparo; con el bisagre entre los Andes y las Serranías del Interior, en el área de Acarigua y Barquisimeto; y con el Alto de Coro que separa estructuralmente la Cuenca de Falcón en dos partes (Kiser y Bass, 1985).

2.2.1. Orientación del Arco de El Baúl

Kiser y Bass (1985) realizaron un trabajo de interpretación de datos aeromagnéticos tomados entre 1981 y 1982, donde se indica la orientación S 85° E del basamento magnético del Arco de El Baúl (Figura 2.4); hasta los 2000 pies de profundidad del basamento, cubriendo un área de 23.000 Km² (100 x 230 Km) y está limitado hacia el Norte por la fosa tectónica de Guarumen (de edad Plioceno-Pleistoceno) y hacia el Sur por la fosa tectónica de Espino-San Fernando (de edad post-Paleozoico / pre-Cretáceo).

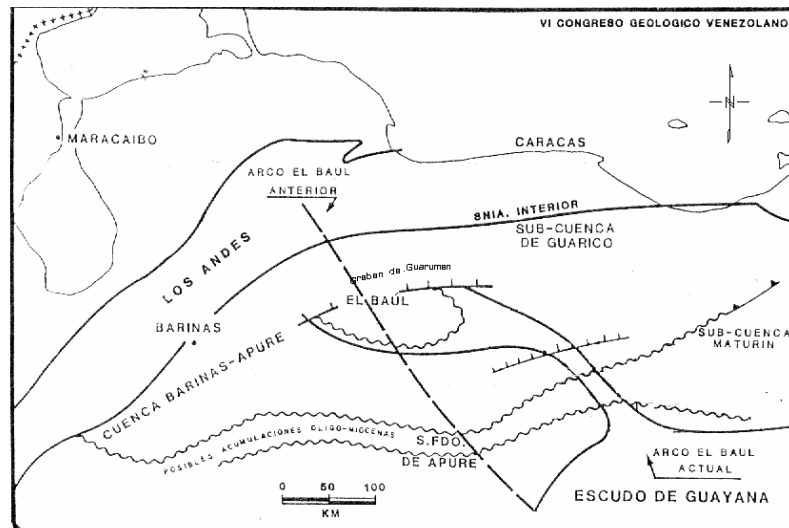


Figura 2.4. Orientación actual del Arco de El Baúl descrita por Kiser y Bass (1985).

El Arco de El Baúl, con sus componentes el Arco de Machete y el Arco del Monasterio, separa la Sub-Cuenca de Guárico de la Cuenca Barinas-Apure, y la litología terciaria de los pozos al sureste del arco muestran cambios significativos en la secuencia terciaria, comparados con la litología de los pozos al noreste del eje. La influencia marina (glauconita) es más obvia en el Terciario de los pozos de la Cuenca Barinas-Apure que en los pozos al Noreste de El Baúl (Kiser y Bass, 1985).

2.2.2. Evolución Tectónica del Arco del Baúl:

El área del El Baúl parece haber sido un centro de vulcanismo durante el Triásico-Jurásico, según la evidencia del Grupo Guacamayas, lo cual en sí sugiere relieve estructural cuya orientación es desconocida; isópacos regionales del Cretáceo (Fms. Aguardiente y Escandalosa en Barinas/Canoa, La Cruz e Infante en Guárico) muestran adelgazamiento en el área del El Baúl, lo cual indica cierta elevación estructural del arco durante el Aptiense-Albiense, aunque es cuestionable si el arco estaba o no, por encima del nivel del mar (Kiser y Bass, 1985).

La ausencia de sedimentos del Cretáceo Superior, Paleoceno y Eoceno Inferior/Medio, más la truncación angular del Cretáceo por debajo del Terciario, indican levantamiento pronunciado y profunda erosión a principios del terciario. Los isópacos de las Formaciones La Pascua/Roblecito, junto con su litología de ambiente marino abierto, comprueban que la

trasgresión marina del Eoceno Superior/Oligoceno cubrió el área del El Baúl sin variaciones, indicativas de cercanía a la playa o reducción en la profundidad de los mares. Sin embargo, el acuñaamiento de las Formaciones Roblecito y La Pascua coincide con el arco en el área Machete, reflejando allí la presencia del arco. Por lo tanto, el Arco de El Baúl, en el área de El Baúl, se hundió de nuevo antes de la trasgresión mencionada. El ciclo sedimentario del Terciario joven inicio su fase regresiva a principios del Mioceno, representado por las areniscas y arcillas neríticas a fluviales de la Formación Chaguaramas. La evolución tectónica del Arco de El Baúl posterior al Mioceno Medio es especulativa por la falta de sedimentos de edad Mioceno Superior más jóvenes. Es probable que el arco empezara a levantarse de nuevo contemporáneamente con la fase regresiva de la Formación Chaguaramas durante el Mioceno Inferior y, por consideraciones tectónicas regionales, alcanzo su configuración actual junto con el levantamiento principal de los Andes venezolanos (Kiser y Bass, 1985).

2.3. Basamento.

El basamento cristalino que pudiera tener presencia en la zona pudiera tener influencia de tres provincias, Cratón precámbrico (3600 a 1000 m.a.), Basamento Paleozoico (500 – 175 m.a.) y Basamento Mesozoico (128 – 66 m.a.) (Foster, 1980).

El Cratón Precámbrico puede extenderse hacia el norte en subsuelo hasta el sur de un lindero descrito por el Río Apure, pasando en dirección este al sur de Las Mercedes, estado Guárico y de allí hasta la cordillera de la costa en los Estados Anzoátegui y Monagas. El Basamento Paleozoico se encuentra desde el lindero descrito por el Río Apure-Las Mercedes hasta el basamento Mesozoico. Se verifica su presencia en Perijá hasta Barinas Occidental y hacia Oriente en El Baúl y a unos 50 km. al oeste de Las Mercedes, Estado Guárico. La Existencia de Basamento Paleozoico y Precámbrico en los Andes y Perijá indica que el Cratón Precámbrico pudo tener una extensión anterior que fue afectada luego por eventos tectónicos y termales. El basamento Mesozoico se extiende a lo largo de la Península Goajira, a través de la cuenca de Falcón y la Cordillera de la Costa hasta la faja metamórfica Araya-Paria. Hacia el sur, sus límites están generalmente formados por fallas de corrimiento (Figura 2.5) (Foster, 1980).

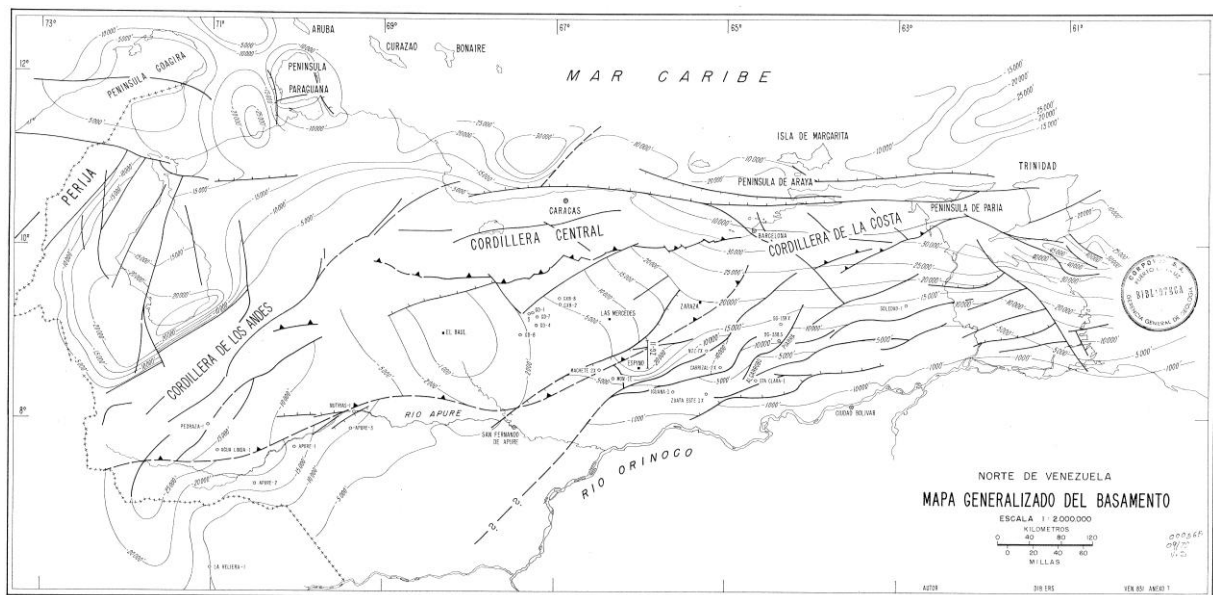


Figura 2.5. Mapa Generalizado del Basamento, tomado de Foster (1980).

Por otra parte, diversos autores han propuesto soluciones para la ubicación de los límites de entre dominios de basamentos (Gou, 2009), basados en informaciones geológicas y extrapolación de la información interpretada en diversos estudios. En estos trabajos, se plantea la extensión del dominio de basamento precámbrico en la Cuenca Barinas-Apure a un límite ubicado más al oeste de lo planteado por estudios de Apure, ubicándolo cercano al sector Mantecal-La Estacada, manteniendo la misma orientación, y ubicando al noroeste del Río Apure el límite que diferencia un basamento Paleozoico temprano (Cámbrico-Ordovícico) del Paleozoico tardío.

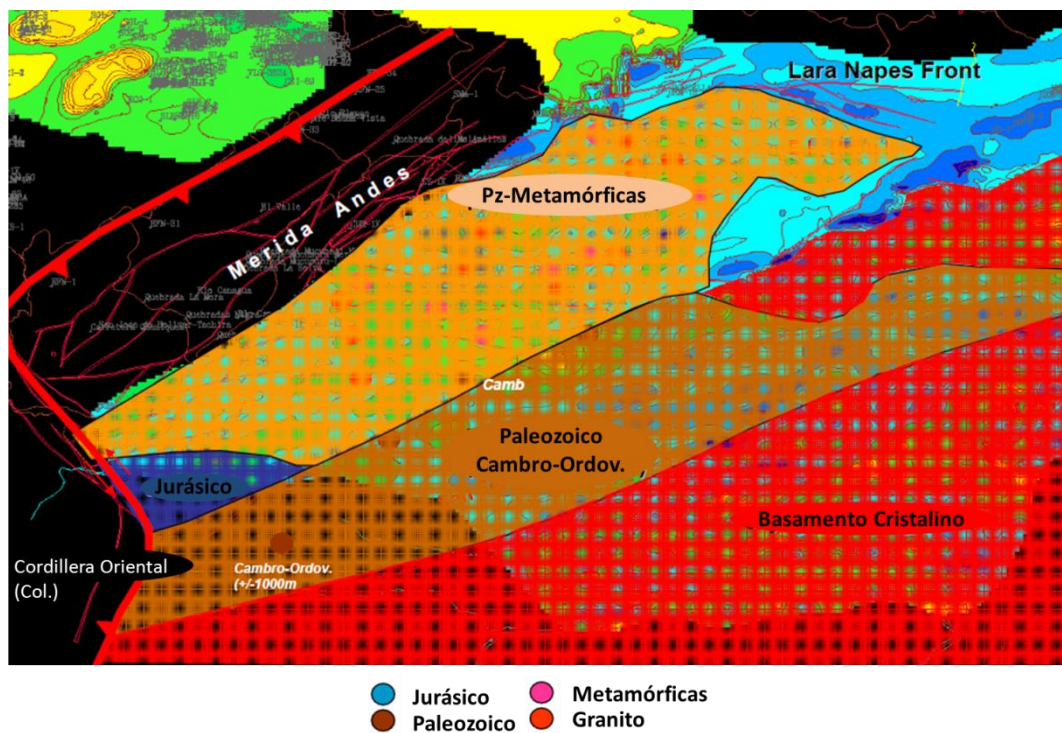


Figura 2.6. Dominio de basamentos de acuerdo a Yves Gou, 2009 (Tomado y modificado de Gou, 2009).

CAPITULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. Exploración Sísmica

En la industria petrolera se utiliza la sísmica 2D y 3D como herramienta base para la exploración de zonas petroleras con el fin de generar la descripción de yacimientos prospectos, ya que esta provee excelentes imágenes estructurales. La idea básica es sencilla, se generan ondas de baja frecuencia en la superficie por una fuente de alta energía, estas viajan por la tierra y son reflejadas en los topes y bases de las rocas donde hay un cambio de propiedades. Esto es grabado por receptores en superficie y luego de procesar los datos se obtiene la imagen del subsuelo (Bacon, 2003).

3.1.2 Interpretación Sísmica 2D

Es el proceso mediante el cual se combinan datos sísmicos, geológicos y petrofísicos, generando mapas que modelen la respuesta geológica del subsuelo, de manera de reconstruir los eventos estructurales, que a su vez permitirán determinar posibles zonas de yacimiento.

3.1.2.1 Proceso de Interpretación Sísmica 2D

La interpretación se basa en dos aspectos importantes, las cuales reciben el nombre de interpretación por continuidad que no es más que la propiedad por la cual un evento o pulso sísmico puede ser reconocido en trazas sucesivas, originando lo que se conoce como reflector, el cual cada uno presentará un valor de impedancia específico; mientras que el segundo aspecto corresponde a la interpretación por correlación, la cual se utiliza para relacionar un área con otra, valiéndose de las características propias de las reflexiones que presentarán amplitudes específicas del medio (Bacon, 2003) .

El proceso de interpretación conlleva a una evaluación previa de la información sísmica así como de su calibración, revisión de la información de los pozos existentes dentro del área y

cercana a ella, así como de un amplio conocimiento geológico de la zona para determinar la alineación de las estructuras principales (Bacon, 2003).

Una vez realizada la interpretación 2D, se grafican las secciones sísmicas, generando perfiles estructurales en unidades de tiempo doble, y no en unidades de profundidad las cuales permiten apreciar la imagen del subsuelo en su dimensión real. Para ello es necesario hacer uso de los métodos que permitirán hacer la conversión de tiempo a profundidad, a través de los valores de las velocidades promedio (Bacon, 2003).

3.1.2.2 Registro de pozos como Herramienta de Interpretación.

El hecho de realizar una perforación, es una decisión que debe ser tomada con gran cuidado, ya que es necesario para ello hacer una inversión de gran envergadura, la cual está sujeta a grandes riesgos. Sin embargo, la perforación es una herramienta de gran utilidad para la interpretación sísmica y caracterización estratigráfica de un área, ya que nos permite obtener resultados certeros de la litología que estamos estudiando y el nivel de resolución de la información nos permite discriminar las litologías cada 0.5pies y hasta resolución de centímetros.

La información de las formaciones geológicas de estudio se obtiene directamente mediante muestras que pueden provenir ya sea durante la perforación como roca triturada (ripios) o durante la aplicación de métodos especializados para ello como los núcleos (Rey y Galeotti, 2008).

3.1.3 Conversión tiempo-profundidad

La conversión tiempo profundidad es un procedimiento de vital importancia a la hora de generar un modelo geológico estructural del subsuelo, ya que las mediciones sísmicas están dadas en el dominio del tiempo, pero la información de los estudios de pozos de la cual la interpretación sísmica se apoya están en profundidad. Las imágenes en profundidad son mayormente utilizadas cuando la zona de estudio presenta un campo de velocidades con alta variabilidad y una geología estructural sumamente compleja, en la cual las imágenes del subsuelo en el dominio del tiempo no le permite al intérprete tener un entendimiento claro de la geología presente. (Brown, 2003).

La obtención de imágenes en profundidad es sumamente costosa y en la mayoría de los casos es poco precisa. La mejor conversión tiempo-profundidad se obtiene de los datos pre-apilados y migrados en profundidad a partir de un volumen sísmico 3D y una intensiva sección de cómputo, la cual depende críticamente de la precisión al calcular el campo de velocidades. Dicho campo de velocidades no puede ser determinado hasta que la geología estructural haya sido estudiada, de la misma manera ésta no puede ser determinada hasta que el volumen sísmico no haya sido migrado. Por dicha razón los procesos de conversión a profundidad están sujetos a fases iterativas y de edición. Afortunadamente estos procesos de convertir la imagen sísmica de tiempo a profundidad son computacionalmente simples y una vez haya nueva información disponible ésta puede ser incluida rápidamente modificando y mejorando así el modelo. (Brown, 2003).

La propiedad física que se encuentra directamente relacionada con el tiempo y la profundidad es la velocidad, por ende dentro de los datos sísmicos el factor importante a determinar es la velocidad de la onda compresional (onda P), la misma puede ser obtenida directamente por mediciones de pozo o extraída indirectamente de los datos sísmicos. A continuación se presenta un cuadro comparativo de la evolución de los pasos para llevar a cabo una conversión tiempo-profundidad. (Brown, 2003).

El procedimiento para la conversión tiempo a profundidad involucra las estrategias siguientes (Yilmaz, 2000):

- La interpretación de horizontes en tiempo provenientes de los datos sísmicos, estos horizontes en tiempo generalmente están asociados a límites de secuencias con contrastes de velocidades por algún evento geológico de interés.
- Relación directa de las funciones de velocidades RMS provenientes del análisis de una localización específica del área de estudio con los horizontes interpretados, produciendo un mapa de velocidades RMS sobre cada horizonte. Las funciones de velocidades RMS son preferiblemente picadas desde los datos pre-apilados provenientes de la migración pre-apilado en tiempo (PSTM).
- Aplicar la conversión de Dix sobre las velocidades RMS de los mapas obtenidos del paso anterior, para obtener los mapas de velocidades interválicas.

- Presentar rayos verticales o imágenes de rayos en profundidad convirtiendo los horizontes interpretados usando los mapas de velocidades interválicas.

La combinación de los mapas de velocidades interválicas con los horizontes en profundidad conforma lo que se denomina el modelo inicial de velocidades producto de la conversión tiempo profundidad (Yilmaz, 2000).

3.2. Método Magnético

3.2.1. Introducción

Filósofos Griegos escribieron sobre un mineral que sirvió de guía a los viajeros cerca que los años 800 A.C., el cual, cercano al año 133 A.C. llamaron “Magneta” en latín, de la cual deriva la palabra magnetismo. Hacia el año 1000 D.C., en china se desarrolla un compás suspendido, con un punto de rotación el cual fue utilizado como dispositivo de navegación antes de conocer completamente el origen de las fuerzas que lo alineaban en cierta dirección (Lowrie, 2007).

El método magnético, es conocido como quizás el método más antiguo de exploración geofísica (Dobrin, 1961), siendo conocido el aparecimiento de estudios sobre anomalías locales de la orientación del campo magnético terrestre probablemente en 1640 en Suecia, aplicados a la prospección de minerales férricos, apareciendo con mayor regularidad a finales del mismo siglo, siendo esta la primera utilización practica de un método geofísico con la finalidad de explorar rasgos locales de la corteza terrestre. El uso del método fue aplicado con fines de prospección de formaciones geológicas asociadas a la presencia de magnetita, y no fue hasta 1915 cuando se aplicó a gran escala (Parasnis, 1970). Luego de la segunda guerra mundial, el crecimiento de la prospección magnética impulsa el inicio de los levantamientos aéreos, los cuales son mayormente aplicados a la exploración petrolera, y algunos en búsqueda de minerales, motivados por la velocidad en la que se puede hacer el trabajo, lo económico y la comodidad para grandes áreas de estudio (Dobrin, 1961).

3.2.2. Fuerza Magnética:

En 1785, La Ley de Coulomb estableció que la fuerza de atracción entre dos polos magnéticos era inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Gauss amplió este concepto y atribuyó las fuerzas de atracción y repulsión a cargas magnéticas o polos P1 y P2 (Lowrie, 2007), y tomando la distancia que los separa como R, esto se plantea como:

$$F_{(r)} = \frac{P_1 \cdot P_2}{\mu \cdot R^2} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Donde μ es la constante de permeabilidad que depende de las propiedades magnéticas del medio en que los polos están situados (Dobrin, 1961).

3.2.3. Campo Geomagnético:

Podemos definir un campo magnético B como la fuerza ejercida por un polo de intensidad P sobre un polo unitario a una distancia r (Dobrin 1961), como se muestra en la ecuación 3.2.

$$B_{(r)} = \frac{P}{\mu \cdot r^2} \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

Donde la unidad de campo magnético resultante para es el Tesla. Sin embargo, la unidad utilizada para el estudio de anomalías del campo magnético terrestre es el Gamma “ γ ” (1 γ = 1 nanoTesla = 10^{-9} Tesla = 10^{-5} Gauss), debido a que las variaciones por anomalías en el campo magnético terrestre se mantienen en el orden del nanoTesla (Lowrie, 2007).

El campo magnético terrestre puede describirse con mucha similitud como el campo de un dipolo situado en el centro de la tierra (Figura 3.1), con su momento magnético apuntando al sur geográfico, con una densidad de flujo en la superficie alrededor de 0,6 Webber/m² (Parasnis, 1970).

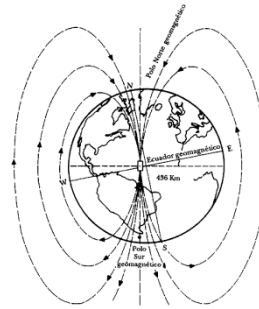


Figura 3.1. Ejemplo diagramático del Campo Magnético Terrestre Visto como dipolo magnético.

El campo magnético terrestre se puede describir como un vector expresado en componentes cartesianas en cualquier punto de la superficie terrestre, como se muestra en la figura 3.2, tomando como elementos principales de referencia el norte y este geográfico y la dirección de inclinación vertical, que también pueden ser expresadas en coordenadas polares o esféricas. La fuerza magnética total del campo puede ser expresada en función al ángulo de declinación magnética, el cual es el ángulo entre el meridiano magnético y el meridiano geográfico, y la inclinación Magnética, la cual es el ángulo entre la proyección horizontal y el vector de fuerza magnética total (Lowrie, 2007).

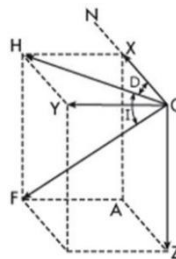


Figura 3. 2. Componentes del campo Magnético.

En la figura 3.2, se observa la descripción vectorial del campo magnético terrestre, descompuesto de acuerdo a sus componentes Vectoriales, donde:

F: es el vector de campo magnético total.

H: es la proyección horizontal del vector de campo magnético.

Z: es la componente vertical del campo magnético, que representa la densidad de flujo.

N: es el Norte o dirección del meridiano geográfico.

D: es el ángulo entre H y N, conocido como Declinación Magnética.

I: es el ángulo entre H y F, conocido como Inclinación Magnética.

El primer observatorio del campo magnético terrestre inició operaciones en el año de 1965, conocido como el Observatorio Geofísico de la Órbita Polar (POGO por sus siglas en inglés), el cual aportó las primeras medidas del campo magnético, pero el primer gran avance se inició con el lanzamiento del satélite MAGSAT, en 1979, destinado a la mediciones de campo magnético durante 6 meses entre 1979 y 1980.

Los polos Magnéticos de la tierra no son coincidentes con los polos geográficos de la misma. La ubicación de los polos magnéticos terrestres está definida donde la inclinación del campo magnético medida es de $\pm 90^\circ$. Un mapa de isoclinas magnéticas (que muestra zonas de inclinación constante del campo magnético), del año 1980, muestra que la ubicación del norte magnético se encuentra aproximadamente en las coordenadas N $77,3^\circ$, E $258,2^\circ$, y el polo sur magnético en S $65,6^\circ$, E $139,4^\circ$, siendo estos polos no exactamente opuestos. Esta discrepancia deja en evidencia que el campo magnético terrestre es mucho más complejo que un dipolo perfecto. La intensidad del campo magnético terrestre en general es más fuerte en altas latitudes que cerca del ecuador, haciéndose especialmente más débil de lo esperado en el sur del atlántico (Lowrie, 2007).

3.2.4. Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre

El campo magnético terrestre medido en cualquier punto no es constante si se mide durante el tiempo. Las variaciones en el campo están descritas y clasificadas según sus periodos de afectación como variaciones Seculares, Diurnos y Tormentas magnéticas (Dobrin, 1961).

Las *Variaciones Seculares* se pueden definir como cambios lentos en el campo magnético terrestre que solo se hacen perceptibles con el paso de siglos (Lowrie, 2007).

Las *Variaciones Diurnas* son las oscilaciones menores, pero rápidas que tienen una periodicidad aproximada de 24 horas, y una amplitud de 25 gammas como promedio. Al estos periodos de variación, correlacionados con el periodo de relación terrestre, se asocian a la influencia del sol, llamada por esto variación diurna solar (Dobrin, 1961). Este fenómeno se

atribuye a la interacción de las moléculas ionizadas presentes en la ionosfera con el Sol, el cual produce un campo magnético percibido en la superficie terrestre, que varía cuando el sol produce mareas en la ionosfera debido a la agitación molecular provocada por el calentamiento producido por el sol en la cara de día de la tierra y en menor parte por efectos gravitacionales. Por esta razón, la variación de la intensidad de este campo es mayor en la parte de día de la tierra (Lowrie, 2007).

Las *Tormentas Magnéticas* son bruscos disturbios en el campo magnético terrestre. Estas tormentas no se pueden predecir, aunque tienden a producirse en intervalos de 27 días y suelen tener relación con las manchas solares, y su afectación puede alcanzar a todo el mundo de acuerdo a su magnitud (Dobrin, 1961).

3.2.5. Susceptibilidad Magnética

La intensidad con la que un campo magnético externo H , que actúa sobre un material magnético, con ángulo de incidencia θ se define como:

$$I = k \cdot H \cdot \text{Cos}\theta \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

Donde k es la constante de proporcionalidad llamada susceptibilidad, la cual es cero en el vacío (Dobrin, 1961).

La intensidad de imanación magnética de las rocas depende de la susceptibilidad magnética de la roca y del campo magnético imanador al que se encuentran sometidas, lo que indica que el origen de esta imanación está basada en la inducción del campo magnético terrestre y del magnetismo remanente de la roca, dependiente de la historia magnética de la roca.

Las rocas se dividen en tres tipos de acuerdo a su susceptibilidad magnética, Diamagnéticas, Paramagnéticas y Ferromagnéticas. El diamagnetismo ocurre cuando los electrones del material inician un proceso de precesión alrededor del campo magnético inducido, el cual produce un momento magnético en sentido opuesto a este campo aplicado. El Paramagnetismo ocurre cuando los átomos o moléculas de una sustancia poseen un momento magnético en ausencia del campo externo, y cuando este aparece, los espines de las capas incompletas tienden a alinearse

paralelamente al mismo. Los materiales ferromagnéticos son los que poseen un momento magnético fuerte que hace que la interacción entre sus átomos provoque la alineación en una misma dirección de los todos los átomos de cada región sin que exista un campo magnético externo. El ferromagnetismo desaparece por encima de un punto de temperatura denominado punto de Curie (Parasnis, 1970).

Existen muchas rocas y minerales que presentan diamagnetismo puro, como el cuarzo, mármol, grafito, sal gema, yeso, etc. El paramagnetismo puro es difícil de encontrar en las rocas, ya que muchas aparentan no serlo como consecuencia de la presencia menor de minerales ferromagnéticos. Los cuerpos ferromagnéticos presentan una alta susceptibilidad magnética, sin embargo, no existen minerales ni rocas que sean totalmente ferromagnéticos.

3.3. Métodos Gravimétricos

3.3.1. Campo Gravitacional Terrestre

Las anomalías del campo gravitatorio terrestre se asocian a cambios en la distribución de las densidades de los materiales, relacionadas con alguna deformación estructural, o bien, a la presencia dentro de una misma formación geológica de rocas de distinta densidad (Dobrin, 1961).

Al estas variaciones estar relacionadas con variaciones de densidad, este método puede describir la estructura del basamento cristalino donde se encuentran depositados rocas sedimentarias, debido a que la respuesta gravimétrica de esta última es relativamente pequeña ante la respuesta de las rocas del basamento (Parasnis, 1970).

3.3.2. Medidas de Gravedad

La gravedad se mide de dos formas, relativa o absoluta. Las medidas absolutas son aquellas que se realizan estudiando la caída libre de los cuerpos y las medidas relativas se pueden obtener a partir gravímetros. Como las medidas absolutas son complicadas de medir, se acostumbra en la prospección geofísica determinar la gravedad relativa, que da la diferencia de gravedad entre el punto de observación y la estación tomada como base (Parasnis, 1970).

3.3.3. Correcciones de los Datos Gravimétricos

Las lecturas gravimétricas se encuentran generalmente afectadas por la influencia de los factores como latitud, altitud, topografía, mareas terrestres, deriva instrumental, entonces se deben realizar correcciones para así llevar a los datos de gravedad a una superficie equipotencial de referencia como el geoide (Dobrin, 1961).

3.3.3.1. Corrección por Latitud:

La rotación de la Tierra y el achatamiento de los polos producen un cambio en la gravedad con la latitud. En el ecuador la aceleración centrífuga es máxima y disminuye a medida que nos acercamos a los polos, por tanto la gravedad es mínima en el ecuador y aumenta hacia los polos, todo esto debido a que la aceleración es inversamente proporcional a la gravedad. (Parasnis, 1971). Por ello se debe corregir la gravedad por latitud, por lo tanto los datos de gravedad adquiridos son referenciados a partir de coordenadas geográficas.

3.3.3.2. Corrección por Mareas:

Los instrumentos que permiten medir la gravedad experimentan variaciones periódicas que son causadas por los movimientos de la Tierra con respecto al sol y a la luna. Las fuerzas gravitatorias hacen que las aguas presenten un movimiento oscilatorio de arriba y abajo y, a su vez, están afectadas por la atracción lunar. Estas fuerzas actúan en la superficie terrestre deformándola; los cambios están sujetos a las variaciones causadas por las fuerzas atractivas de los cuerpos del sistema Tierra – Sol - Luna. (Cantos, 1974), y varían con la latitud, el día y el mes. El ciclo presenta variaciones que se encuentran en un intervalo de 0,3 mGal (Dobrin, 1961).

3.3.3.3. Corrección por Deriva:

La corrección por deriva es la variación de los valores de gravedad en función del tiempo, la misma se corrige mediante la realización de curvas de gravedad en función del tiempo antes de comenzar cualquier adquisición gravimétrica, para determinar los intervalos de tiempo en donde se puede llevar a cabo la adquisición. Luego se efectúa la corrección por deriva a cada uno de los

datos para así tener un mayor control sobre la incertidumbre del instrumento de medición en cada estación. Mediante la siguiente ecuación se halla la corrección por deriva:

$$Deriva = \frac{Lectura_{Inicial(Base)} - Lectura_{Final(Base)}}{t} \quad (Ecuación 3.4)$$

Donde t es el tiempo transcurrido de la adquisición, en minutos. De allí se obtiene la lectura corregida por deriva de cada estación a través de la siguiente ecuación:

$$Lectura_{Estación(Corregida)} = Lectura_{Estación} + (Deriva \times t) \quad (Ecuación 3.5)$$

Donde t es el tiempo transcurrido entre la lectura inicial (Estación Base) y la lectura tomada en cada una de las estaciones. Luego de realizar esta corrección se observa como las medidas tomadas en una misma estación a diferentes horas son iguales.

3.3.3.4. Corrección por Aire Libre:

Indica que una estación ubicada a una altura h sobre el nivel del mar se encuentra a una distancia h más alejada del centro de la Tierra que otra estación que se encuentre en el nivel del mar. Debido a la ley del inverso de los cuadrados la intensidad de la gravedad disminuye con la altura de la estación que se encuentra sobre la superficie terrestre (Dobrin, 1980). Se tiene que la ley del inverso de los cuadrados dice que la atracción de la Tierra a una altura h viene dada por:

$$G = \frac{g_0 \cdot R^2}{(R + h)^2} \quad (Ecuación 3.6)$$

Siendo g_0 el valor de gravedad en el nivel de referencia (980 Gal) y R el radio de la tierra (6377,5 Km), los cuales, al ser sustituidos en la ecuación 2.6, y sabiendo que $R \gg h$ (donde h es la altura desde el nivel de referencia), tenemos:

$$G = \frac{2g_0 \times h}{R} = 0.3086 \times h \quad (Ecuación 3.7)$$

De la cual obtenemos la corrección por deriva, que viene dada por:

$$C_{AL} = 0,3086 \times h; [mGal] \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

Donde h es la altura de la estación en m.

3.3.3.5. Corrección de Bouguer:

La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción del material rocoso que se encuentra situado por debajo de la estación, es decir, entre el nivel de referencia y estación. Esta corrección consiste en sustraer el efecto causado por el material que se encuentra entre el nivel de referencia y el nivel de la estación. Considerando sólo la atracción gravitatoria de las rocas que se encuentran en el modelo de lámina horizontal postulada de dimensiones infinitas y de densidad uniforme (Dobrin, 1961); de allí se genera la ecuación siguiente para eliminar este efecto:

$$C_B = 2\pi\rho G_0 \Delta h \quad (\text{Ecuación 3.9})$$

Donde G_0 es la constante gravitacional universal, y sustituyendo tenemos:

$$C_B = \mp 0,04191 \cdot \rho \cdot h [mGal] \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

Dónde:

ρ = Densidad de Bouguer de las masas de rocas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en g/cm^3 ,

h = Diferencia de altura entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en m.

3.3.3.6. Corrección Topográfica:

La corrección topográfica toma en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación y corrige las depresiones situadas por debajo del nivel de la estación, que hacían incorrecta la hipótesis de Bouguer (Dobrin, 1961). Esta corrección siempre se suma a la gravedad observada ya que las masas que se encuentran por encima de la estación ejercen una atracción que se opone a la gravedad (Dobrin, 1961).

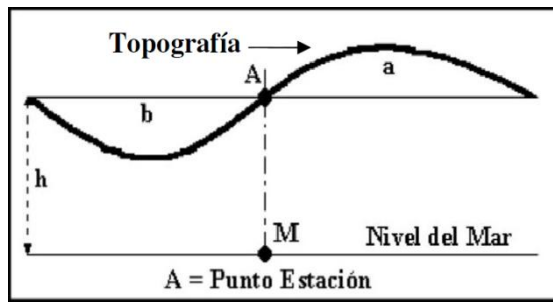


Figura 3.3. Diagrama de ilustración de una estación ordinaria sobre un terreno de topografía irregular (Tomado de Moncada, 2005).

Tomando como guía la figura 3.3 se puede observar que la Corrección Topográfica cuantificara los efectos ocasionados por el material rocoso “a” y por la ausencia de este material en la zona “b” en una depresión, ambos circundantes a la estación “A”, los cuales no son tomados en cuenta durante la corrección de Bouguer, la cual asume la lámina semi-infinita, asumiendo una superficie de la tierra imaginaria como plana. El material rocoso de la zona “a”, ejerce sobre la estación “A” una atracción en sentido contrario a la fuerza de gravedad, no tomado en cuenta en la corrección de Bouguer, mientras que la ausencia en “b” actuara en sentido contrario, y se asume como existente en la corrección de Bouguer, por lo cual se le debe restar a esta. Al ser la corrección de Bouguer negativa, ambos efectos deben sumarse a la gravedad Observada.

3.3.4. Anomalías Gravimétricas

Las Anomalías Gravimétricas son la diferencia entre el valor de gravedad corregida y el valor de gravedad teórica en el esferoide para la latitud y la longitud de la estación. Los tipos de anomalías dependen de las correcciones que se hayan realizado al valor observado (Dobrin, 1961). Si aplicamos la corrección de aire libre solamente obtenemos la anomalía de aire libre, dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta G_{AL} = g_{Obs} + C_{AL} - G_{Teo} \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

En el caso en que apliquemos a la gravedad observada aparte de la corrección de aire libre, también le aplicamos la corrección topográfica y la corrección de Bouguer obtenemos la anomalía de Bouguer que viene dada por la siguiente Ecuación:

$$AB = G_{Obs} + (C_{Al} - C_B + C_T) - g_T \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

Dónde:

G_{Obs} = gravedad medida, corregida por mareas y deriva.

g_t = gravedad teórica.

C_{Al} = corrección por Aire Libre.

C_B = corrección de Bouguer.

C_T = corrección topográfica.

3.4 Interpretación de Datos Gravimétricos y Magnéticos.

3.4.1 Análisis Espectral

El análisis espectral está basado en el estudio del espectro de potencia del campo en función a la dirección en que se mida para un diferente número de ondas en cada caso. Este análisis se realiza tomando el promedio del espectro entre medidas tomadas para un mismo número de onda en diferentes direcciones (Telford et al, 1990).

Spector y Grant (1970), desarrollaron el método de análisis espectral basado en el estudio del espectro de energía promediado radialmente, seleccionando la banda de frecuencia (número de ondas) en que la relación es lineal, de lo cual demostraron, que en estas bandas de frecuencia, la pendiente de esta linealidad es proporcional a la profundidad del tope de la fuente que produce la anomalía, asumiendo que las anomalías que derivan el análisis son producidas por mallado irregulares de primas verticales semi-infinitos, y que la dirección de la magnetización del cuerpo es paralela al campo magnético terrestres en ese punto con un margen de error de $\pm 20^\circ$.

3.4.2 Separación de efectos Residuales y Regionales

Para la interpretación de datos provenientes del estudio de campos de potencial natural de la tierra, se ha considerado que las amplitudes de las anomalías están directamente asociadas a la

profundidad en la que se encuentra la fuente, así como su espesor y su extensión. Por lo tanto, se presenta como una herramienta de alta utilidad para la pre-visualización de los datos a interpretar, separar las anomalías de acuerdo a la longitud de onda, obteniendo de esta manera por separados los efectos residuales y regionales que se desprenden del campo natural medido. Generalmente, se asocian anomalías de larga longitud de onda a fuentes de carácter regional, relativamente comparada con anomalías de longitud de onda más corta, asociadas a fuentes de carácter local o de menores dimensiones (Telford et al., 1976).

Con la finalidad de realizar la separación de anomalías regionales de las residuales, existen diferentes métodos, entre los cuales, se puede realizar el análisis espectral de los datos del campo potencial medido, a partir del cual, construyendo el gráfico del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en contra el número de onda, se pueden separar los efectos de tres tipos de fuentes asumidas como profunda, intermedia y superficial. De esta manera, podemos eliminar por medio de filtros de paso de banda los efectos que deseemos para conservar las anomalías que son de interés para nuestro estudio (Telford et al., 1990).

3.4.3 Deconvolución de Euler

La Deconvolución de Euler es un método utilizado para estimar la profundidad y la posición de un cuerpo que genere anomalías magnéticas o gravimétricas. Se basa en relacionar el campo y los gradientes de las componentes en el punto donde se estima la posición con el índice de la Ecuación de Homogeneidad de Euler, el cual es interpretado como un índice de la geometría de la fuente o índice estructural, que es una medida de la tasa de cambio del potencial con la distancia (Reid, 1990).

Se conoce como función homogénea de grado “N” de tres dimensiones, a una función $f(x,y,z)$ que cumple con:

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n f(x, y, z) \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

Y es satisfecha por la ecuación:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

La cual es conocida como la ecuación de Euler, que tomando en cuenta los datos de un campo potencial puede ser escrita como:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

Donde (X_0, Y_0, Z_0) es la posición de la fuente cuyo campo total es “T” medido en (X, Y, Z) . El campo total tiene un valor regional de “B”, y “N” es el nombrado índice de estructural, equivalente al valor “n” en la ecuación de Euler. Para obtener el resultado, se resuelve la ecuación de Euler por el método de mínimos cuadrados para un índice estructural “N” simultáneamente para cada posición de los puntos del mallado de datos dentro de un sub.-mallado o ventana seleccionada. Con tal fin, existen programas computarizados avanzados que se encargan de resolver numéricamente esta ecuación para estimar la posición y profundidad de las fuentes del campo potencial en un mallado de datos.

CAPITULO IV

METODOLOGIA

Teniendo en cuenta que el objetivo del trabajo es originar modelos geológicos que contribuyeran a la comprensión del área de estudio, se desarrolló un flujo de trabajo que permitió la recopilación, integración y procesamiento e interpretación en conjunto de la información existente y generada, el cual se pudo separar en las siguientes etapas:

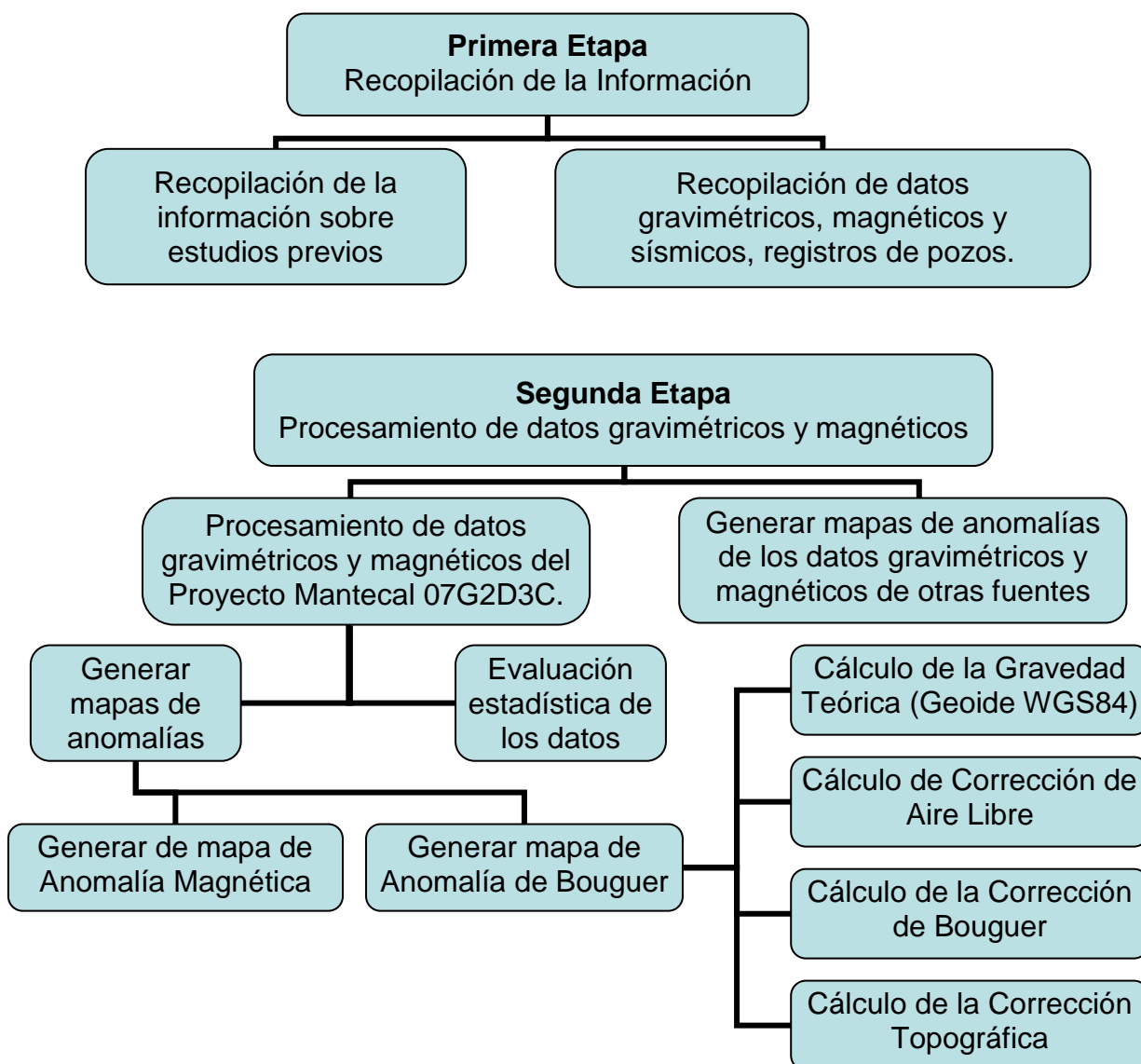


Figura 4.1. Diagrama de flujo de sobre la metodología a seguir para la interpretación geológica en sus etapas 1 y 2.

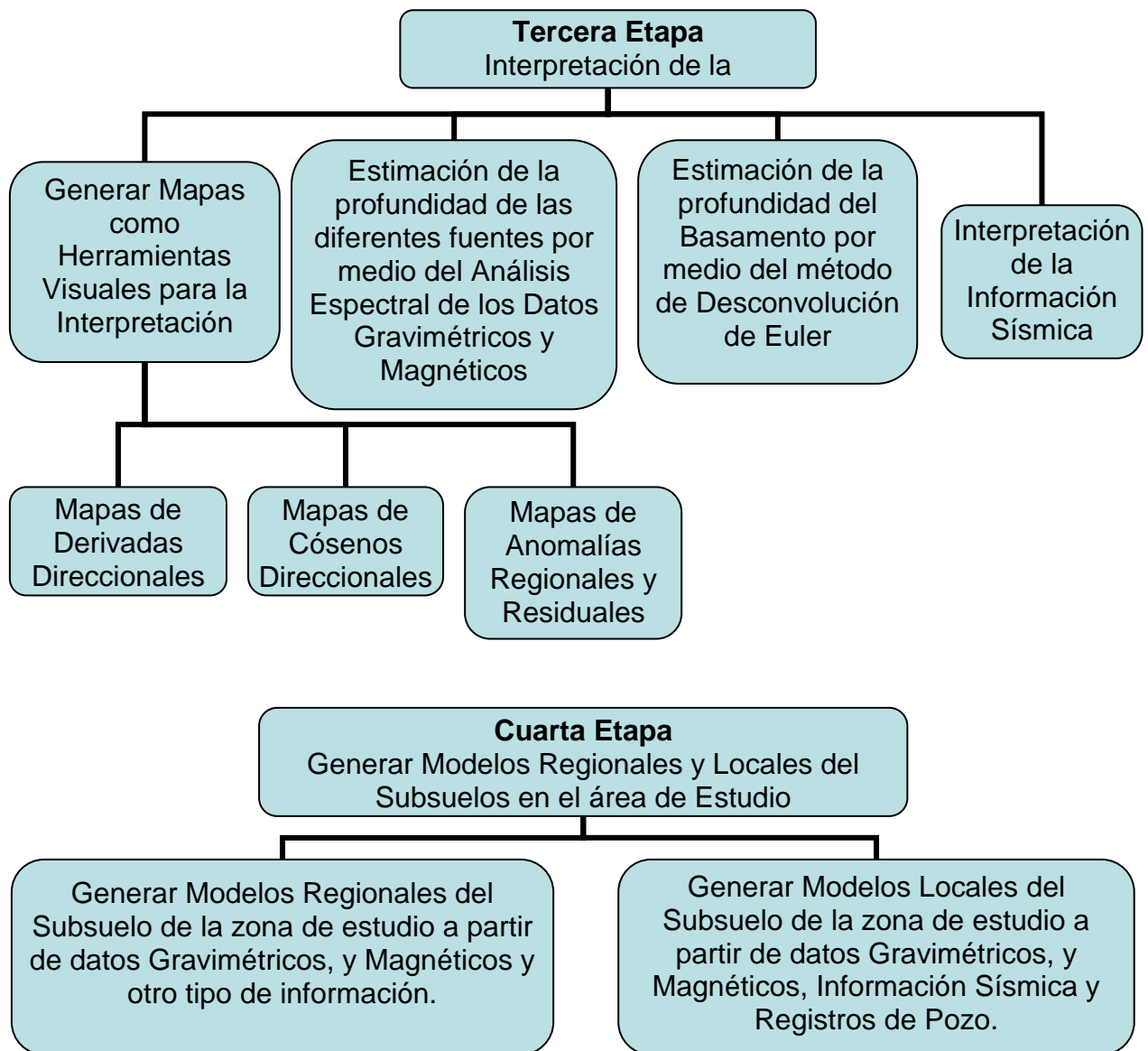


Figura 4.2. Diagrama de flujo de sobre la metodología a seguir para la interpretación geológica en sus etapas 3 y 4.

El flujo de trabajo mostrado anteriormente permite construir modelos del subsuelo para zonas de interés geológico en base a la integración de información geofísica con otro tipo de información geológica existente.

4.1 Primera Etapa: Recopilación de la Información

4.1.1. Recopilación de información sobre estudios previos

Durante esta etapa inicial se recopiló información bibliográfica proveniente de diferentes bases de datos de la zona de interés. A partir de diferentes fuentes se obtuvo la información de la geología regional de la zona, integrada por información sobre la evolución de la Cuenca Barinas Apure y de la estratigrafía estudiada en los campos petroleros cercanos a la zona Mantecal – La Estacada (Campo Guafita). También se recopiló información sobre interpretaciones geológicas o geofísicas cercanas o dentro de la zona de estudio, obteniendo información proveniente de trabajos especiales de grado, reportes técnicos de estudios realizados en la zona, revistas que recopilan informes técnicos de congresos, simposios y otras actividades con enfoque geocientífico.

Entre los estudios en la zona se destaca el modelo de profundidad de basamento de los llanos occidentales Venezolanos, obtenido de una interpretación de datos adquiridos en el año de 1957, en un artículo publicado en las memorias del III Congreso Geológico Venezolano del año 1959 por Jacobsen (1959), el cual pudo servir de referencia como control guía sobre los datos de profundidad obtenidos de estimaciones realizadas por procesos matemáticos. Igualmente se contó con la información aportada por la interpretación posterior realizada por Feo-Codecido y Foster (1984), en el cual describen la morfología del basamento de la cuenca.

4.1.2. Recopilación de datos

Se obtuvo la base de datos de gravedad utilizada por de García (2009) para la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería de la U.C.V. Esta base de datos deriva de un modelo combinado, generado a partir del Modelo de Gravedad Terrestre 2008 (Earth Gravitational Model, EMG08), y contiene valores de gravedad observada, con estaciones distribuidas espacialmente en un mallado cuadrangular constante, separadas a 3670 m entre cada estación en la zona de estudio. Se obtuvieron datos anomalía magnética provenientes de la digitalización de las cartas magnéticas venezolanas, procedimiento que fue realizado en trabajos previos (González, 2002), los cuales se encuentran distribuidos en un espaciado constante de 500 m entre estaciones con una altura de referencia de 500 m.

Se obtuvieron datos de gravedad y magnetismo de la base de datos del Proyecto Mantecal, mediante el aporte de la empresa Sísmica Bielovenezolana S.A., los cuales comprenden una serie de datos adquiridos sobre las líneas sísmicas, con espaciamiento de 100 m entre estaciones. Las estaciones gravimétricas y magnéticas comprenden información general de la ubicación de las estaciones en coordenadas geográficas, altura ortométrica, obtenida con mediciones hechas con equipos de alta resolución (GPS diferencial), gravedad observada e intensidad magnética, datos que fueron adquiridos con el gravímetro SCINTREX® CG-5 y el Magnetómetro G-859 de la casa GEOMETRICS®.

También se contó con un registro de datos de pozos, obtenidos de la tesis de maestría de Gonzales (2009), en el cual se encuentra contenida información sobre la profundidad del tope del Pre-Cretácico y Cretácico, además de la profundidad del tope de algunas formaciones rocosas reconocidas en algunos de los casos. De esta base de datos, se pudo desprender una cantidad total de 25 registros de profundidad de basamento, que se encuentran dentro de la ventana de estudio del sector Mantecal – La Estacada, los cuales se muestran en la tabla siguiente (Tabla 1).

Tabla 1. Datos de registros de control de profundidad de basamento.

Nombre	Longitud (°)	Latitud (°)	Tope Pre-K	Altura (m)	Tope Pre-CK	Litología	Información
BAPU10	-70.19363	8.0487039	2775.2	115.04	-2660.16	Granito cubierto de rocas ígneas metamorfolizadas	Pozos
BAPU11	-70.2140601	7.97272671	3015.7	110.71	-2904.99	Granito cubierto de rocas ígneas metamorfolizadas basamento precretáceo	Pozos
BAPU13	-70.0990699	7.9816684	2887.1	107.13	-2779.97	Granito cubierto de rocas ígneas metamorfolizadas basamento precretáceo	Pozos
BAPU18	-70.21957	8.16541303	3063.2	129.04	-2934.16	Granito CZ Feldespático	Pozos
SZW-3	-70.1597196	8.1466668	2760	119.2	-2640.8	Precretáceo	Pozos
FS-1	-69.9977397	7.03958815	3048	103.28	-2944.72	Precretáceo	Sísmica
FS-2	-69.8552339	7.26877105	2800	99.73	-2700.27	Precretáceo	Sísmica
FS-3	-69.7191287	7.53677338	2600	92.97	-2507.03	Precretáceo	Sísmica
FS-4	-69.5479215	7.74869579	2600	87.59	-2512.41	Precretáceo	Sísmica
FS-5	-69.306012	7.91963858	1900	78.68	-1821.32	Precretáceo	Sísmica
FS-6	-69.6311254	6.84276591	2250	93.6	-2156.4	Precretáceo	Sísmica
FS-7	-69.449718	7.15167928	1950	87.08	-1862.92	Precretáceo	Sísmica
FS-8	-69.1644068	7.31183149	1800	84.25	-1715.75	Precretáceo	Sísmica
FS-9	-68.8840953	7.48601328	1650	71.78	-1578.22	Precretáceo	Sísmica
FS-10	-68.5941839	7.64400526	1500	70.34	-1429.66	Precretáceo	Sísmica
FS-11	-68.4126767	7.92387888	1500	68.95	-1431.05	Precretáceo	Sísmica
FS-12	-68.1545666	7.81710723	1400	63.3	-1336.7	Precretáceo	Sísmica
IN-2	-68.6017412	6.87546232	900	75.6	-824.4	Precretáceo	Sísmica
IN-4	-68.3226005	7.18266028	0	65.22	65.22	Precretácea	Afloramientos
IN-5	-68.0037805	7.16401963	0	58.8	58.8	Precretáceo	Afloramientos
Nutrias-1	-69.3169501	8.08194414	2093	85.37	-2007.63	No penetra basamento en 2903 m. Tope de la Fm. Carrizal en 2050	Pozos
Apure-1	-70.0261103	7.66000069	2683	100.11	-2582	No penetra basamento en 2683 m. Tope de la Fm. Carrizal en 2504	Pozos
Apure-3	-69.3705497	7.89638928	1896	80.64	-1815.36	No penetra basamento en 2290 m. Tope de la Fm. Carrizal en 1851 m.	Pozos
Ticoporo-1	-69.9677802	7.88805546	2632	97.74	-2534.26	Esquistos (Feo-Codecido)	Pozos

Los datos de intensidad magnética total provenientes de las cartas de anomalías magnéticas de Venezuela (1989), fueron obtenidos de las campañas realizadas por la compañía MENEVEN, las cuales fueron realizadas mediante levantamientos magnéticos aerotransportados, ejecutadas por el consorcio GEOTERREX Ltd. en los años 1981 y 1982. Estos mapas fueron digitalizados por González (2002), proceso durante el cual convirtió una serie de datos del territorio nacional y del Caribe, provenientes de campañas realizadas por REPSOL, GEOTERREX, entre otras, en un

set de datos consistentes, llevados a una altura de 2000 m s.n.m.m para la zona de estudio. Este conjunto de datos constituye una fuente detallada sobre la zona de estudio. Los datos fueron procesados al Datum WGS84.

4.2. Procesamiento de Datos Gravimétricos y Magnéticos

4.2.1. Procesamiento de datos gravimétricos del Proyecto Mantecal, evaluación estadística y Mapas de Anomalías generados.

4.2.1.1. Cálculo de Anomalías Gravimétricas (Anomalía de Bouguer):

Se realizó la reducción de los datos de gravedad observada del proyecto Mantecal a Anomalías de Bouguer, con densidad de $2,25 \text{ g/cm}^3$, calculando los valores de las correcciones por medio del uso de la herramienta de cómputo de *Microsoft® Office Excel 2003* y el programa de interpretación *Oasis Montaj 7.0.1* de la casa *Geosoft Inc®*. Las correcciones aplicadas para obtener los datos de Anomalías de Bouguer, fueron descritas en el Capítulo III, que comprenden la Corrección de Aire Libre, asociada al gradiente de gravedad respecto a la altura; la Corrección Topográfica, derivada de los efectos gravitacionales de las elevaciones y depresiones de la superficie terrestre; el cálculo de la Gravedad Teórica, de acuerdo a las variaciones de la gravedad con respecto al cambio de latitud producto del achatamiento de la tierra en los polos, calculada a partir del geoide de referencia WGS84; y el cálculo de la corrección de Bouguer, expresada en la lámina semi-infinita que representa la densidad predominante del subsuelo para la corrección de acuerdo a nuestro objetivo de estudio.

- Cálculo de la Gravedad Teórica

El desarrollo del Proyecto Mantecal 07G2D3C, realizado durante el año 2010, contemplo el levantamiento topográfico de las estaciones con alta precisión, utilizando como geoide de referencia el generado por el Sistema Geodésico Mundial de 1984 (World Geodetic System 1984, WGS'84). Tomando en cuenta este parámetro, para la estimación de la gravedad teórica de acuerdo a las variaciones de latitud se utilizó la fórmula de gravedad teórica de 1984 desarrollada por Moritz (1984), la cual esta descrita como:

$$G_{Teo} = 978032,67714 \times (1 + 0,0053024 \text{Sen}^2(\lambda) - 0,0000058 \text{Sen}^2(2\lambda)) \text{ [mGal]} \quad (\text{Ec. 4.1})$$

- Corrección de Aire Libre

Como fue mencionado anteriormente, esta corrección fue realizada bajo el cálculo del gradiente vertical de gravedad, utilizando como herramienta el programa *Office Excel 2003*, utilizando la ecuación 3.8 para el cálculo de la corrección, descrita en el Capítulo III, la cual expresa la variación de la gravedad con respecto a la altura.

- Cálculo de la corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer asume que la elevación entre la estación y el nivel del mar se puede considerar como una lámina semi-infinita. Tomando la geometría de esta lámina, dicha corrección viene dada por la ecuación 3.10 descrita en el Capítulo III.

Se utilizó, como densidad para la reducción (densidad de Bouguer), el valor de $2,25 \text{ g/cm}^3$, siendo esta la densidad atribuida a la Molasa predominante en la zona, apreciable de acuerdo a la geología descrita por autores en estudios anteriores de la zona.

- Corrección Topográfica:

Las medidas de gravedad observadas en campo se encuentran afectadas por la influencia de las elevaciones y depresiones presentes en la topografía aledaña a la estación medida. Con el fin de corregir el efecto causado por estas variaciones topográficas, se utilizó el módulo *Gravity*, y en él, la aplicación *Terrain Correction*, del software *Oasis Montaj*®.

Inicialmente la aplicación genera un mallado para calcular los valores de la corrección topográfica regional, con la finalidad de reducir los tiempos de cómputo, a partir de un modelo de elevación digital regional (*Digital Elevation Model, DEM*) y un modelo de elevación digital local. El programa realizó el cálculo de la corrección topográfica tomando una cuadrícula sobre cada estación a calcular, la cual divide en tres zonas, una cercana, una intermedia y una lejana, mostrada en el apéndice A. Para la zona cercana, el cálculo se desarrolló dentro del área de una celda cuadrada del mallado como distancia, lo que origina zonas triangulares desde el punto de la estación, calculando la corrección para un prisma de forma piramidal. En la parte intermedia, el

programa calculó la corrección entre la primera y la octava celda, en base la ecuación desarrollada sobre un prisma rectangular, y en la zona lejana, a partir de 8 celdas, el programa realizó el cálculo basado en ecuaciones de anillos concéntricos con secciones aproximadas tipo primas cuadrados (Oasis Montaj Gravity and Terrain correction User Guide, 2006).

Con tal fin, por medio de la página de internet del Servicio de Investigaciones Geológicas de los Estados Unidos (*U.S. Geological Survey, U.S.G.S.*), se obtuvieron los Modelos Digitales de Elevación (*DEM*), creados por medio de la misión topográfica del Radar *Shuttle (Shuttle Radar topography Mision, SRMT)* con resolución de 90 m (*SRTM DEM 90m*) para ser utilizado como modelo de elevación regional de la tierra, y otro mallado de Modelo de Elevación Digital de igual resolución para ser utilizado como modelo de elevación local. En este caso, los modelos de elevación digital local y regional fueron de distintas dimensiones en área, adaptándose a la cobertura de las estaciones de los distintos conjuntos de datos gravimétricos. Con el uso de estos dos modelos, por medio del módulo *Gravity* del programa de interpretación *Oasis Montaj 7.0.1.*, se realizó la corrección topográfica de los datos, generando inicialmente el mallado para la corrección topográfica regional, tomando como tamaño de la zona interna 500 m y zona externa 2000 m de distancia medidos desde la estación ordinaria a corregir,. Estos parámetros fueron tomados en base a las pocas variaciones de elevación en las proximidades de la zona de estudio (Los Llanos Occidentales Venezolanos, Sub-cuenca de Apure, con una cota mínima de 50 m y máxima de 75 m S.N.M.M. aproximadamente en el área de estudio y zonas próximas aledañas) en contraste a la presencia de importantes elevaciones a mayores distancias de las estaciones (Andes Venezolanos, Arco del Baúl).

Se seleccionó como densidad de reducción para el cálculo de las correcciones topográficas $2,25 \text{ g/cm}^3$, siendo correspondiente a la característica capa de molasa suprayacente en la zona de estudio. Seguidamente se ejecutó el cálculo del valor de la corrección topográfica, utilizando el mallado de corrección topográfica regional originado en el proceso anterior por el programa *Oasis Montaj*, y el modelo de elevación digital de 90 m de resolución como modelo local (*SRTM DEM 90m*) para cada caso de acuerdo al área de cobertura de cada grupo de datos. Del proceso se obtuvo una columna de datos con los valores de corrección asociados a la estación ordinaria correspondiente.

4.2.1.2. Evaluación estadística de los datos gravimétricos del Proyecto Mantecal

Siendo los datos procesados provenientes directamente del levantamiento realizado durante el Proyecto Mantecal, se realizó la revisión estadística desarrollando los procesos regulares de validación de los datos, mediante el estudio de los estadísticos descriptivos y de las herramientas gráficas. Para tal fin, se empleó el programa IBM® SPSS® Statistics, Versión 17, para calcular los estadísticos descriptivos principales. Así mismo se construyeron diferentes gráficos para la evaluación de la distribución y dispersión de los datos.

Durante el análisis se calcularon los estadísticos descriptivos de los datos de gravedad reducidos a Anomalía de Bouguer (Tabla 2).

Tabla 2. Estadísticos descriptivos de la anomalía de Bouguer reducida a 2,25 g/cm³ de los datos provenientes del Proyecto Mantecal 07G2D3C.

	Numero de Muestras	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar	Varianza
Anomalía de Bouguer (2,25 g/cm ³)	1112	-19,117	5,231	5,314	-5,948	5,61	31,505

Observando los estadísticos descriptivos se resalta que el rango de valores de los datos es de 24,348 mGal, variando de valores negativos a positivos, con una desviación estándar de 5,314, el cual indica una baja dispersión. Para visualizar la distribución de la variable preliminarmente se construyó el Histograma de Frecuencias (Figura 4.3) correspondiente a la anomalía de Bouguer.

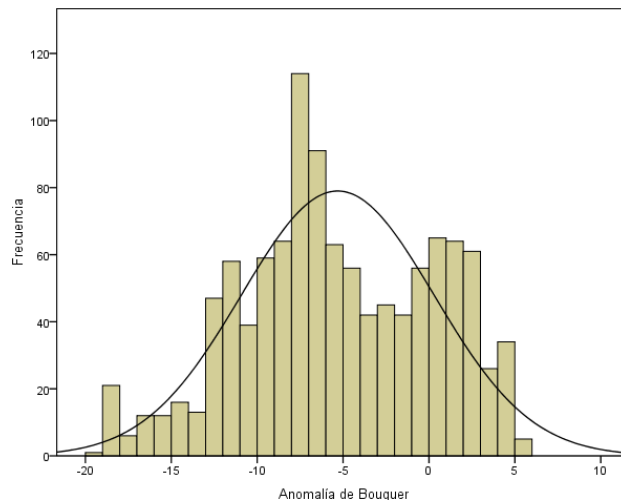


Figura 4.3. Histograma de frecuencia de anomalías de Bouguer para la densidad de reducción de $2,25\text{g/cm}^3$.

Se pudo destacar, bajo observaciones cualitativas, que la distribución estadística de los datos no fue necesariamente característica de una distribución Normal, mostrando más bien características bi-modales, con dos poblaciones ligeramente distinguibles, lo que pudiera estar vinculado a un importante significado geológico, por lo que se realizó la separación de la población por medio de la agrupación según la moda aproximada.

Se buscó dividir la población de datos gravimétricos en dos grupos de datos con características similares dentro de cada uno, de acuerdo a la diferenciación encontrada entre los datos en el histograma de frecuencia, obteniendo así dos grupos con características bien definidas.

Para para cada conjunto de datos separados se construyeron los histogramas de frecuencias (Figura 4.4), obteniendo sus estadísticos descriptivos (Tablas 3 y 4).

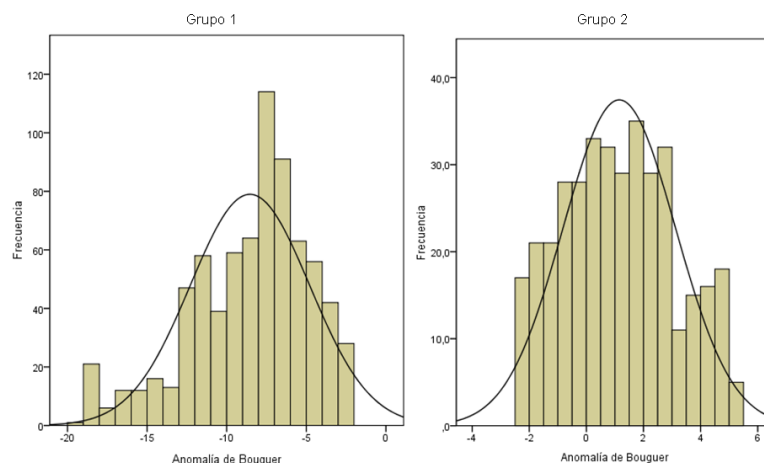


Figura 4.4. Histogramas de frecuencia de datos de anomalías de Bouguer para la densidad de $2,25\text{gr/cm}^3$ divididos en grupos 1 y 2.

Tabla 3. Estadísticos descriptivos del grupos 1 de los datos de anomalía de Bouguer reducidos con densidad de $2,25\text{ g/cm}^3$.

	Número de Muestras	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar	Varianza
Anomalía de Bouguer ($2,25\text{ g/cm}^3$)	742	-19,117	-2,502	-8,538	-7,806	3,742	14,025

Tabla 4. Estadísticos descriptivos del grupos 2 de los datos de anomalía de Bouguer reducidos con densidad de $2,25\text{ g/cm}^3$.

	Número de Muestras	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar	Varianza
Anomalía de Bouguer ($2,25\text{ g/cm}^3$)	370	-2,494	5,231	1,15	1,076	1,968	3,875

Para los dos grupos en los cuales se separó los valores de Anomalía de Bouguer, se observó cómo los histogramas de frecuencia correspondientes aparentan presentar una distribución sesgada, observando la las diferencias entre los grupos 1 y 2, lo cual pudiera estar resaltando un posible significado geológico propio de la zona.

Los valores del grupo 1 abarcaron un total del 66,7% de los datos, representando en su totalidad valores negativos, con un comportamiento sesgado hacia los valores mayores de su grupo. El Grupo 2, con el 33,3% de los datos, representando en su mayoría valores positivos de

Anomalía de Bouguer. Observando la tabla 4 se destaca que la mediana y la media del grupo de datos número 2 similar.

Se graficó espacialmente la ubicación de las estaciones de los grupos estadísticos 1 y 2 (Figura 4.5), observando que cada valor se encuentra agrupado espacialmente según su pertenencia a un grupo, lo que pudiera confirmar que la diferencia en la distribución mostrada entre estos dos sub-conjuntos pudiera estar asociada a factores geológicos.

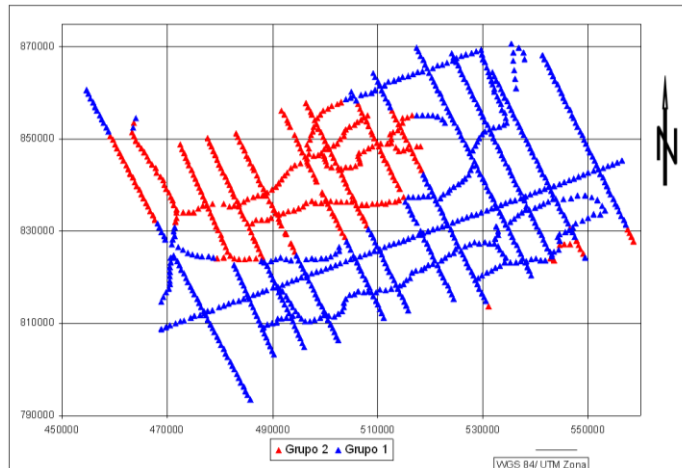


Figura 4.5. Ubicación relativa de las estaciones medidas de anomalía de Bouguer a $2,25\text{g/cm}^3$, de acuerdo a su grupo estadístico separado por criterio de conglomerados de K-Media.

Para continuar con la verificación estadística se decidió construir el diagrama de caja-bigote para comprobar la simetría de la distribución de los datos, resaltar los valores que escapan del rango aceptable y comprobar su coherencia con el resto del conjunto. En el mismo (Figura 4.6), no se observaron valores que escapan de los rangos establecidos (cuartiles contados a partir de la media), con buena simetría, mostrando en los “bigotes” la tendencia a una mayor dispersión los valores negativos.

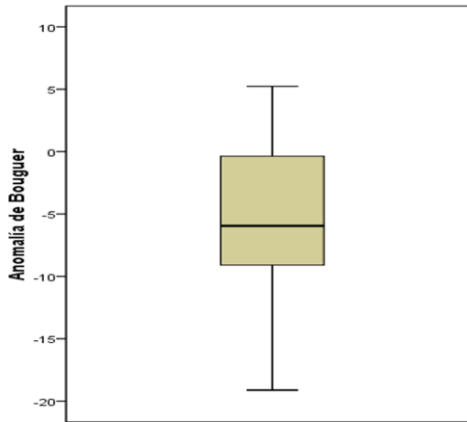


Figura 4.6. Diagrama de caja-Bigote de los valores de anomalía de Bouguer ($2,25\text{g}/\text{cm}^3$) de los datos adquiridos durante el proyecto Mantecal.

Posteriormente se ubicaron espacialmente los valores de anomalía de Bouguer según el cuartil perteneciente tal cual como fueron distribuidos en el diagrama de Caja-Bigote (Figura 4.7), observando que los grupos mantenían una distribución coherente de acuerdo de al crecimiento o decrecimiento de los datos, manteniendo una buena relación de acuerdo a los datos circundantes, sin observar valores aislados que pudieran considerarse provenientes de mediciones o cálculos erróneos.

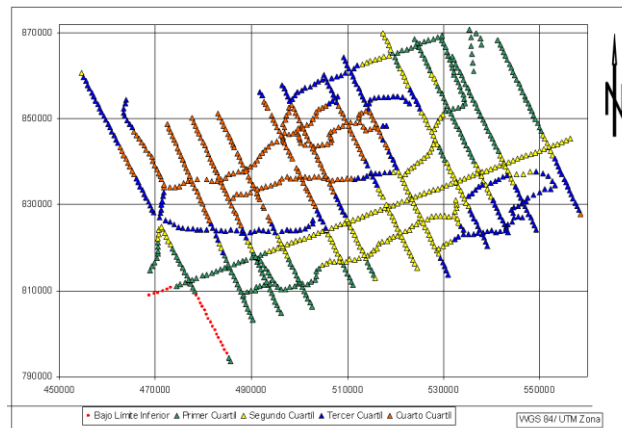


Figura 4.7. Distribución espacial de estaciones de acuerdo a la obtenida en el diagrama de caja-bigote de los valores de anomalía de Bouguer ($2,25\text{g}/\text{cm}^3$) de los datos adquiridos por el proyecto Mantecal.

Finalmente, de este análisis se observa que existe buena confiabilidad para trabajar con los datos, observada en su distribución estadística tanto como en la distribución espacial de los

valores, por tal motivo, se mantuvo el conjunto de datos gravimétricos del proyecto Mantecal completos para trabajar con el proyecto.

4.2.1.3. Análisis Geoestadístico de los datos del Proyecto Mantecal.

Un producto geoestadístico fue el variograma que representó en general el conjunto de datos (Figura 4.8), el cual fue utilizado posteriormente como referencia para realizar la interpolación de los datos con fines de generar el correspondiente mallado. Del mismo, se obtuvo que el modelo teórico de mejor ajuste fue el modelo esférico, con meseta de 40,5 (Valor de semi-varianza) y rango de 44,6 km.

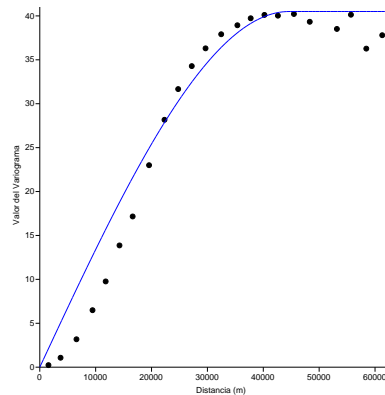


Figura 4.8. Variograma obtenido de los datos de anomalía de Bouguer ($2,25 \text{ g/cm}^3$) del Proyecto Mantecal, con su modelo teórico de ajuste (curva azul).

4.2.1.4. Mapa de Anomalía de Bouguer Proyecto Mantecal

Observando la distribución espacial de los datos, medianamente uniforme, y dando peso al hecho de que los variogramas observados revelan en cierta forma una orientación preferencial de la información recopilada, se utilizó el método de Kriging Universal como método de interpolación para generar el mallado de la información que mejor se ajuste con la información geológica. Para este procedimiento, se utilizó el modelo de variograma antes mencionado, (modelo esférico, con meseta de 40,5 de varianza y 44,6 km).

Las estaciones tomadas durante el proyecto Mantecal, se encuentran ubicadas generalmente sobre las líneas que siguieron el levantamiento sísmico, y un porcentaje menor sobre carreteras, con un espaciamiento de 100 m entre las estaciones en dirección a las líneas de adquisición. Sin

embargo, la separación entre estas líneas varió alrededor de los 10 kilómetros, por lo cual, dando peso a la cantidad de estaciones sobre cada líneas, se asumió como tamaño de celda para el mallado generado es de 1250 m, lo cual representa una estimación de lo que sería $\frac{1}{4}$ de la distancia promedio entre estaciones. Estos parámetros fueron los utilizados para generar el mapa de Anomalías de Bouguer ($2,25 \text{ g/cm}^3$) utilizando como herramienta el software Oasis Montaj Ver. 7.0.1.

4.2.2. Procesamiento de datos Gravimétricos Satelitales, evaluación estadística, geoestadística y Mapas de Anomalías generados.

4.2.2.1. Cálculo de Anomalías Gravimétricas (Anomalía de Bouguer)

Al igual que los datos provenientes del proyecto Mantecal, los valores de gravedad observada provenientes de la base de datos gravimétricos satelitales fueron reducidos a Anomalía de Bouguer a $2,25 \text{ g/cm}^3$, calculando de manera similar los valores de las correcciones, tal cual descritas en el Capítulo III y en la reducción hecha para los datos del proyecto Mantecal, que podemos enumerar como: la Corrección de Aire Libre; la corrección topográfica, calculada de manera similar, con los modelos de elevación correspondientes al tamaño de la ventana de trabajo para estos datos a densidad de reducción de $2,25 \text{ g/cm}^3$, el cálculo de la Gravedad Teórica, de acuerdo a las variaciones de la gravedad con respecto al cambio de latitud producto del achatamiento de la tierra en los polos, calculada a partir del geoide de referencia WGS'67; y el cálculo de la corrección de Bouguer, expresada en la lámina semi-infinita que representa la densidad predominante del subsuelo para la corrección de acuerdo a nuestro objetivo de estudio.

- *Cálculo de la Gravedad Teórica*

Los levantamientos de los cuales se obtuvieron los datos que dieron origen al modelo combinado que representa esta base de datos provienen de jornadas de estudio que fueron realizadas en diferentes periodos de tiempos, conteniendo información gravimétrica proveniente de levantamientos satelitales, terrestres y datos aerotransportados. Al ser generado el modelo, se utilizó como referencia el geoide generado por el Sistema Geodésico de referencia de 1967 (*GRS67, Geodetic Referencial System*). Tomando en cuenta esto, para la estimación de la

gravedad teórica de acuerdo a las variaciones de latitud se utilizó la fórmula de gravedad teórica de 1967 (ecuación 4.3).

$$G_{Teo} = 978031846 \times (1 + 0,005278895 \text{Sen}^2(\lambda) + 0,000023462 \text{Sen}^4(\lambda)) \text{ [mGal]} \text{ (Ec. 4.3)}$$

Donde λ es la latitud en la estación a corregir.

- *Corrección Topográfica:*

Para este fin, los procesos realizados fueron similares a los desarrollados durante la estimación de los valores para la corrección topográfica de los datos del proyecto Mantecal, conservando la resolución de los modelos digitales de elevación (*SRTM DEM 90m*), siendo de la misma fuente (*Shuttle Radar topography Mission, SRMT*) para ser utilizados como modelos de elevación local y regional, Cambiando las dimensiones de cobertura de los mismos, en función a la ventana de trabajo de los datos satelitales, los cuales abarcaron un área mayor en tamaño para los estudios. Se conservaron los valores de distancia interna y externa para la corrección, al considerar que a grandes distancias la influencia de la topografía de la zona sería mínima (zona interna 500 m y zona externa 2000 m), manteniéndonos dentro del área de Los Llanos Occidentales Venezolanos, Sub-cuenca de Apure, y alejados a mayores distancias los Andes Venezolanos y Arco del Baúl entre otras. Se seleccionó como densidad de reducción para el cálculo de las correcciones topográficas 2.25 g/cm^3 , correspondiente a la característica capa de molasa suprayacente en la zona de estudio.

4.2.2.2. Evaluación estadística de los datos gravimétricos provenientes de la Base de Datos gravimétricos satelitales nacional.

Para el caso de las observaciones provenientes de la base de datos gravimétricos satelitales, se realizó un estudio estadístico similar en estructura al realizado para los datos provenientes del proyecto Mantecal, iniciando con el cálculo de los estadísticos descriptivos (Tabla 5).

Tabla 5. Estadísticos descriptivos de los datos gravimétricos satelitales, reducidos a densidad de 2,25 g/cm³.

	Número de Muestras	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar	Varianza
Anomalía de Bouguer 2,25 g/cm ³	3530	-47,277	27,331	-5,962	-7,331	13,031	169,858

Mediante el análisis de los estadísticos descriptivos, se puede observar que el conjunto de datos de anomalía de Bouguer varía en un rango de 74,608 mGal, notablemente superior al rango en el cual se encuentran los datos provenientes del proyecto Mantecal, siendo esto atribuible al hecho de que la cantidad de datos y las dimensiones de la ventana de estudio de los datos de la ABAE es mucho mayor que la del proyecto Mantecal, tomando como importante observación que la media de estos dos conjuntos de datos es solo difiere en 0,648 mGal. Resalta también para este grupo el hecho de que dentro del rango que se maneja, la mediana y media del conjunto de datos tienen una diferencia de 1,36 mGal, lo cual, en el rango mencionado, puede dar indicio de que la distribución de los datos sea simétrica. Para comprobarlo, se construyó el histograma de frecuencia correspondiente a los datos (Figura 4.9).

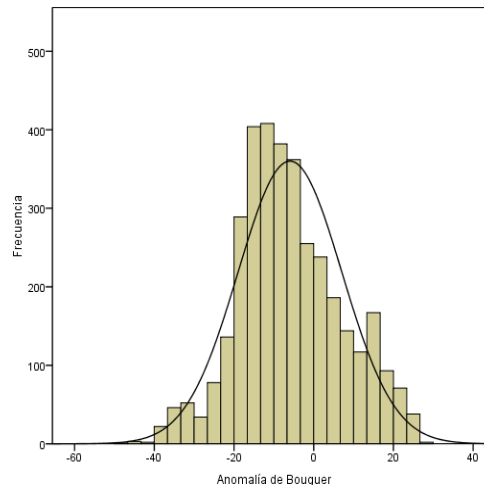


Figura 4.9. Histograma de frecuencia de anomalía de Bouguer (2,25g/cm³) de los datos satelitales.

Se pudo observar, mediante el análisis cualitativo del Histograma de frecuencias (Figura 4.9) que el conjunto de datos es unimodal, con un rango que va entre los -12 y -15 mGal, con moda bien definida y casi asimétrica permite asociar esta distribución empírica con un comportamiento normal.

Se construyó el diagrama de Caja-Bigote para resaltar los valores que escapan del rango aceptable y comprobar su coherencia con el resto del conjunto. En este caso (Figura 4.10) se muestra una mayor dispersión hacia los valores negativos. Se observaron datos que escaparan de los rangos establecidos para ser considerados como aceptables (cuartiles contados a partir de la media), fuera del rango que marca el valor mínimo de las observaciones, los cuales, por ser una cantidad de valores apreciable, se ubicaron espacialmente separando los distintos conjuntos de datos de acuerdo a su cuartil correspondiente.

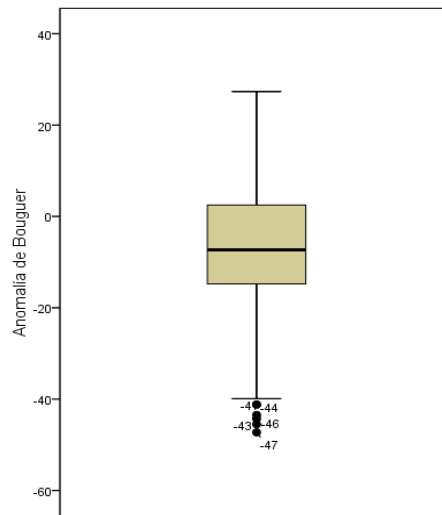


Figura 4.10. Diagrama de caja-bigote para los valores de anomalía de Bouguer calculada con la densidad de reducción de $2,25\text{g/cm}^3$ de los datos de la base de datos satelitales.

En el gráfico donde se ubicaron espacialmente los datos según su cuartil correspondiente, se observó que los valores mantuvieron un comportamiento coherente de acuerdo a su ubicación espacial respecto a sus vecinos (Figura 4.11).

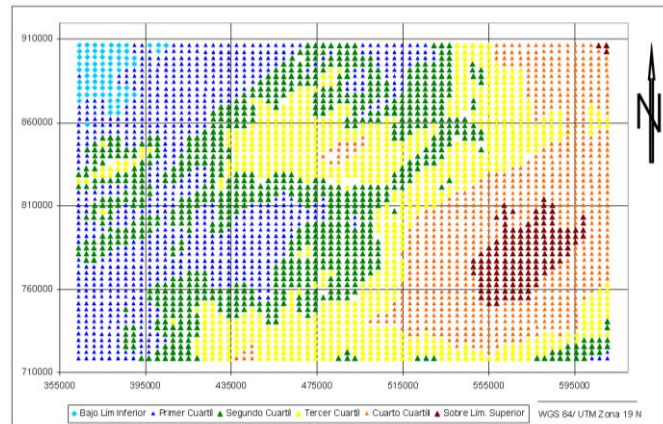


Figura 4.11. Distribución espacial de estaciones de acuerdo a la obtenida en el diagrama de caja-bigote de los valores de anomalía de Bouguer ($2,25\text{g/cm}^3$) de los datos Satelitales.

De acuerdo a las observaciones realizadas, y al análisis de los estadísticos descriptivos, así como de otras herramientas, se decidió trabajar con el conjunto de datos completo para la elaboración de los productos que sirvieron de herramienta para el estudio realizado.

4.2.2.3. Análisis geoestadístico de los datos de la base de datos gravimétricos satelitales.

Para el análisis geoestadístico se generó el variograma que representó el conjunto de datos (Figura 4.12), para ser utilizado como referencia para realizar la interpolación de los datos con fines de generar el correspondiente mallado. Del mismo, se obtuvo que el modelo teórico de mejor ajuste fue el modelo Esférico, con meseta de 130 (valor de varianza) y rango de 11 km.

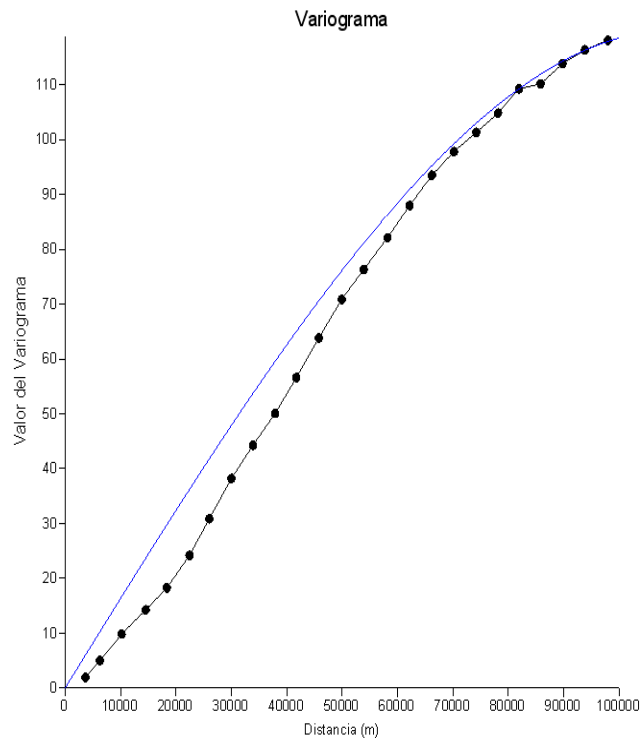


Figura 4.12. Variograma obtenido de los datos de anomalía de Bouguer ($2,25 \text{ g/cm}^3$) de los datos gravimétricos satelitales, con su modelo teórico de ajuste (curva azul).

4.2.2.4. Mapa de Anomalías de Bouguer de los datos provenientes de la base de datos gravimétricos satelitales.

Los datos gravimétricos provenientes de esta base de datos están distribuidos espacialmente de tal manera que hacen el muestreo espacial del área de manera regular, simulando estaciones gravimétricas en los vértices de una cuadrícula en un mallado rectangular con separación de 3670 m entre estaciones en dirección tanto Norte-Sur, como Este-Oeste. Estas condiciones hacen factible el uso del método de interpolación de Mínima Curvatura como el método de interpolación adecuado, sin embargo, los variogramas direccionales revelan una marcada anisotropía que denota una orientación preferencial en la distribución de los datos. Del tal manera, los intervalos de relación entre los datos en una dirección u otra pueden variar, por lo cual se decidió utilizar el método de *Kriging Universal* con un modelo de variograma teórico Esférico, con rango de 11 km y meseta de 130 (valor de la varianza), y se tomó lo que aproximadamente como $\frac{1}{4}$ de la distancia entre estaciones para el tamaño del celdas del mallado generado, es decir, 1250 m.

4.2.3. Procesamiento de datos magnéticos del Proyecto Mantecal 07G2D3C, evaluación estadística, geostatística y mapas de Anomalías generados.

4.2.3.1. Cálculo de Anomalías Magnéticas de los datos del Proyecto Mantecal.

Con la finalidad de calcular los valores de anomalía magnética obtenidos a partir de los datos de intensidad magnética producto del levantamiento realizado durante el proyecto Mantecal 07G2D3C, se utilizó el programa Oasis Montaj Ver. 7.0.1, con el cual se calculó el valor intensidad del Campo Geomagnético de Referencia, utilizando para esto el módulo IGRF del programa, para así obtener el valor del campo de referencia para la fecha y coordenadas correspondientes a la mediciones realizadas en cada estación ordinaria. Este valor es restado del valor de intensidad magnética total obtenido del levantamiento del proyecto Mantecal.

4.2.3.2. Análisis estadístico de los datos magnéticos del Proyecto Mantecal.

Inicialmente, para los datos de anomalía magnética provenientes del levantamiento del proyecto Mantecal, se calcularon los valores de los estadísticos descriptivos que muestran las tendencias y la dispersión de los valores, arrojando así una primera idea acerca de la distribución de los datos (Tabla 6)

Tabla 6. Estadísticos descriptivos de los datos de anomalía magnética provenientes del levantamiento del proyecto Mantecal.

	Número de Muestras	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar	Varianza
Anomalía Magnética (nT)	1107	-184,181	115.153	-94,692	-102,112	54,795	3002,574

Se pudo observar que el rango dentro del cual se encuentran estos datos es de 299,25 nT, por lo cual, se puede considerar que la diferencia de 7,42 nT entre la media y la mediana se puede considerada como un primer indicio de la simetría de los datos. Entre otras cosas, la desviación estándar fue de 54,795, lo cual, para el rango mencionado, indica una fuerte agrupación alrededor de la moda de los datos. Para visualizar esta distribución de manera gráfica, y analizar diferentes tendencias, se construyó primeramente el histograma de frecuencia correspondiente a los valores de anomalía magnética del proyecto (Figura 4.13), en el cual se pudo observar un comportamiento unimodal.

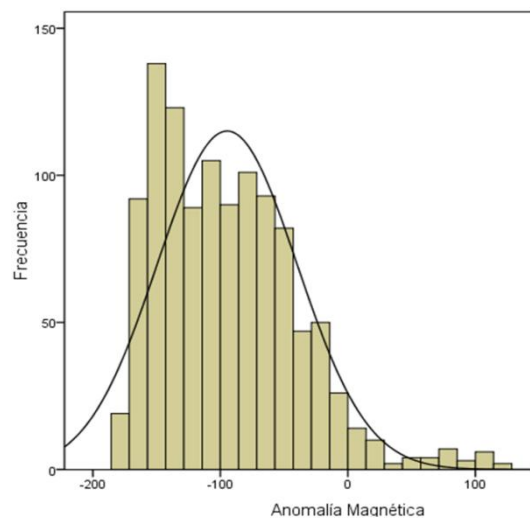


Figura 4.13. Histograma de frecuencia de los valores de anomalía magnética obtenidos a partir del levantamiento del Proyecto Mantecal.

Se construyó el diagrama de Caja-Bigote (Figura 4.14), con la finalidad de visualizar el agrupamiento de los datos según los cuartiles y su dispersión, y la separación entre los valores y la media de sus datos, en el cual se observó que existió una considerable cantidad de valores que salen de los cuartiles de acuerdo al criterio del diagrama de Caja-Bigote, por tal razón, se graficó la ubicación los valores representados en los cuartiles que diferencia el diagrama, para comprobar su coherencia espacial con el resto de los datos.

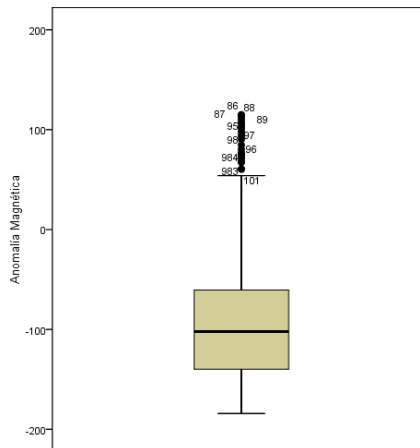


Figura 4.14. Diagrama de caja-bigote de la anomalía magnética del proyecto Mantecal.

Observando la ubicación de las estaciones de acuerdo al cuartil correspondiente (Figura 4.15) según el análisis desprendido de diagrama de Caja-Bigote, se pudo observar que en su totalidad

los valores que se encontraban fuera del rango se ubicaban espacialmente coherentes respecto a los valores vecinos, respetando el crecimiento y decrecimiento de la anomalía de manera coherente, por lo cual, no se consideró extraer algún valor.

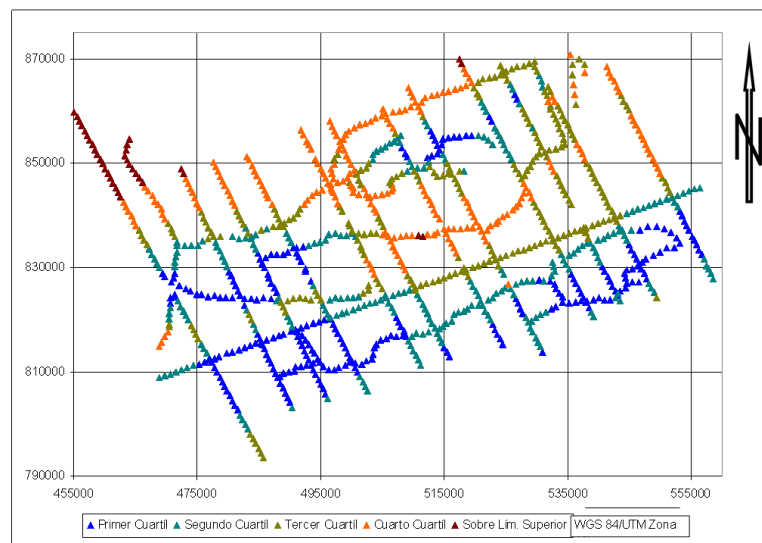


Figura 4.15. Distribución espacial de estaciones de acuerdo a la obtenida en el diagrama de caja-bigote de los valores de anomalía magnética provenientes de los datos del proyecto Mantecal.

4.2.3.3. Análisis Geoestadístico de los datos de Anomalía Magnética provenientes del proyecto Mantecal.

Se construyó el variograma representativo del conjunto de datos, del cual se pudo destacar el modelo teórico de ajuste, el cual fue un modelo Esférico, con Meseta de 3950 (varianza) y rango de 55 km. (Figura 4.16).

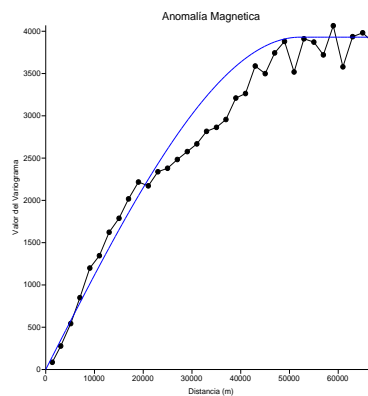


Figura 4.16 Variograma obtenido de los datos de anomalía magnética de los datos provenientes del proyecto Mantecal, con su modelo teórico de ajuste (curva azul).

4.2.3.4. Mapa de Anomalías Magnéticas del Proyecto Mantecal.

Tomando en cuenta que las estaciones magnéticas de este levantamiento coinciden con las estaciones gravimétricas levantadas durante el proyecto, se aplicó el mismo criterio de interpolación para generar el mallado que representó los datos, utilizando como método de interpolación *Kriging Universal*, con un modelo de variograma teórico Esférico, con meseta de 3950 (valor de la varianza) y rango de 55 km.

4.2.4. Datos de anomalías magnéticas provenientes de las cartas magnéticas venezolanas (1983), evaluación estadística, geoestadística y mapa de anomalías generado.

Los datos provenientes de la digitalización de las cartas magnéticas Venezolanas, contienen información reducida a anomalía magnética, por lo cual se realizó la evaluación estadística, geoestadística y generar el mapa representativo de las anomalías.

4.2.4.1. Evaluación estadística de los datos de Anomalía Magnética provenientes de las cartas magnéticas venezolanas.

Evaluando la calidad y verificando la validez de los datos, se calcularon los estadísticos descriptivos para los valores de anomalía magnética, verificando de esta manera la dispersión de los datos y observando su distribución (Tabla 7), de donde se observó que el rango en el cual varían los datos es de 552nT y con una varianza de 5185,46.

Tabla 7. Estadísticos descriptivos de los datos de anomalía magnética provenientes de las cartas magnéticas venezolanas (1983).

	Número de Muestras	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar	Varianza
Anomalía Magnética (nT)	1919145	-484,95	167,05	-222,66	-225,69	71,763	5185,46

Se construyó el Histograma de Frecuencia correspondiente para analizar gráficamente la distribución de los datos (Figura 4.17). Se observó que la distribución de los datos pudiera presentar un comportamiento posiblemente bi-modal, sin una distribución particular definida

claramente, con escasos valores de cola, observando esto de manera más resaltante si se compara con la curva que representa la geometría de un histograma proveniente de una distribución normal, por lo cual el estudio de normalidad no tendrían sentido en este caso.

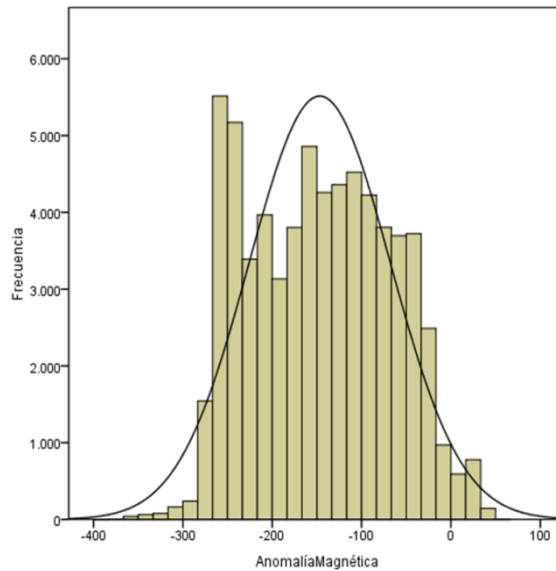


Figura 4.17. Histograma de frecuencia de los valores de anomalía magnética obtenidos a partir de las cartas magnéticas venezolanas (1983).

Se construyó el diagrama de caja bigote (Figura 4.18), con la finalidad de visualizar la distribución de los datos según los cuartiles correspondientes y visualizar su ubicación respecto a la media de los datos, observando la existencia de una posible simetría o algún otro rasgo característico de los datos.

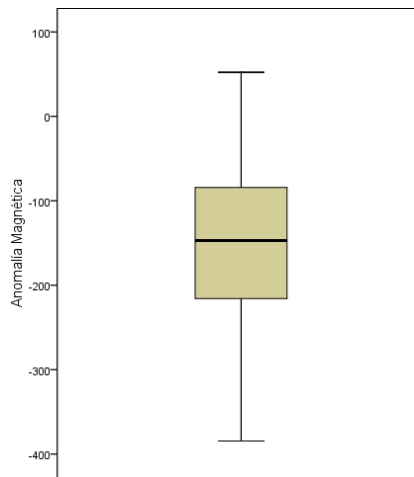


Figura 4.18. Diagrama de caja-bigote de la anomalía magnética obtenidos a partir de las cartas magnéticas venezolanas (1983).

Gráficamente se pudo observar que los valores de Anomalia Magnética se mantenían entre los rangos de los cuartiles descritos por el diagrama de Caja-Bigote, siendo muy pocos los valores que escaparon de este rango, observando también una simetría entre los datos. Para verificar la distribución espacial de los valores, se graficó la ubicación de las medidas de acuerdo a su grupo o cuartil correspondiente (Figura 4.19), observando que los valores mantuvieron una coherencia espacial razonable de acuerdo al crecimiento o decrecimiento de los valores de las anomalías. Tomando en cuenta estos factores, se decidió trabajar con el conjunto de datos completos si excluir ningún valor en particular en base a la regularidad que presentaron los mismos en el análisis realizado.

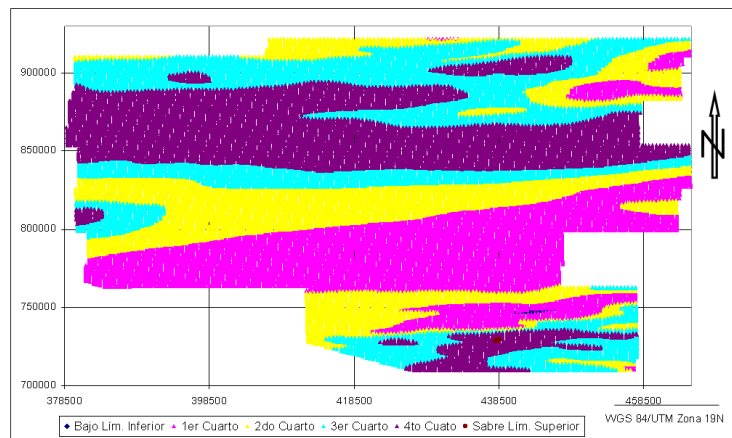


Figura 4.19. Diagrama de caja-bigote de la anomalía magnética obtenidos a partir de las cartas magnéticas venezolanas (1983).

4.2.4.2 Análisis geoestadístico de los datos de anomalía magnética provenientes de las cartas magnéticas venezolanas (1983)

Se construyó el variograma correspondiente al conjunto de datos (Figura 4.20), del cual se obtuvo como modelo teórico de mejor ajuste un modelo Exponencial, con una meseta de 7000 (varianza) y un valor de rango de 111 km. Igualmente, al obtener este resultado, se analizó la influencia de un posible comportamiento cíclico en los datos, lo que pudiera distorsionar un poco las distancias de relación real entre un grupo de datos y otro.

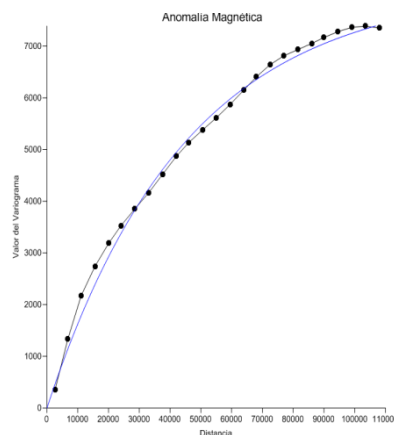


Figura 4.20. Variograma obtenido de los datos de anomalía magnética provenientes de las cartas magnéticas venezolanas, con su modelo teórico de ajuste (curva azul).

4.2.4.3. Mapa de anomalía magnética de los datos provenientes de la digitalización de las cartas magnéticas venezolanas.

Tomando en cuenta los diferentes factores visualizados en los análisis estadísticos y geoestadísticos, y a pesar de la distribución espacial uniforme del conjunto de datos, se consideró utilizar como método de interpolación, el método de Kriging Universal, dando peso al posible carácter cíclico de los datos, lo que reduce las distancias de relación entre valores observados en una ubicación respecto a otros similares en otra distinta. Se utilizó un modelo de variograma teórico Exponencial, con meseta de 7000 (varianza) y rango de 111 km., desarrollando el método de interpolación con un tamaño de celda de 250 m entre estaciones, correspondientes aproximadamente a $\frac{1}{3}$ de la distancia entre estaciones medidas.

4.3. Realce y Filtrado de la Información.

Con la finalidad de realizar la interpretación geofísica correcta de la información y datos recopilados para ajustar de esta forma los datos obtenidos a la realidad geológica de la zona, se construyeron diferentes herramientas de visualización que permitieron generar como producto final los modelos geológicos, basados en el hecho de que la información obtenida a partir la observación de propiedades físicas de la tierra (como las propiedades elásticas, la gravedad, el magnetismo, otros) es resultante de la suma de diferentes elementos que generan la respuesta final. En el caso de los datos provenientes de la medición de campos potenciales de la tierra, se generaron herramientas visuales y matemáticas para facilitar la interpretación de la información contenida en los datos procesados, las cuales se basaron en la separación de las anomalías según la posible fuente que los genera. Con estos métodos de separación se buscó realzar diferentes propiedades contenidas en las Anomalías de Bouguer y los datos de Anomalía Magnética. Esta separación o realce de la información requiere como requisito una serie de pasos que conllevan a una secuencia de procesamiento necesaria para producir herramientas visuales útiles para la interpretación.

4.3.1. Análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos y estimación de la profundidad de las diferentes fuentes de anomalía

El análisis espectral de los datos provenientes de mediciones de campos potenciales terrestres nos permite determinar las diferentes longitudes de onda que nos permiten establecer la profundidad de las fuentes detectadas. Para ello se calcula el Espectro de Potencia (o energía) Promediado Radialmente, y se realiza el análisis espectral derivado de la representación gráfica del logaritmo de la potencia espectral en función del número de ondas.

Los valores originados al realizar el cálculo del espectro de potencia promediado radialmente son funciones del número de onda y de la localización de los topos o límites de las estructuras que la generan, por lo cual, la densidad o magnetización de un cuerpo analizada por medio de la transformada de Fourier, permite determinar la máxima amplitud del espectro de energía del mismo, la cual es asociada al tope del cuerpo que la genera.

Para el análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos, se utilizó el módulo *MAGMAP* del programa *Oasis Montaj Ver. 7.0.1*, el cuál se basa en el análisis espectral descrito por Spector y Grant (1970), que consiste en utilizar la representación gráfica del logaritmo de la potencia (energía) en función del número de ondas, y en él, seleccionar el ancho de banda donde la relación entre estas dos variables sea lineal, partiendo del hecho de que la pendiente de esta línea es proporcional a la profundidad de la fuente que genera la anomalía.

Se generaron los gráficos provenientes del cálculo del espectro de energía promediado radialmente para cada uno de los conjuntos de datos por separado, utilizando el mencionado programa *Oasis Montaj Ver. 7.0.1*, y se trazaron las rectas de mejor ajustes en las banda de frecuencia donde se observó que la relación logaritmo de la energía y numero de onda fue lineal, para luego realizar el cálculo de la profundidad estimada.

Para cada fuente interpretada, se estimó el valor de la profundidad estimada de la misma, dividiendo el valor de la pendiente de la recta ajustada a la curva entre el valor 4π , descrito por Spector y Grant (1970).

Dentro del espectro de energía proveniente del análisis de datos de campos potenciales terrestres se pudieran contener generalmente entre tres y cuatro componentes, provenientes de fuentes ubicadas a distintas profundidades, dependiendo este resultado de los contrastes en el subsuelo de la propiedad observada, sin embargo, la existencia de un valor menor o mayor de soluciones de profundidad, debe ser controlado por la posible composición del subsuelo posiblemente de manera predictiva, así como también es de importancia el estudio controlado de la geometría de la curva.

4.3.2. Mapas provenientes del filtrado de las anomalías de Bouguer y anomalías magnéticas.

Con la finalidad de procesar y visualizar los realces y separaciones de las propiedades contenidas en los datos provenientes de las observaciones de los campos potenciales en tierra, el procedimiento más utilizado es la aplicación de métodos de filtrado, para los cuales se utilizó como herramienta el módulo *Montaj MAGMAP Filtering* del programa *Oasis Montaj Ver. 7.0.1*.

La secuencia de procesamiento se inicia con una etapa inicial de pre-procesamiento, en la cual el programa realiza la remoción de las tendencias regionales del mapa en el dominio del espacio, rellena los espacios interpolados por en el mallado con valores armónicos y realiza la expansión del mallado a un área, en este caso cuadrada, adecuando las dimensiones de la información a un sistema operable por la transformada rápida de Fourier, la cual es el siguiente paso del método de filtrado, se transforma la malla de trabajo del dominio del espacio al dominio del número de ondas.

Seguidamente, se definen los filtros a ser aplicados a la malla de trabajo, y sus respectivos parámetros, los cuales, luego de ser definidos son aplicados al mallado ya transformado al dominio del número de ondas. Posteriormente, el programa realiza el cálculo de la transformada inversa de Fourier, se regresa el mallado ya filtrado del dominio del número de ondas al dominio del espacio, para finalmente reponer los datos filtrados al tamaño original de la malla y restaurar la tendencia regional del mapa final removida en la etapa inicial de pre-procesamiento.

Entre los filtros y técnicas aplicadas con el fin de realizar la interpretación visual de los datos de campo de gravedad y magnéticos de trabajó, se utilizaron las derivadas verticales y horizontales, cósenos direccionales, y la técnica de separación de efectos residuales y regionales por el método de continuación analítica hacia arriba (CAHA). Para la aplicación de estos métodos se utilizó el módulo *MAGMAP* del programa *Oasis Montaj Ver 7.0.1*.

4.3.2.1. Filtrado de anomalías de Bouguer ($2,25\text{g/cm}^3$) de los datos provenientes del Proyecto Mantecal

Derivada Direccionales

Las derivadas verticales y horizontales realzan y ayudan a mejorar la visualización señales provenientes de fuentes que pueden ser de limitadas dimensiones en profundidad y extensión lateral. Las señales de este tipo de fuentes suelen ser opacadas por el efecto ocasionado por otras fuentes de mayores extensiones y espesores en profundidad, ubicados a mayores profundidades. Esto se traduce en el realce en el mapa de anomalías de la señal de fuentes más pequeñas y someras, lo cual ayuda al delineamiento y definición de estas estructuras menores.

Bajo este principio, se decidió realizar el filtrado de los mapas de Anomalías de Bouguer aplicando derivadas direccionales en dirección vertical, generando los mapas de primera y segunda derivada vertical, por medio del uso del módulo *MAGMAP* del programa *Oasis Montaj Ver. 7.0.1*, bajo el procedimiento descrito anteriormente en la sección 4.3.1.

Cosenos Direccionales

Dentro de los mapas obtenidos por medio del procesamiento de datos provenientes del estudio de campos potenciales de la tierra se pueden observar anomalías dispuestas en ciertas direcciones, así como pueden presentarse problemas de ruido direccional, especialmente en la señal originada por fuentes localizadas.

Como fue mencionado anteriormente, sobre la zona Mantecal – La Estacada, diversas teorías manifiestan la existencia de dos fallas pseudo paralelas, con una orientación aproximada en superficie de N63°E para ambas, las cuales han sido nombradas como los posibles bordes del graben de Mantecal (Gonzales de Juana et al, 1980).

Tomando en cuenta estas interpretaciones geológicas y al observar los contornos de los mapas obtenidos con los datos de gravedad y magnetismo terrestre, se decidió realizar el filtraje de la señal con la utilización de una técnica que permitiera resaltar las anomalías orientadas en la dirección preferencial de los contornos en general, siendo útil para tal objetivo la aplicación del filtrado por medio de cósenos direccionales, en este caso en dirección aproximada de N60°E, y la dirección transversal a los contornos observados, N30°W, para los mapas de Anomalía de Bouguer del proyecto Mantecal.

Separación Regional y Residual de los mapas de anomalías

La señal observada dentro de los mapas de anomalías obtenidos, está compuesta por una suma de señales provenientes de fuentes diversas, algunas de carácter regional, otras de carácter local y entre otras, ruido o señal que no resulta de interés para los objetivos de determinado estudio. Generalmente, las anomalías de carácter regional se manifiestan en señales con longitud de onda larga, observables a grandes distancias, mientras que las anomalías locales se manifiestan en señales de longitud de onda corta, observadas localmente, normalmente representativas de

cuerpos geológicos localizados o pequeñas fallas. Para la interpretación geológica, es de interés poder visualizar por separado las distintas respuestas provenientes de diferentes fuentes, para así identificar los objetivos de estudio con mayor facilidad.

Con tal fin, se aplicó el método de separación residual–regional aplicando filtros paso banda, realizando el análisis del espectro de poder promediado radialmente explicado en el Capítulo 3, para seleccionar la longitud de onda que representa el corte que divide anomalías regionales (de onda larga) del resto de la señal, así como la onda correspondiente al corte de las anomalías residuales (de onda corta), que son utilizadas como longitud de onda al momento de aplicar un filtro paso banda de nos arroja como resultado los correspondientes mapas de anomalías regionales y residuales según sea el caso (Telford et al, 1976).

Con la finalidad de obtener el mapa de anomalías regionales se utilizó como longitud de onda de corte bajo 30 Km correspondiente a un número de onda de $0,033 [1/Km]$, con la cual se aplicó un filtro paso bajo. Para obtener el mapa de Anomalías Residuales, se utilizó una longitud de onda de corte de 2,5 km, correspondiente a un número de onda de $0,4 [1/Km]$, aplicando un filtro paso alto.

4.3.2.2. Filtrado de anomalías magnéticas de los datos provenientes del Proyecto Mantecal.

Se aplicó la serie de filtros y procesos de realces utilizados en los datos de Anomalía de Bouguer del Proyecto Mantecal a los distintos conjuntos de datos provenientes de métodos potenciales, teniendo en cuenta las consideraciones que intrínsecamente conllevan cada uno de ellos según su procedencia y características, contenido espectral, etc., siguiendo los pasos descritos anteriormente de tratado previo de los datos a su filtrado final.

Derivadas direccionales

Manteniendo los principios aplicados para el filtrado y realce de las anomalías de los datos gravimétricos del Proyecto Mantecal, se aplicó las derivadas de primer y segundo orden en dirección vertical, obteniendo los productos para la interpretación, siguiendo los métodos de filtrados aplicados anteriormente.

Separación Regional-Residual

Se obtuvo el mapa de anomalía regional con un filtrado paso bajo para una longitud de onda de 20 km (número de onda $0.05 \text{ }^1/\text{km}$), y para efectos residuales se aplicó un filtrado paso alto para una longitud de onda de 2 km (número de onda $0.5 \text{ }^1/\text{km}$).

4.3.2.3. Filtrado de anomalías de Bouguer ($2,25\text{g/cm}^3$) de los datos Satelitales.

Derivada direccionales

Se aplicaron las derivadas de primer y segundo orden en dirección vertical aplicando los métodos de filtrados anteriormente descritos.

Separación Regional-Residual

Se Utilizó el método de filtrado de diferentes longitudes de onda se realizó para el regional para una longitud de onda de 50 km, aplicando un filtro paso bajo a número de onda $0,02 \text{ }^1/\text{Km}$, para el residual, se utilizó como onda de corte una longitud de 2 Km aplicando un filtro paso alto (número de onda $0.5 \text{ }^1/\text{Km}$).

4.3.2.4. Filtrado de anomalías magnética de los datos provenientes de las Cartas Magnéticas Venezolanas.

Derivada direccionales

Se obtuvieron las derivadas de primer y segundo orden derivada en dirección vertical por los métodos de filtrado anteriormente descritos.

Cosenos direccionales

Fueron generados estos mapas en direcciones $N60^\circ E$ y $N30^\circ W$, los cuales expresaron diferente información manteniendo el apego a resaltar estructuras posiblemente orientadas en esta dirección.

Separación Regional-Residual

Se separó en anomalías residuales-regionales por medio del filtrado por número de ondas, obteniendo el mapa de efectos regional a partir de la aplicación de filtro Paso Bajo para una longitud de onda de 50 Km ($0.02 \text{ }^1/\text{km}$), y el respectivo residual con un filtro Paso Alto para una longitud de onda de 2 Km ($0.5 \text{ }^1/\text{km}$).

4.3.3. Estimación de la profundidad del Basamento por medio del método de Deconvolución de Euler

Por medio del uso del método de deconvolución de Euler se obtienen estimaciones localizadas de la profundidad de la fuente que genera la señal de campo potencial en una ventana de estimación tomada como muestra del conjunto que compone un mallado de datos, así como también se ayuda a delimitar contactos, basados en la utilización de un campo potencial como nivel base y un índice estructural que se utiliza como indicador de la geometría posible del cuerpo esperado, trabajados en una ecuación de homogeneidad (explicación contenida en el Capítulo III).

La deconvolución de Euler puede arrojar diferentes soluciones de profundidad para una localización específica, junto a las cuales, se genera igualmente los valores de error asociados a las soluciones. La selección de la respuesta más adecuada a la realidad geológica entre el conjunto de soluciones generadas se obtiene a partir del control realizado en la selección índice estructural para la ecuación de homogeneidad y del tamaño correcto de la ventana de muestreo que se tomará para resolver la ecuación de Euler.

Este proceso fue realizado por medio del uso del módulo *Euler3D*, del programa *Oasis Montaj Ver. 7.0.1*. La operación realizada es la estimación de profundidades por medio del método de Deconvolución de Euler Estándar ("*Stándar Euler Desconvolution 3D*"), en la cual, se estiman las profundidades invirtiendo la ecuación de Euler en una determinada ventana del mallado, donde para este trabajo, se trabajó con el conjunto de datos de anomalía de Bouguer Satelitales, y los datos de anomalía magnética provenientes de la digitalización de las cartas magnéticas Venezolanas (González, 2002), los cuales, permitieron hacer la selección de una ventana lo suficientemente amplia para el estudio, ampliando una distancia aproximada de 1,5° a

partir de los bordes de la ventana de interés para el estudio, reduciendo a medida de lo posible, los efectos de borde que pudiera ocasionar un conjunto de datos con valores confinados solo al área de interés.

4.3.3.1. Estimación de profundidad obtenida a partir de la deconvolución de Euler 3D aplicada a los datos de Anomalía de Bouguer.

Con la finalidad de obtener valores de profundidad estimada confiables, inicialmente se seleccionó una ventana ampliada para realizar el cálculo, como se mencionó anteriormente para reducir los efectos de bordes. Teniendo en cuenta que la finalidad del proceso de deconvolución fue definir la morfología y profundidad aproximada del basamento cristalino de la zona, al mallado obtenido para esta nueva ventana se aplicó un filtro paso bajo, con la finalidad de extraer de los resultados valores asociados a fuentes de mayor profundidad que no se encuentren en el rango de nuestro interés. Este filtro fue aplicado para una longitud de onda de 50 km ($0,02 \frac{1}{\text{km}}$).

Observando los resultados obtenidos por medio de ensayos realizados, se determinó que los parámetros que guardaron mayor lógica con los valores esperados para la geología descrita se obtuvieron a partir del uso de un índice estructural de 0.75 para la ecuación homogénea que se aplica en el cálculo, así como un índice de multiplicidad de ventana de 12.

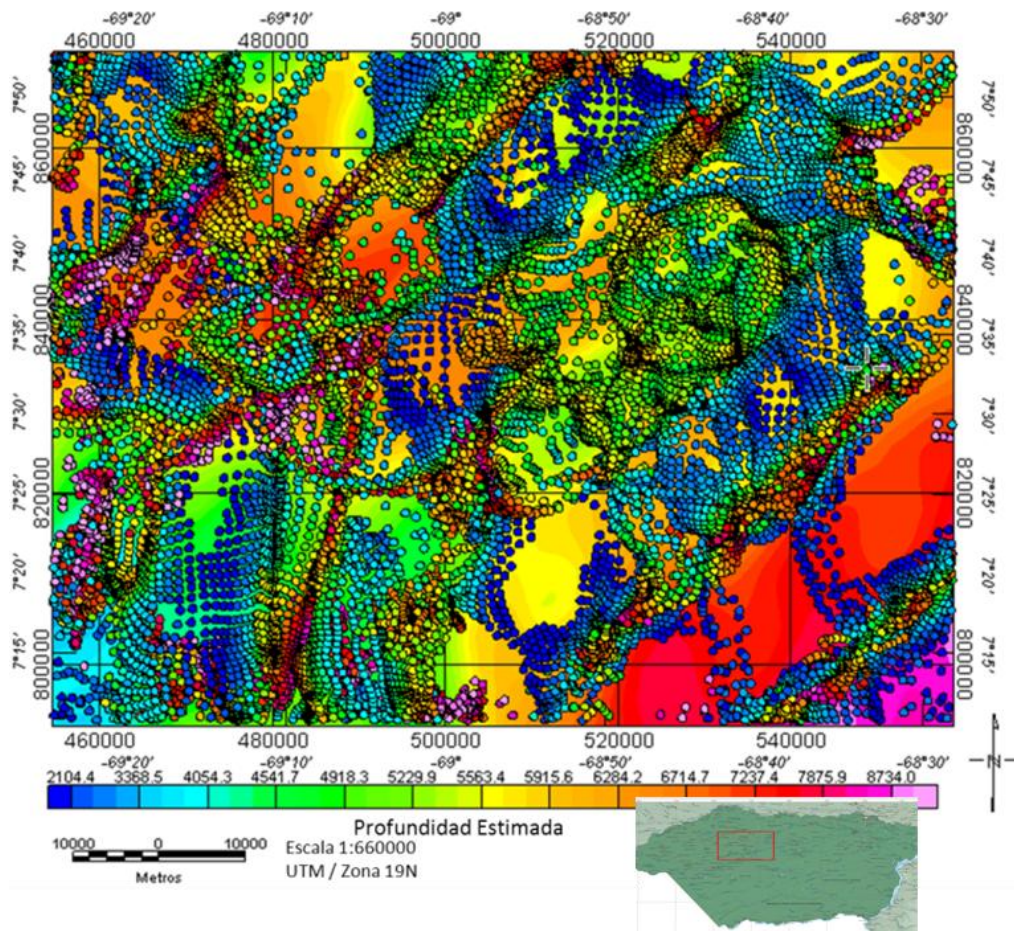


Figura 4.21. Profundidad estimada por medio del método de Deconvolución de Euler 3D de los datos de Anomalía de Bouguer mostrada en la ventana de interés, calculado con un índice estructural de 0,75.

De este resultado (Figura 4.21), se resalta una orientación preferencial de las estructuras con un rumbo aproximado de $N45^{\circ}E$, claramente definido en la zona centro este del mapa. Sin embargo, los valores de profundidad estimados por esta metodología muestran una diversidad amplia que debió ser tomada en cuenta con detalle al momento de ser utilizados estos resultados.

4.3.3.2. Estimación de profundidad obtenida a partir de la deconvolución de Euler 3D aplicada a los datos de anomalía magnética.

Utilizando un procedimiento similar al aplicado a los datos de anomalía de Bouguer utilizados para estimar profundidades por este método, se realizó la estimación de profundidades para el conjunto de datos de anomalía magnética provenientes de las cartas magnéticas venezolanas (1983), ampliando la ventana de estudio lateralmente 2° alrededor del área de interés

y efectuando un filtrado de paso banda para una longitud de onda de 50 km. ($0.02 \frac{1}{\text{km}}$). A partir del procedimiento de selección de los parámetros apropiados para aplicar la deconvolución de Euler, se utilizó como índice estructural para la ecuación un valor de 1,5 y un valor de multiplicidad para el tamaño de ventana utilizada de 12.

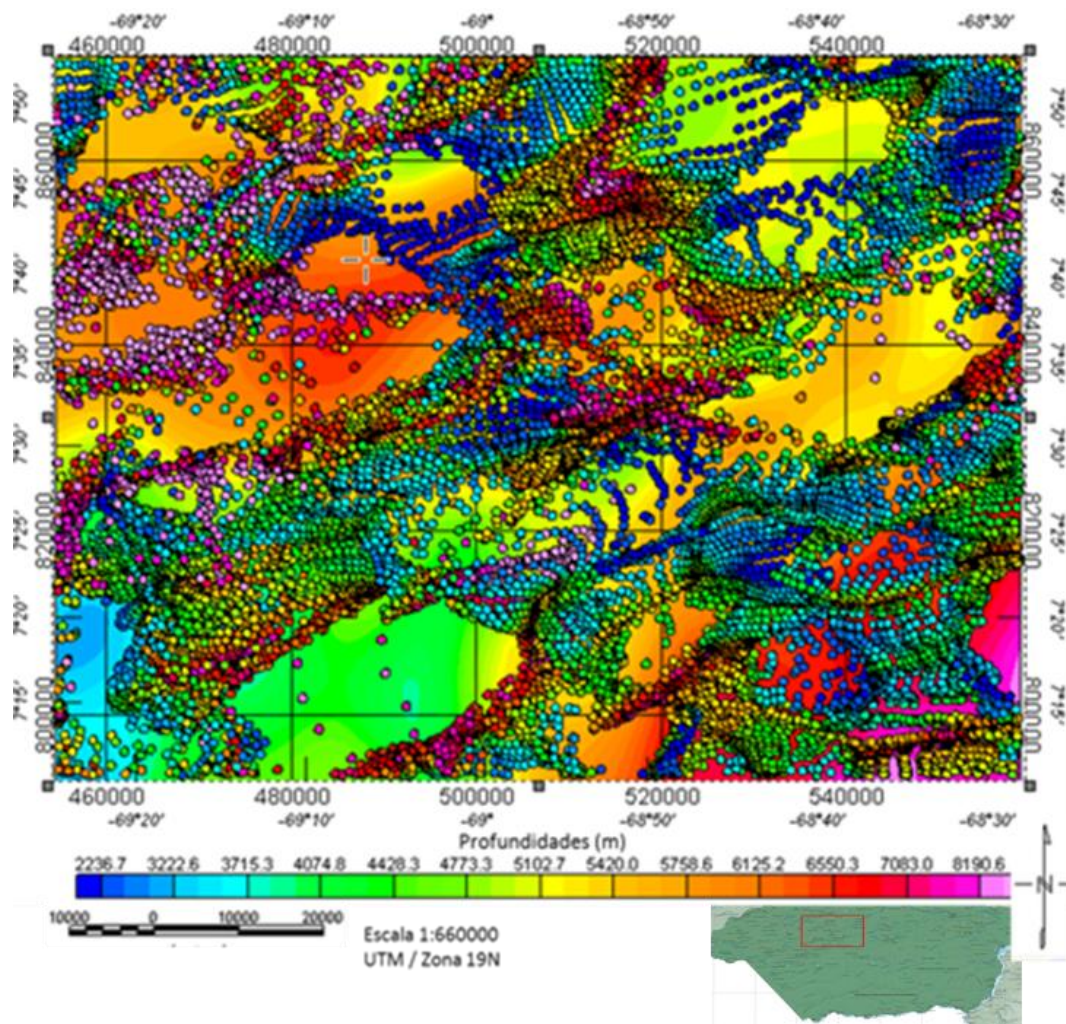


Figura 4. 22 Profundidad estimada por medio del método de deconvolución de Euler 3D de los datos de anomalía magnética mostrada en la ventana de interés calculado para un índice estructural de 1,5.

Observando el resultado (Figura 4.22), se destaca que la deconvolución de Euler aplicada a los datos magnético estima valores alineados a lo largo de direcciones preferenciales similares a las obtenidas en el caso de los estimados para los datos de anomalía de Bouguer, así como igualmente los valores de profundidad son similares, lo que puede resaltar la orientación de las estructuras presentes en la zona.

4.3.4. Relación de cobertura espacial entre los mapas de datos gravimétricos y magnéticos provenientes del proyecto Mantecal, datos gravimétricos satelitales y anomalía magnéticas de las cartas magnéticas venezolanas.

Los mapas de anomalía de Bouguer y anomalías magnéticas de mayor cobertura, fueron generados con los datos gravimétricos satelitales y los datos de anomalías magnéticas de las cartas magnéticas venezolanas (González, 2002) para la zona comprendida entre las coordenadas Norte 718585.41 y 912151.42, y entre Este 362325.69 y 610569.92, bajo el sistema de referencia WGS'84 en la zona UTM 19 Norte, la cual comprende una cobertura más completa de la zona de interés para el estudio, basado en la observación realizada sobre el mapa de anomalías de Bouguer y el mapa de anomalías magnética de Venezuela, observando el cierre de las curvaturas de las anomalías, los cuales proponen una mayor extensión de la estructura que es interés de estudio, la cual no es cubierta en su totalidad por el levantamiento realizado durante el desarrollo del proyecto Mantecal 07G2D3C, el cual solo cubre una ventana interna al área de estudio, entre las coordenadas Norte 793573.89 y 870795.40, y entre Este 454609.85 y 558628.11 (WGS '84 UTM 19N).

La cobertura del levantamiento realizado durante el desarrollo del proyecto Mantecal abarcó una ventana de menores dimensiones en comparación al área de cobertura que se trabajó con los otros conjuntos de datos. Con la finalidad de visualizar el espacio que ocupó el área del levantamiento, se graficaron las estaciones gravimétricas y magnéticas tomadas durante el proyecto Mantecal sobre la zona que se considera de interés para el estudio según las anomalías gravimétricas y magnéticas observadas (Figura 4.23).

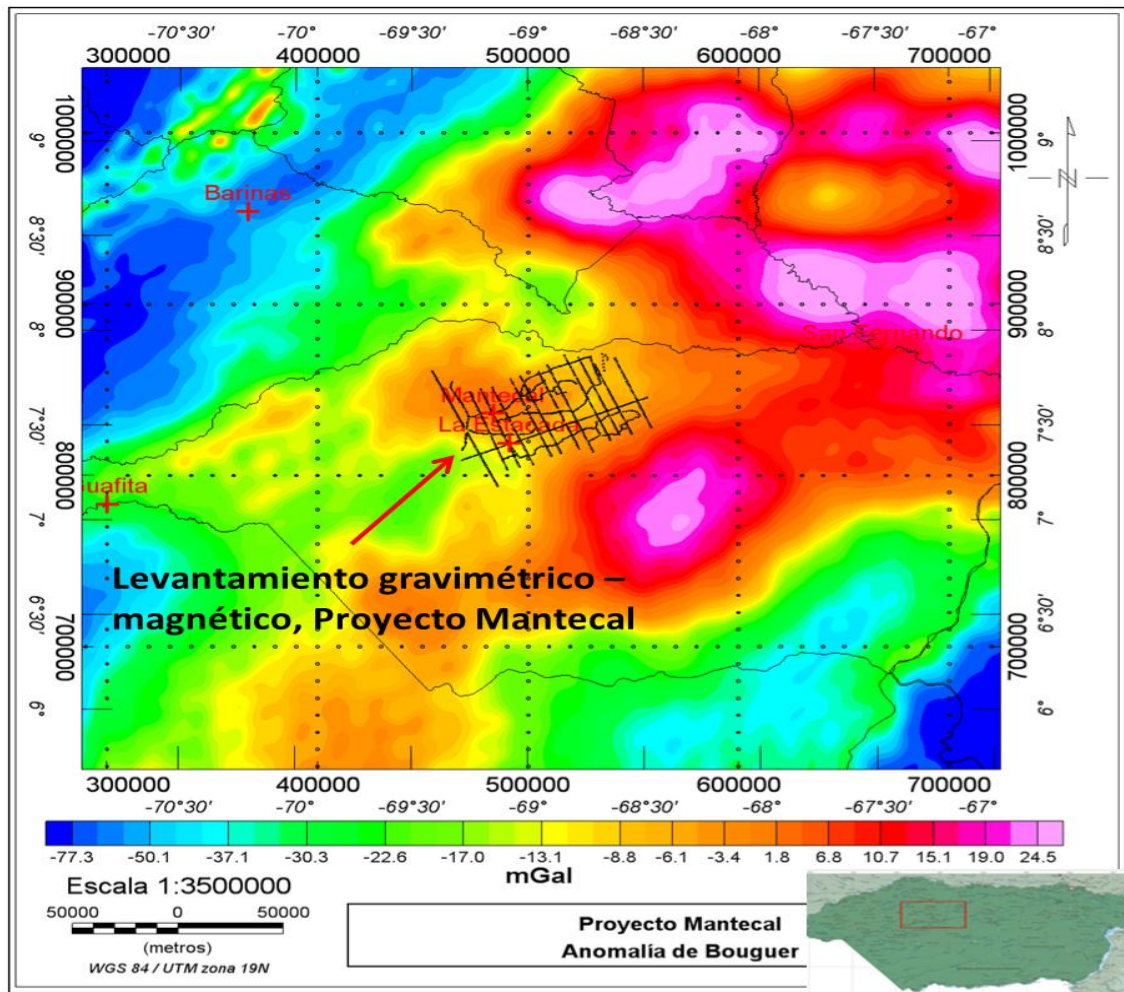


Figura 4.23. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona de Apure, Mantecal, mostrando las estaciones gravimétricas y magnéticas tomadas.

Evaluando el rango de valores de las anomalías de Bouguer podemos observar que en la zona sur-oeste del área resaltan mínimos relativos altamente marcados, que por su orientación pudieran estar asociado a la presencia de las fallas de Mantecal mostradas en la figura 4.24, siendo la ubicación de estas interpretada por Gonzales de Juana et al (1980), e inferidas por Beltrán (1993), las cuales tienen una orientación subparalela a la orientación preferencial de los mínimos a los cuales nos referimos. También se observan máximos gravimétricos de interés hacia la zona nor-este del área de estudio que no fue cubierta por la adquisición del proyecto Mantecal. Las estaciones medidas durante el levantamiento realizado por el proyecto no alcanzan a cubrir estas anomalías, por lo cual, con el fin de definir la posible existencia de una estructura de interés, se

amplió la vista de la zona de estudio inicial del proyecto Mantecal con el fin de definir con mayor conocimiento la estructura presente en subsuelo de la zona.

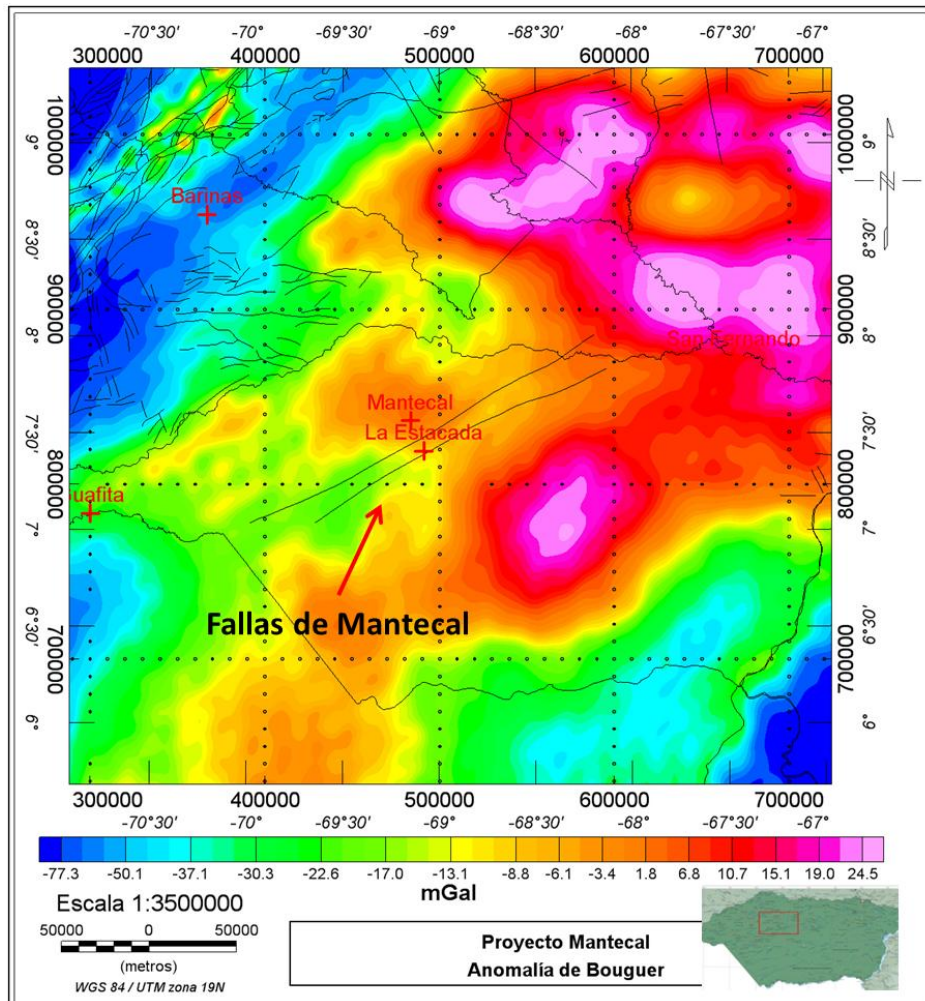


Figura 4.24. Mapa de anomalía de Bouguer, mostrando la ubicación y orientación aproximada de las Fallas de Mantecal, según Gonzales de Juana et al. (1980) y Beltrán (1993).

Adicionalmente, se observó que los límites entre las regiones magnéticas planteadas para el mapa de anomalías magnéticas proveniente de la digitalización de las cartas magnéticas venezolanas mantiene relación en cuanto a la orientación preferencial de los contornos y ubicación con la interpretación realizada por Foster (1980), en el cual plantea la ubicación del límite entre un basamento Precámbrico y Cámbrico en la zona, criterio que se tomó en cuenta en el momento de realizar la interpretación de los datos provenientes de mediciones de campos potenciales terrestres. Esta relación es ilustrada en la figura 4.25.

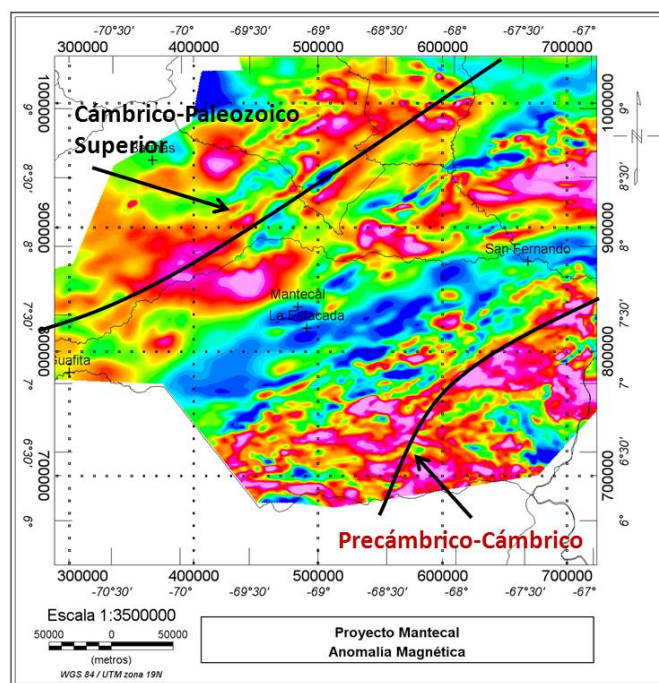


Figura 4.25. Mapa de anomalías magnéticas mostrando la orientación y ubicación aproximada del límite planteado por Foster (1980) entre un dominio de basamento Precámbrico al sureste, cámbrico al centro, y Paleozoico Superior al noroeste marcado por el corrimiento de Apure.

Con la finalidad de comprobar la coherencia existente entre los diferentes conjuntos de datos de manera cuantitativa, se realizó el cálculo del coeficiente de correlación entre los datos de anomalía de Bouguer provenientes del levantamiento del proyecto Mantecal con los datos Satelitales, así como también se realizó para los datos de anomalía magnética derivados del proyecto Mantecal, siendo comparados con los datos provenientes de las cartas de anomalía magnética venezolanas. Teniendo en cuenta que las estaciones con valores medidos no coinciden espacialmente de manera exacta entre ambos levantamientos, se realizó la agrupación de pares de datos por medio del uso del programa *R* de *The R Project for Statistical Computing* Versión 2.13.2, utilizando el algoritmo desarrollado por Garzón (2010), el cual asocia puntos de medición cercanos, estableciendo una zona de tolerancia para trabajar con los pares de puntos, muestreando la totalidad de la zona abarcada por el levantamiento del Proyecto Mantecal, tomando como puntos de referencia para la búsqueda las estaciones de este levantamiento terrestre, asociando el valor de medición más cercano del correspondiente conjunto de datos satelitales para la comparación, utilizando seguidamente estos pares de valores agrupados para calcular finalmente el valor de coeficiente de correlación con la herramienta de cálculo Microsoft Excel (R). Para el

caso de los datos de anomalía de Bouguer el valor obtenido de correlación fue de 0,836; mientras que para los datos de anomalía magnética el valor obtenido fue de 0,892; lo cual indicó, para ambos casos, una confiable similitud entre los datos en la zona del levantamiento, que y nos otorgó una buena confiabilidad a la hora de extrapolar el estudio utilizando valores de la ventana ampliada de datos.

4.4. Interpretación de la Información Sísmica

La metodología utilizada para realizar la interpretación de la sísmica 2D del área de estudio se inició realizando el inventario de la información disponible para tal fin. Durante esta etapa, se realizó la selección de las líneas sísmicas que de acuerdo a su ubicación y orientación aportarían mayor información al estudio realizado, eligiendo de tal manera, un total de 4 líneas de sísmica 2D provenientes del levantamiento del Proyecto Mantecal 07G2D3C, y una del levantamiento realizado durante el año 1982 en el área de Apure, bajo el nombre del Proyecto Apure 82 (Figura 4.26). Igualmente se constató la existencia de interpretaciones previas para estas líneas sísmica, por lo que se contó con la interpretación realizada por el grupo de intérpretes del Proyecto Mantecal durante el año 2010 en la sede de PDVSA.

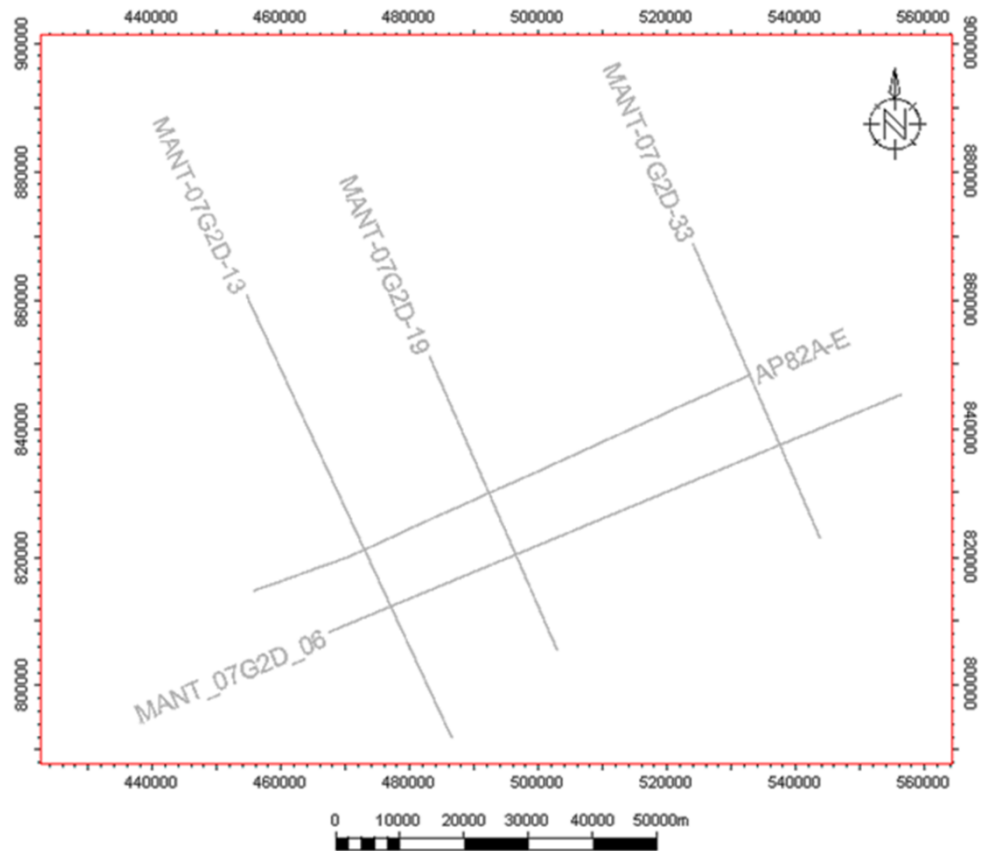


Figura 4. 26. Ubicación relativa de las líneas sísmicas utilizadas para el proyecto, mostrando los registros seleccionados, los cuales son Mant-06, Mant-13, Mant-19, Mant33 y Apu82A-E.

Las líneas sísmicas del proyecto Mantecal 07G2D3C interpretadas fueron procesadas durante el año 2010. Con la finalidad de mantener en lo posible la homogeneidad de la información entre el contenido sísmico de este levantamiento y las líneas provenientes de levantamientos anteriores, se realizó el re-procesamiento de las líneas sísmicas APU82-1 y APU82A-E, para así tener mayor control sobre la posible relación entre la información de los diferentes registros. Durante el desarrollo del proyecto se contó con el producto obtenido a partir de este reprocesamiento (Figura 4.27).

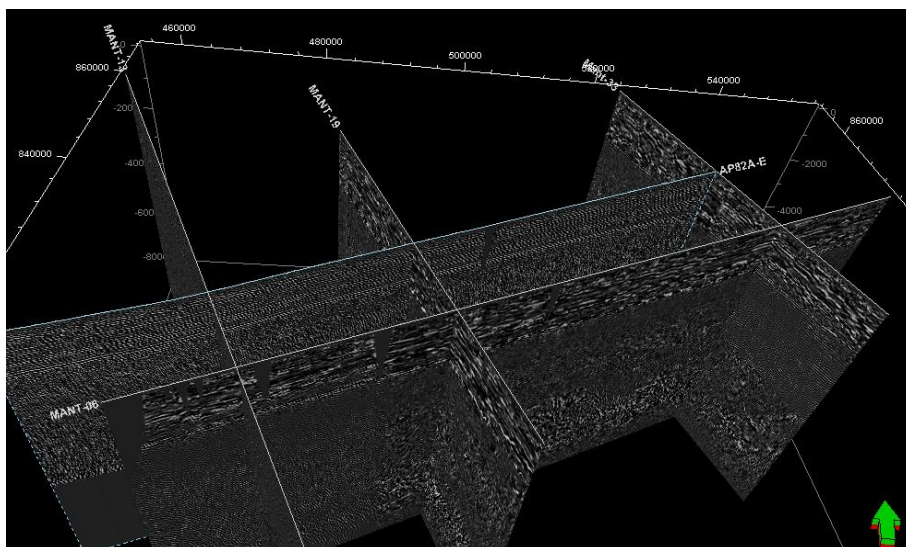


Figura 4.27. Vista 3D de la sísmica de diferentes proyectos procesada durante el mismo proyecto durante el año 2010.

También se pudo comprobar que dentro del área de estudio no se cuenta con ningún pozo perforado en la base de datos de PDVSA, por lo cual, el proceso de interpretación sísmica realizada por el conjunto de intérpretes consistió en la extrapolación de la información contenida en el pozo más cercano al área (APU-3X), el cual fue utilizado para realizar la interpretación sísmica sobre la línea AP82-1. A partir de esta interpretación se realizó el traslado de los horizontes interpretados en la misma a las líneas sísmicas de interés, realizando previamente la corrección en tiempo necesaria, y seleccionando los reflectores equivalentes en las líneas a contenidas en la zona realizando comparaciones por medio de observaciones de las propiedades dinámicas de las reflexiones seleccionadas, comparando características como la amplitud y la fase de las interpretados como topes de interés (Figura 4.28).

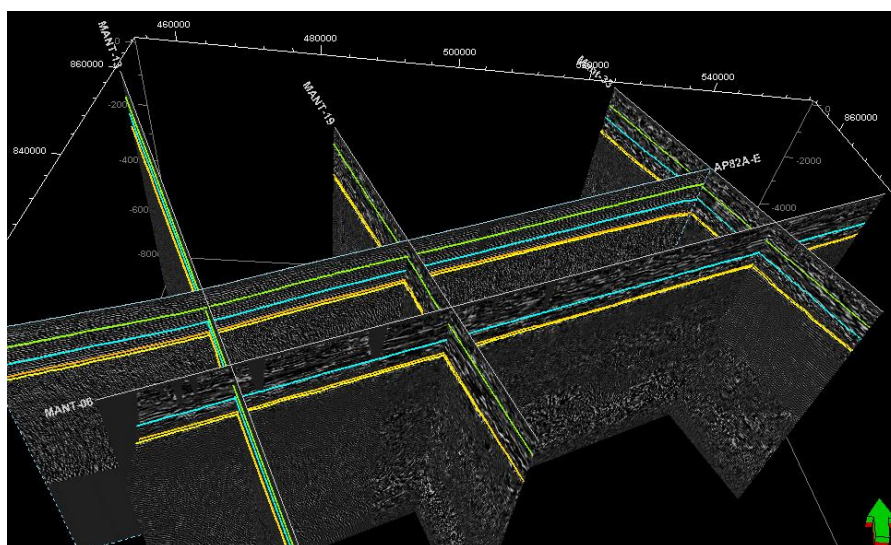


Figura 4.28. Información sísmica con las interpretaciones realizadas por el grupo PDVSA durante el proceso de interpretación descrito realizado en el año 2010, donde se representan el tope de la formación Parángula en Verde, Tope del Oligoceno en Azul, Tope de la Formación Aguardiente en Anaranjando, y Tope del basamento en Amarillo.

Se contó con la información litológica del pozo APU-3X (Figura 4.29), el más cercano al área de estudio, a partir del cual se extrapola la interpretación sísmica sobre los registros del área de estudio, obteniendo de este la descripción litológica y de espesores de formaciones en el mismo. En este pozo las operaciones de perforación fueron iniciadas en noviembre del año 1948, y fue abandonado durante febrero del año 1949, alcanzando una profundidad total de 6300 ft, llegando el tope de la formación descrita como Esquistos de Apure, de edad Paleozoico, a 6154 ft de profundidad sin llegar a la base de la misma.

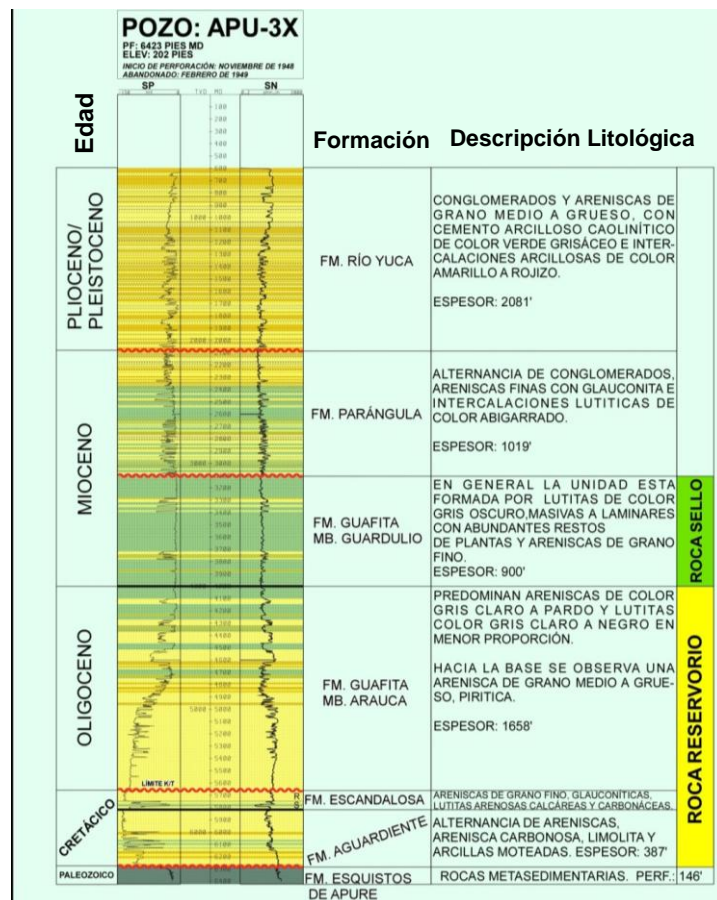


Figura 4.29. Pozo APU-3X, con la descripción litológica de las interfaces identificadas.

Sobre la información sísmica, se contó con los horizontes interpretados como topes de las Formaciones Parángula, Tope del Oligoceno (Formación Guafita, Miembro Arauca) Tope de la Formación Aguardiente y el tope del basamento de la cuenca sedimentaria interpretado, asumido como el tope de la formación Esquistos de Apure, observando por la continuidad de los reflectores y según las condiciones geológicas de la zona, el acñamiento del resto de las formaciones respecto al basamento presente en el área de estudio.

Igualmente, mediante el análisis cualitativo de la información sísmica, se observaron reflectores coherentes bajo el tope del basamento de la cuenca sedimentaria interpretado, los cuales, a pesar de la dificultad que representó realizar el seguimiento de los mismos, fueron interpretados con el fin de constatar la consistencia geológica de la información. Esta interpretación se realizó sobre la línea central Mant-19 y sobre la línea Mant-06.

4.3.4.1. Carga de datos sísmicos.

Para trabajar con la información sísmica se procedió inicialmente con la carga de los datos en el programa a ser utilizado con tal fin. Para esto se contó con el Software Petrel 2008-32bits, proporcionado por la empresa PDVSA Servicios Exploratorios división Oriente, en su sede de PDVSA Refinación Oriente, en Guaraguao Estado Anzoátegui.

Con tal fin, inicialmente se crea un proyecto para cargar la información, realizando la carga inicial de los archivos en formato SEG Y al mismo, verificando que no existiera un posible “misties” en tiempo o diferencia en el tiempo de referencia entre las diferentes líneas sísmicas trabajadas.

Seguidamente se cargaron las interpretaciones aportadas por el equipo de interpretación, obteniendo de esta manera los horizontes interpretados sobre las líneas sísmicas cargadas (ejemplo en Figura 4.30).

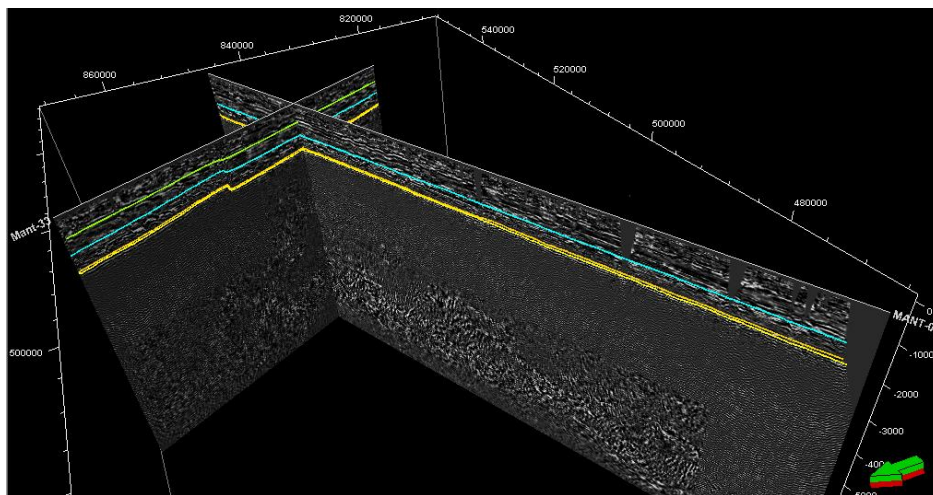


Figura 4.30. Líneas sísmicas Mant-06 y Mant-33, mostrando las interpretaciones sísmicas obtenidas y su relación, en las cuales se observó que no existen “misties” en tiempo entre las líneas y las interpretaciones.

De igual manera, se verificó que la ubicación de los horizontes interpretados en tiempo coincidiera con el recorrido del reflector en particular que se pretendiera resaltar, constatando que el recorrido de los reflectores marcados coincidía con un reflector de interés, como se puede comprobar en la figura 4.31.

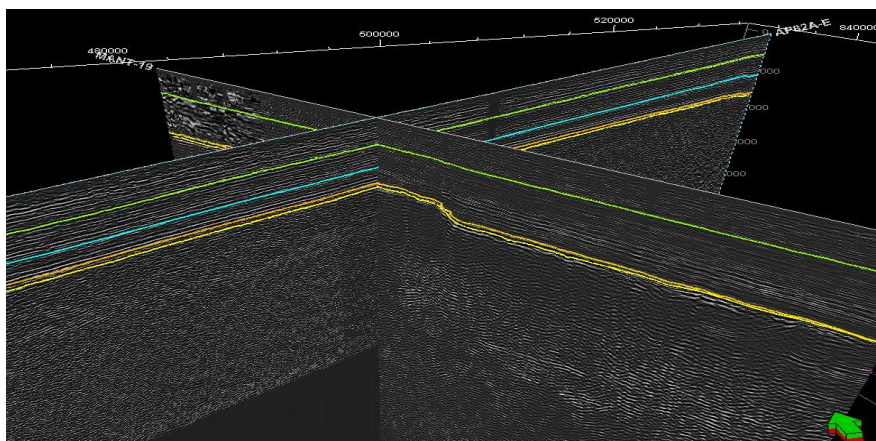


Figura 4.31. Líneas sísmicas Mant-19 y APU82A-E, mostrando las interpretaciones sísmicas obtenidas y su relación, en la cual se observa la ausencia del horizonte que representa el tope del Oligoceno de color azul sobre la línea Mant-19.

Se realizó la carga de las fallas interpretadas en la zona, y la verificación visualmente de las mismas, comprobando que coincidieran con discontinuidades reales en la zona, de las cuales se destacan las estructuras en tipo flor interpretadas por el grupo de PDVSA, verificando su existencia en alguna línea sísmica próxima para comprobar su continuidad lateral (Figura 4.32).

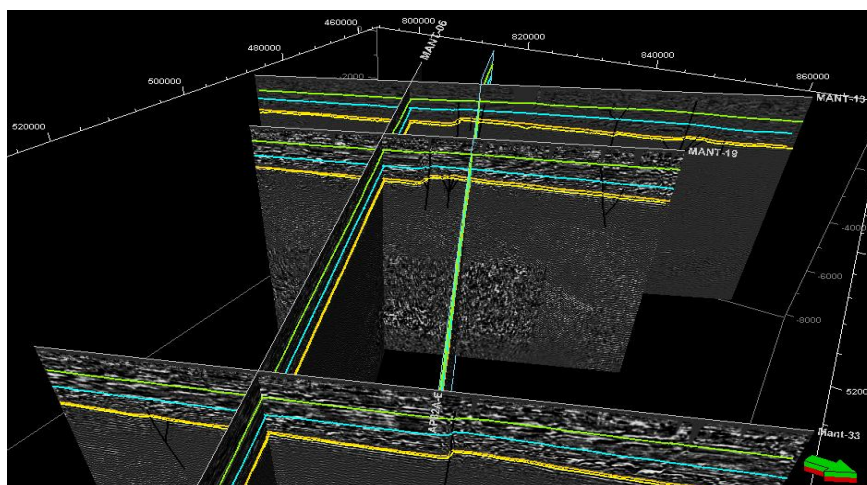


Figura 4.32. Líneas sísmicas cargadas con los horizontes interpretados, mostrando las fallas interpretadas.

Adicionalmente se utilizó la herramienta estadística de la varianza o semblanza aplicada a los registros sísmicos procesados, el cual es una herramienta útil para la acentuación de límites laterales en los registros sísmicos. Se verificó la existencia de las fallas obtenidas de la interpretación previamente realizada, observando como la anomalía generada luego de la

aplicación del algoritmo de semblanza realzó la geometría de estas estructuras a lo largo de los perfiles sísmicos. Este método fue aplicado en las líneas Mant-13, Mant-19 y Mant-33, ya que fue sobre estas líneas que se observaron fallas interpretadas (Figura 4.33).

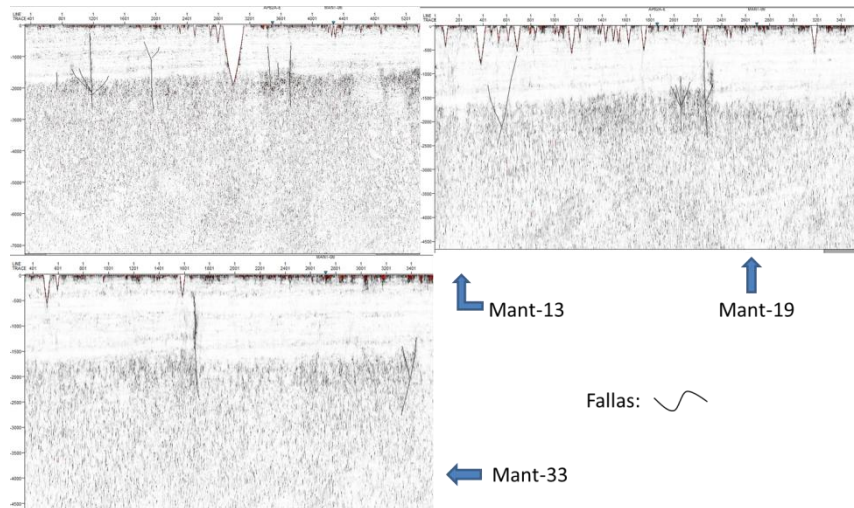


Figura 4.33. Cálculo de varianza aplicado a las líneas sísmicas que contaban con fallas interpretadas con la finalidad de realzar la existencia de las mismas.

El algoritmo también fue calculado sobre las líneas sísmicas en las cuales no fueron interpretadas fallas, Mant-06 y APU82A-E (Figura 4.34), con la finalidad de comprobar la existencia o no de un posible límite resaltante que pudiera ser interpretado como tal, observando que no existieron características que pudieran ser descritas como fallas, tomando en cuenta para esto la continuidad de los reflectores en la líneas analizadas.

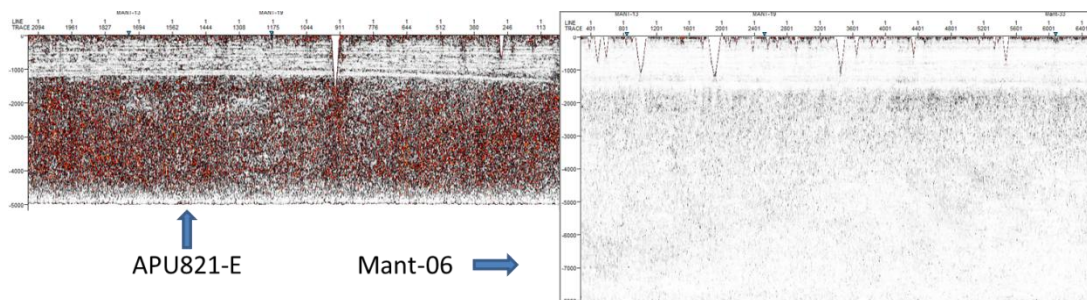


Figura 4.34. Cálculo de varianza aplicado a las líneas sísmicas Mant-06 y APU82A-E, en las cuales no se observan límites importantes que pudieran representar fallas.

4.3.4.2. Interpretación de Horizontes y Fallas.

Como se pudo observar adicionalmente en los ejemplos de las figuras 4.34 y 4.35, en caso de algunas líneas sísmicas, no se contó con la interpretación de los horizontes en ciertos niveles. Para completar la interpretación, se realizó la selección de los reflectores realizando el “picado” correspondiente, teniendo como guía la marca generada por las interpretaciones de las otras líneas sísmicas en las intersecciones entre las mismas, completando de esta manera la interpretaciones de los horizontes identificados para cada una de las líneas sísmicas. Este fue el caso de la línea sísmica Mant06 (Ver figura 4.30), para la cual no se contó con el horizonte interpretado al nivel del tope de la Formación Parángula, y con la finalidad de completar su interpretación, se utilizó como guía las intersecciones del reflector en las líneas Mant13, Mant19 y Mant33 (Figura 4.35).

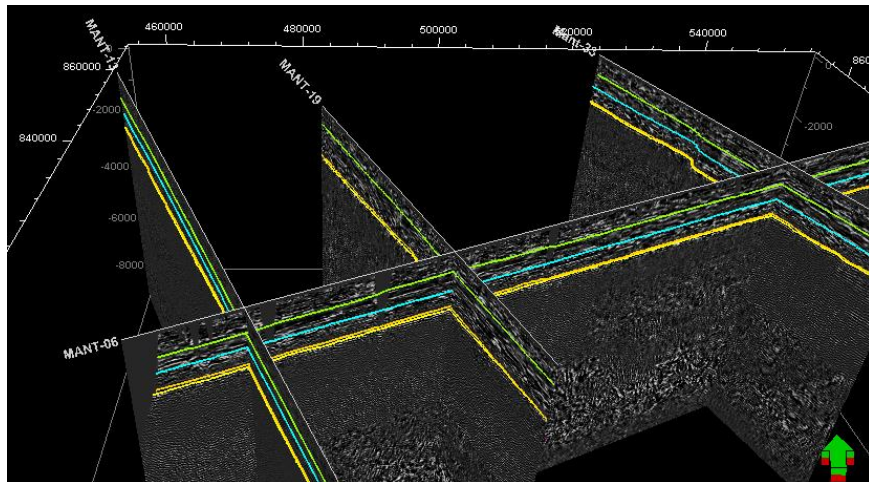


Figura 4.35. Líneas sísmicas Mant-06, Mant-13, Mant-19 y Mant-33, mostrando la interpretación resultante de la prolongación del tope de la Formación Parángula, de color verde, sobre la línea Mant-06.

Para el caso de la línea Mant-19 (Ver figura 4.31), no se contó con el tope del Oligoceno interpretado, se repitió el procedimiento utilizado para la línea Mant06, utilizando como guía la intercepción del reflector interpretado con las líneas Mant-06 y APU82A-E (Figura 4.36).

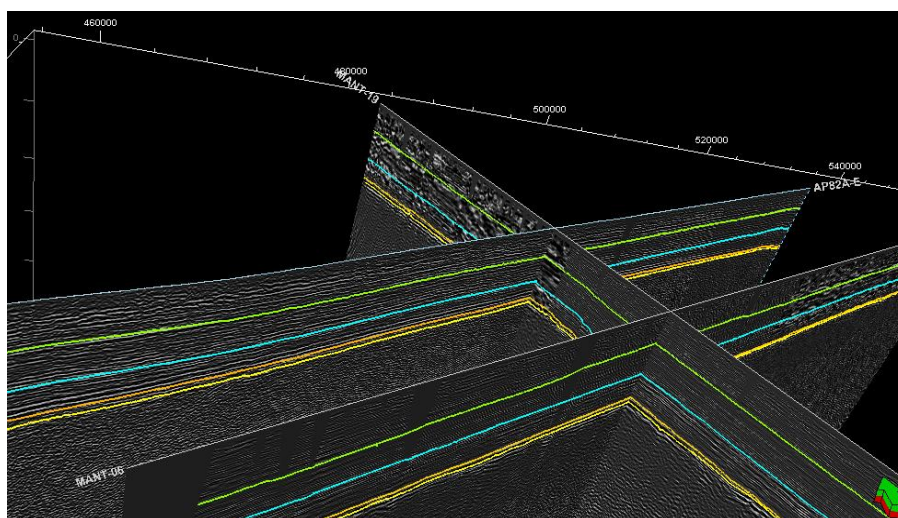


Figura 4.36. Líneas sísmicas Man-19, Mant-06 y APU82A-E, mostrando la prolongación del tope del Oligoceno, de color Azul, sobre la línea sísmica Mant-19.

Posteriormente se realizó la interpretación de las estructuras observadas en la sísmica bajo el reflector identificado como tope del Paleozoico para las líneas Mant-19 y Mant-06. Inicialmente, en la línea Mant-19 se observaron las discontinuidades laterales entre los 3 y 5 s, que pudieran ser interpretadas como fallas, observando una serie de las mismas estructuras con buzamiento hacia el lado sureste de la línea. Igualmente se observaron fallas con buzamiento en sentido contrario a las anteriores, que cortan las secuencias sedimentarias y desaparecen antes de los 4 s. Posteriormente se interpretaron reflectores visibles, los mismos no fueron continuos a lo largo de toda la línea entre los 3 y 5 s, observando que estos parecen estar limitados lateralmente por las fallas interpretadas anteriormente (Figura 4.37). La coherencia de la existencia real de los mismos se constató verificando su extensión lateral en las líneas paralelas, Mant-13 al sur y Mant-33, en las cuales se observaron igualmente reflectores no continuos pero de alguna manera bien definidos en el área de estudio. Estos mismos reflectores fueron encontrados a menor tiempo en la línea Mant-33. Adicionalmente, fue identificado un límite lateral resaltante en el extremo sur de la línea Mant-19, a tiempos mayores de 4 s, el cual pareciera ser la zona de transición entre dos patrones de reflectores bien definidos.

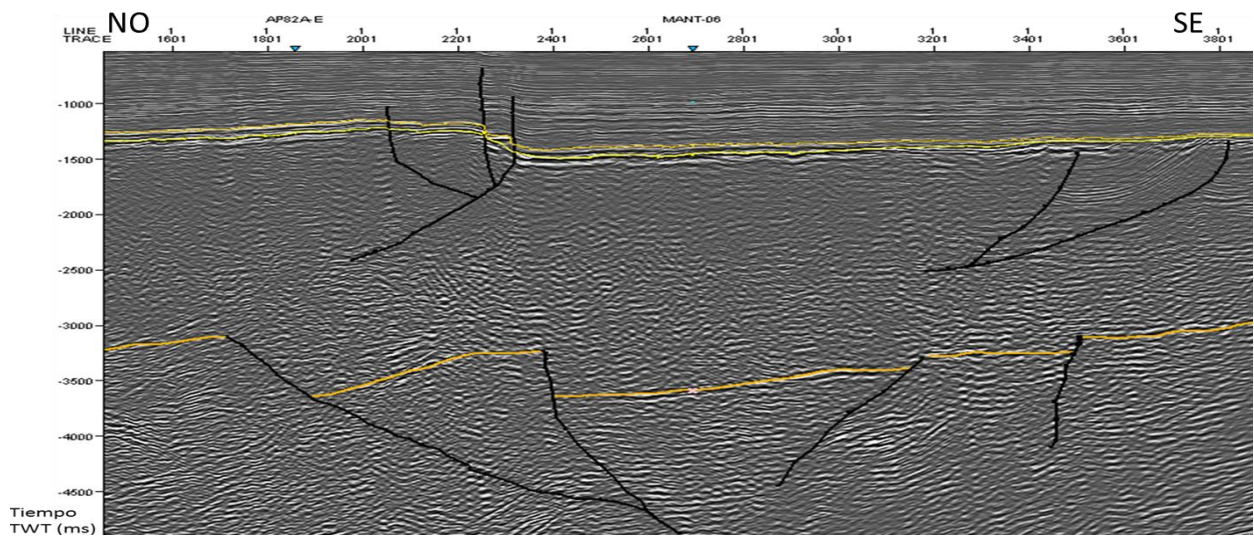


Figura 4.37. Interpretación sísmica realizada sobre la línea Man-19, observando las fallas interpretadas en color negro.

La misma interpretación fue realizada para la línea Mant-06 (Figura 4.38), para la cual no se observaron contrastes laterales que pudieran ser interpretados como fallas, lo cual no necesariamente significa la existencia de las mismas, si no que posiblemente la adquisición no pudo resolver estas estructuras. Por intersección se pudo constatar la existencia del reflector interpretado en la línea Mant-19 y sus paralelas, observando que en este caso, el reflector se mostró continuo a lo largo de la línea, lo que pudo ser indicio de que la orientación de la misma es aproximadamente paralela a la orientación principal de las estructuras dispuestas en la zona.

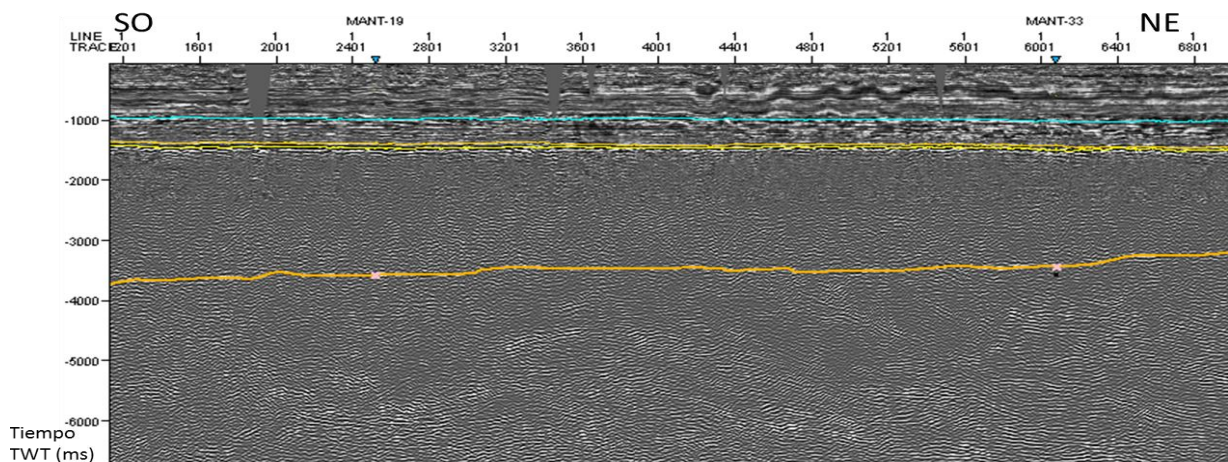


Figura 4.38. Interpretación sísmica realizada sobre la línea Man-06, observando el horizonte naranja como la continuidad perpendicular de los interpretados en la línea 19.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1. Método Gravimétrico

5.1.1. Datos Gravimétricos Proyecto Mantecal 07G2D3C

Para los valores de anomalía de Bouguer calculados a partir de los valores obtenidos del proyecto Mantecal, se construyó el mapa correspondiente con curvas de isoanomalías de Bouguer, el cual se muestra a continuación (Figura 5.1).

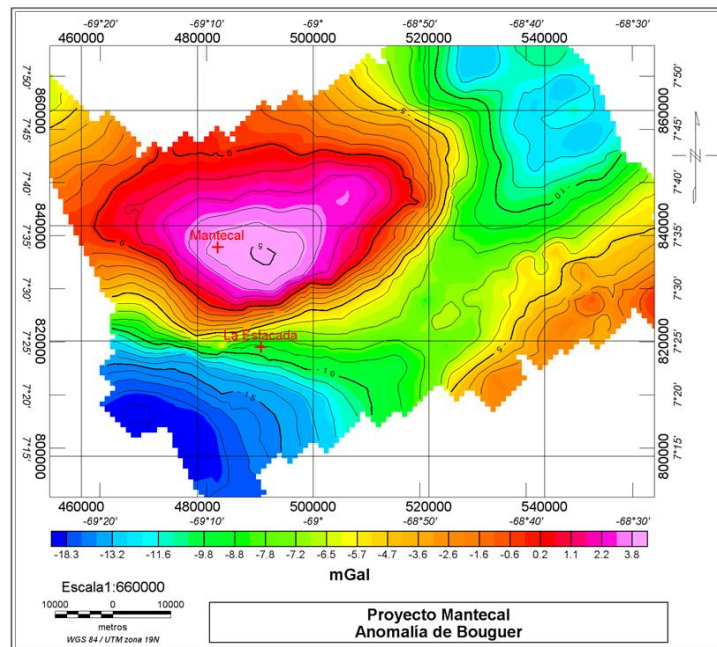


Figura 5.1. Mapa de anomalías de Bouguer ($2,25 \text{ g/cm}^3$) del Proyecto Mantecal 07G2D3C.

Hacia la zona central del mapa se observa una tendencia preferencial con un acimut de 50 grados. Esta tendencia responde a la orientación de las fallas de Mantecal inferidas por Gonzales de Juana et al. (1980). Se Observa un máximo al noreste de la zona en estudio, entre las coordenadas geográficas $7^{\circ}30'$ y $7^{\circ}40'$ Norte, y 69° y $69^{\circ}10'$ Oeste, con una magnitud de 4 mGal. La orientación de las curvas al sureste de este máximo se ven controladas por las fallas de Mantecal. Al suroeste del área de estudio se observa el mínimo de -18 mGal, que no es cubierto

en su totalidad en el estudio. Del lado este se observa un aumento de los valores de anomalía, culminando con un valor de 2 mGal. Al noreste del área se observa mínimos con valores de -14 mGal, separados del mínimo ubicado al suroeste por un aumento en los valores de anomalía a lo largo de una orientación N50°E, sub paralela a las fallas de Mantecal (Gonzales de Juana et al, 1980; Beltrán, 1993). La zona de mayor gradiente se encuentra entre los paralelos N 7°25' y N 7°30', y los meridianos W69°25' y W68°55', con una tasa de cambio de 1 mGal/km en dirección N30°W. El menor gradiente se observa sub paralelo a las fallas de Mantecal, en la zona central del área de estudio con un gradiente de 0,13 mGal/km en dirección N50°E. La ubicación de estos máximos y mínimos indica que la zona sureste es donde se encuentran los cambios en la profundidad de las fuentes de las anomalías, lo que se asocia a los cambios de nivel en estructuras Pre-Cretácicas, posiblemente Paleozoico.

5.1.1.1. Análisis espectral y estimación de profundidades de los datos gravimétricos terrestres.

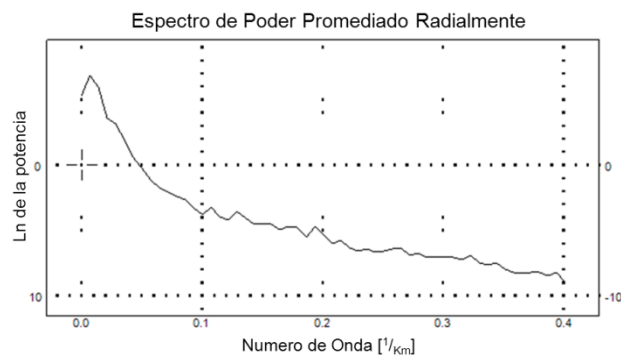


Figura 5.2. Espectro de poder promediado radialmente obtenido a partir del cálculo hecho sobre los datos de anomalía de Bouguer del Proyecto Mantecal.

Se pudo interpretar cuatro segmentos con diferentes pendientes que representan fuentes de anomalías a distintas profundidades (Figura 5.3).

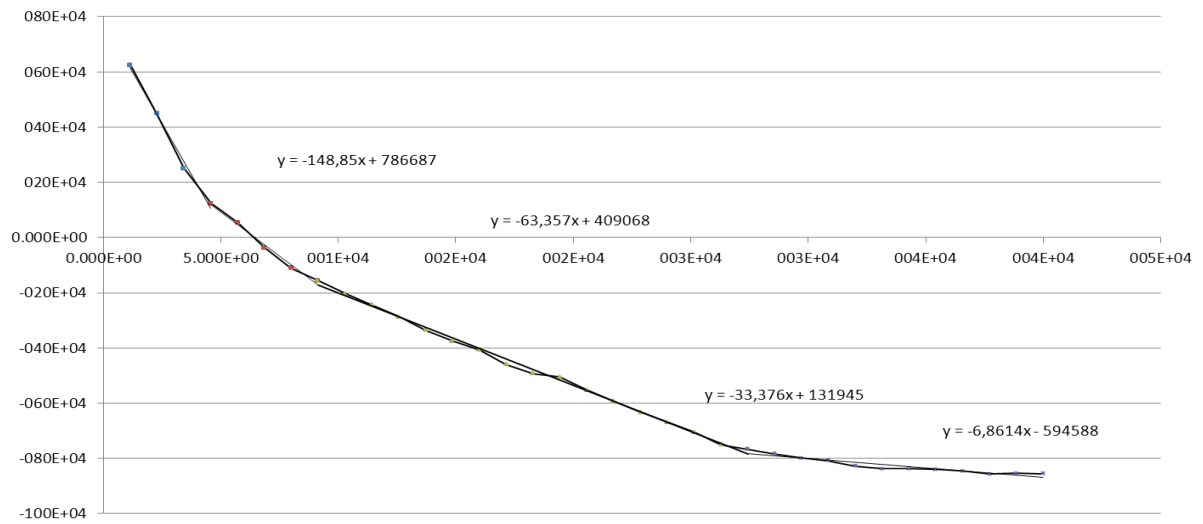


Figura 5.3. Interpretación del espectro de poder de los datos gravimétricos del proyecto Mantecal.

Para cada fuente interpretada, se estimó el valor de la profundidad estimada de la misma, dividiendo el valor de la pendiente de la recta ajustada a la curva entre el valor 4π , descrito por Spector y Grant (1970). Los valores obtenidos se muestran en la tabla 8.

Tabla 8. Valores de profundidad estimada de las fuentes generadoras de señal a partir del análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer terrestre del proyecto Mantecal.

Fuente	1era	2da	3era	4ta
Profundidad (km)	13.8411278	5.74469767	2.68414812	0.54598103

Se observan 4 profundidades obtenidas, la primera, alrededor de los 13,84 km asociada a la interface entre corteza superior y corteza inferior, la segunda, de unos 5,74 km asociada a una interface intra-basamento, que según la geología descrita en la zona, puede relacionarse con la discontinuidad intra-Paleozoico, posiblemente Cámbrico, Paleozoico Superior. Se observa una tercera fuente asociada al tope Pre-Cretácico de la zona a los 2,68 km y una última que se estima como el ruido producido por efectos de longitudes de onda que no se pudieron resolver con la geometría del interpolado (“aliasing”).

5.1.1.2. Interpretación de los datos gravimétricos del Proyecto Mantecal 07G2D3C

Utilizando como herramientas los productos obtenidos del filtrado y el realce de las anomalías, se realizó la interpretación de los resultados provenientes de las anomalías gravimétricas.

Derivadas Direccionales

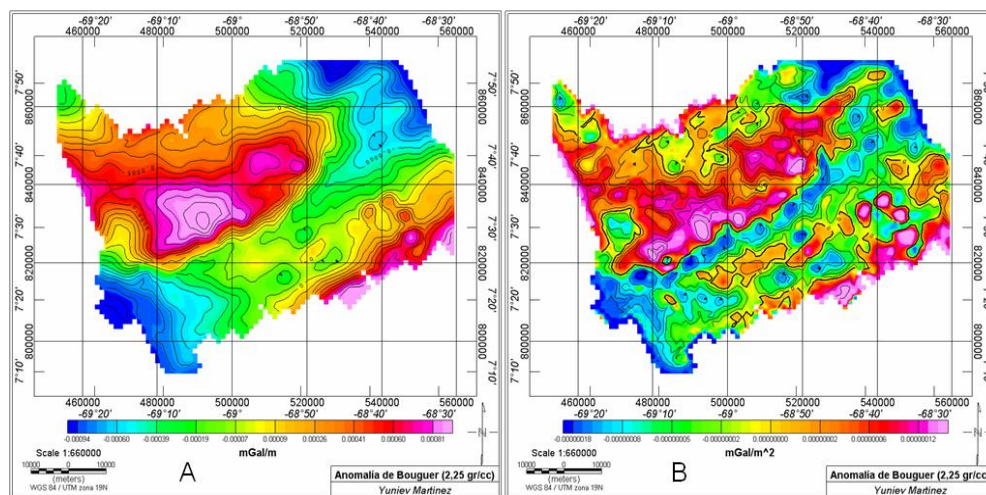


Figura 5.4. Mapas de (A) primera derivada vertical y (B) segunda derivada vertical de anomalías de Bouguer.

En la primera y segunda derivadas verticales (Figura 5.4) se produce una alineación de los contornos en el flanco sureste del máximo observado al noroeste de la zona de estudio. Tomando en cuenta que no existen afloramientos de estructuras en la zona, este alineamiento sería la respuesta en el subsuelo de las fallas de Mantecal indicando su presencia a cortas profundidades.

Cosenos Direccionales

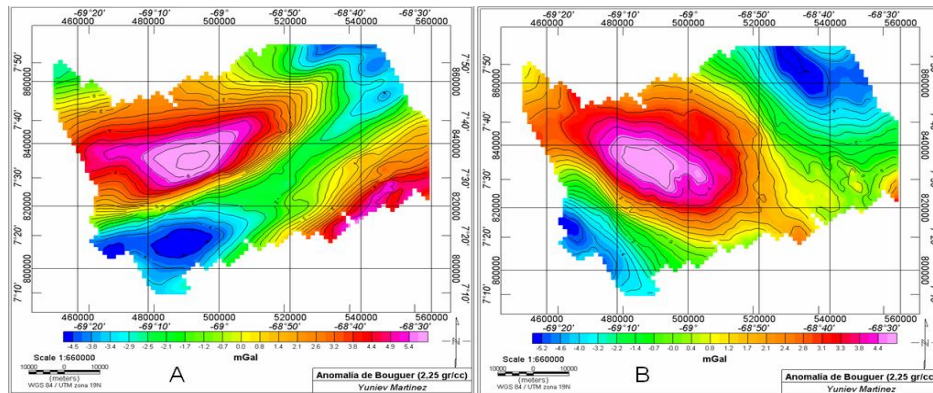


Figura 5.5. Mapas de anomalías de Bouguer obtenidos a partir de los datos adquiridos durante el proyecto Mantecal, filtrados por coseno direccional con orientación (a) Norte 60° Este (acimut 60°) y (b) Norte 30° Oeste (acimut 150°).

Para el tamaño de la ventana de estudio obtenida a partir del Proyecto Mantecal, el filtrado por cosenos direccionales con acimut de 60° y 150° (Figura 5.5) resalta un máximo en la anomalía que se asocia con un alto estructural, el cual, al observar la información extraída de la interpretación sísmica, se asociaría con terrenos Pre Cretácicos (Feo-Codécido y Foster, 1984).

Separación Regional – Residual mediante la aplicación del filtrado Paso Banda

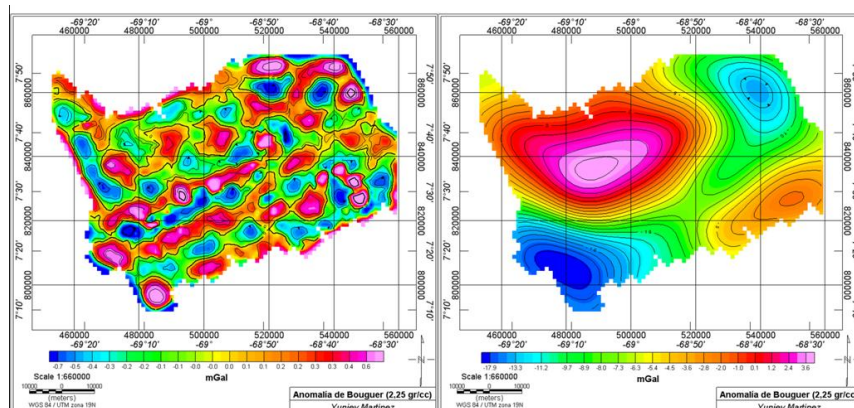


Figura 5.6. Mapas de anomalía residual (A) y regional (B) de los datos de anomalía de Bouguer del Proyecto Mantecal, obtenidos a partir del filtrado de diferentes longitudes de onda.

Se pudo observar que las anomalías atribuidas a los efectos residuales (Figura 5.6-A) mantienen una tendencia sub-paralela a la orientación N60°E, marcando un patrón de máximos y

mínimos repetidos y alineados que representan la existencia varios contactos tipo fallas paralelas, y coincide con la orientación aproximada de las fallas de Mantecal mencionadas por Gonzales de Juana et al (1980) y Beltrán (1993), que también coinciden con patrones y orientaciones que representaría la existencia de la estructura tipo graben. Las anomalías regionales (Figura 5.6-B) resaltan el máximo cerrado al noroeste, lo que indica que está asociado estructuras profundas, Paleozoicas por las naturalezas de la longitud de onda tomada para el corte (Feo-Codecido y Foster, 1984).

5.1.2. Datos Gravimétricos Satelitales.

Se construyó el mapa de anomalías de Bouguer para los datos gravimétricos satelitales, el cual es mostrado a continuación (Figura 5.7).

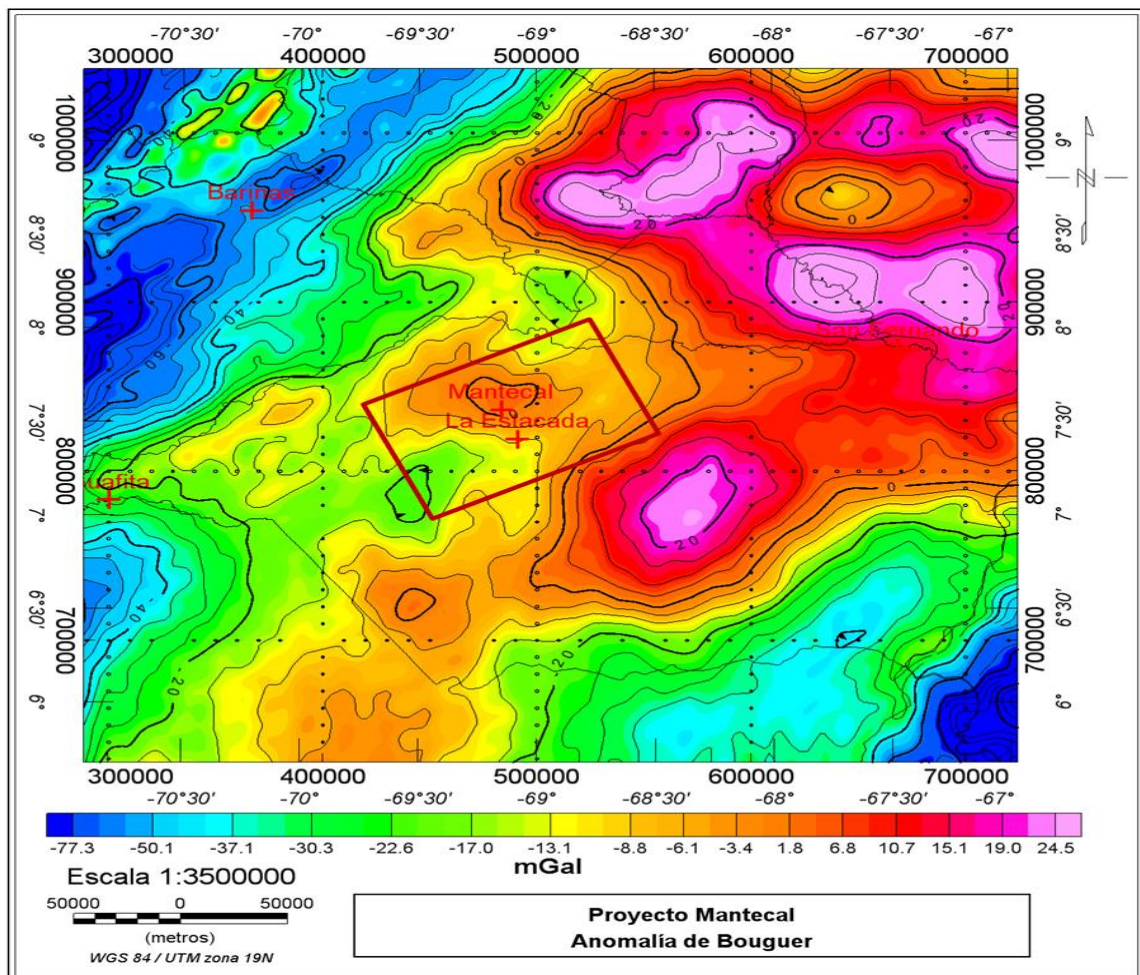


Figura 5.7. Mapa de anomalías de Bouguer ($2,25 \text{ g/cm}^3$) de la base de datos gravimétricos satelitales.

Se destaca el máximo observado entre las coordenadas $6^{\circ}45'$ y $7^{\circ}15'$ Norte y $68^{\circ}40'$ y 68° Oeste, con valores que alcanzan hasta 18 mGal. Tomando en cuenta las dimensiones de esta anomalía y su orientación, se atribuye a una estructura separada de la que origina la respuesta del máximo del sector Mantecal-La Estacada, asociada a la complejidad estructural del basamento Paleozoico esperado en la zona en contacto al este con basamento Pre-Cámbrico. Se observa un mínimo en la zona con un valor aproximado de -33 mGal al noreste de la ventana de estudio, este mismo se asocia con la entrada a la zona del depocentro de la cuenca de Barinas Apure. El mínimo observado al suroeste del área del Proyecto Mantecal (Figura 5.1), se ve representado por un mínimo relativo en esta ventana (Entre $6^{\circ}50'$ y $7^{\circ}15'$ Norte y $69^{\circ}20'$ y $69^{\circ}45'$ Oeste), y se observa su continuidad hacia el suroeste de la zona con orientación $N50^{\circ}E$, lo que marca la entrada a la Cuenca de los Llanos Orientales Colombianos. El mayor gradiente se encuentra en los bordes del máximo de la zona con un valor de 1,2 mGal/km en dirección $N30^{\circ}W$, marcando discontinuidades tipo fallas en este sentido en las estructuras Pre-Cretácicas, mientras que el gradiente mínimo se encuentra en dirección $N60^{\circ}W$ en la zona sur central del área, con un gradiente de 0,2 mGal/km, ambos orientados de forma sub perpendicular a las fallas de Mantecal inferidas.

5.1.2.1. Estimación de profundidades por medio del análisis espectral de los datos gravimétricos Satelitales.

Fue calculado el espectro de poder promediado radialmente para los datos gravimétricos satelitales (Figura 5.8), del cual se obtuvieron resultados a mayores profundidades, atribuido a que el tamaño de esta ventana permitió observar estas fuentes en el espectro.

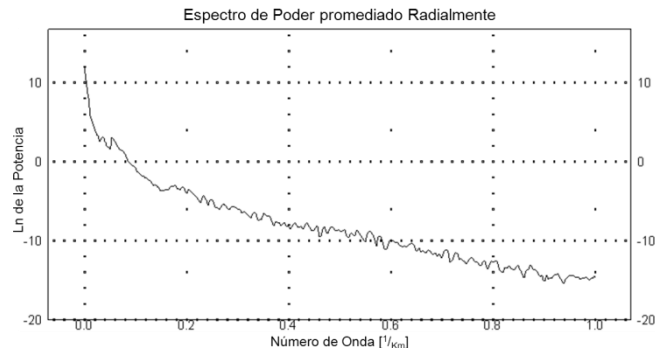


Figura 5.8. Espectro de poder promediado radialmente para los datos de anomalía de Bouguer de los datos satelitales.

Para este conjunto de datos, del análisis se pudieron diferenciar hasta 4 fuentes de anomalías, obtenidas al ajustar las diferentes rectas con distintas pendientes a la curva de espectro obtenida (Figura 5.9), separando de la señal la cola de ruido con el fin de no incluirla en la señal de interés.

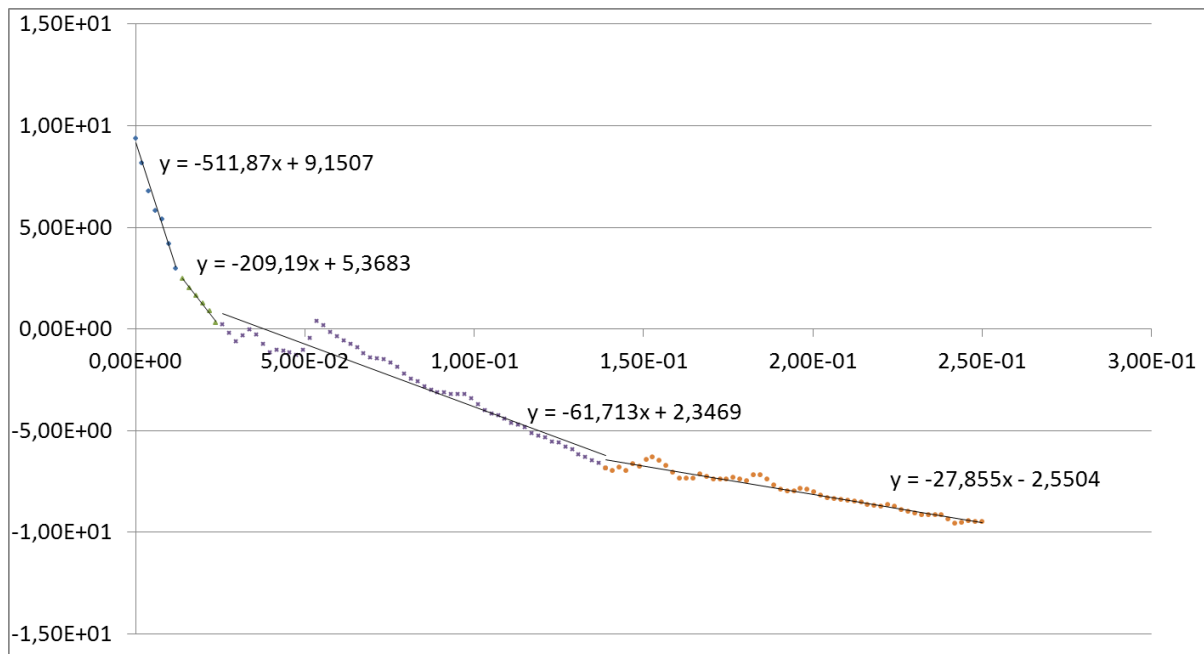


Figura 5.9. Análisis del espectro de poder promediado radialmente de los datos de Anomalía de Bouguer Satelitales.

De los resultados obtenidos (Tabla 9), se puede apreciar que el valor de la primera fuente observada fue de 40,7 km, siendo producto de la interface entre manto superior y corteza (Mohorovic). El valor de 16,64 km de profundidad de la segunda fuente fue atribuido a la

interface Corteza Inferior – Corteza Superior. La tercera fuente, con una profundidad de 5,93 Km, se asocia a una discontinuidad intra-Paleozoica. El valor de la cuarta fuente se mantiene en 2,14 km. pudiendo estar asociada a la profundidad del tope Pre-Cretácico esperado en la zona.

Tabla 9. Profundidades estimadas a partir del análisis del espectro de poder promediado radialmente de los datos de anomalía de Bouguer de los datos satelitales.

Fuente	1era Fuente	2da Fuente	3era Fuente	4ta Fuente
Profundidad (Km)	40.7277499	16.6468113	5.9334002	2.14859173

5.1.2.2. Interpretación de los datos gravimétricos satelitales.

Manteniendo la metodología para la investigación se realizó la interpretación de los diferentes productos obtenidos del filtrado de los datos de anomalía de Bouguer provenientes de datos satelitales.

Derivadas Verticales

En la primera y segunda derivada vertical (Figura 5.10 A y B) los contornos resaltan la ubicación relativa de los máximos y mínimos en la zona, explicado por una separación entre las estructuras que generan los máximos, uno al sureste y otro en la zona centro noroeste del mapa, que se atribuyen al contacto entre basamentos de distintas edades (Paleozoico Inferior, Pre-Cámbrico).

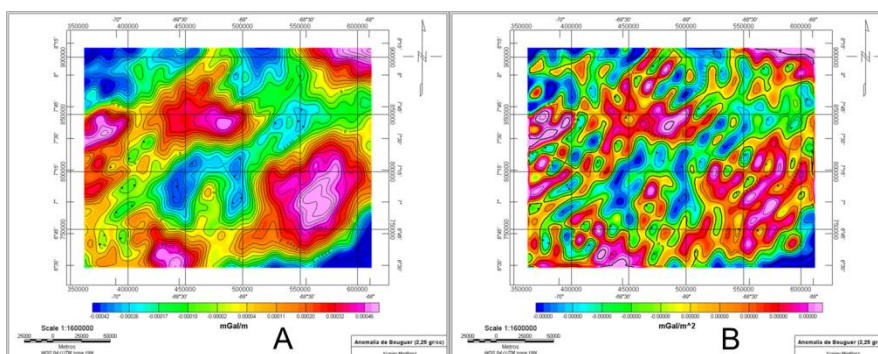


Figura 5.10. Mapas de (A) primera derivada vertical y (B) segunda derivada vertical de anomalías de Bouguer de los datos Satelitales.

Cosenos Direccionales

Para el caso del filtrado para un acimut de 60 grados (Figura 5.11-A) se observan un mínimos en la zona central, con una orientación de los contornos subparalela a los límites Precámbricos, Cámbricos y Paleozoico Superior descritos por Foster (1980) y Gou (2009), mientras que en el caso del filtrado con acimut de 150 grados (Figura 5.11-B) los dos máximos que se observan se conectaron, mostrando que se manifiestan como altos estructurales localizados en el basamento cristalino de la zona.

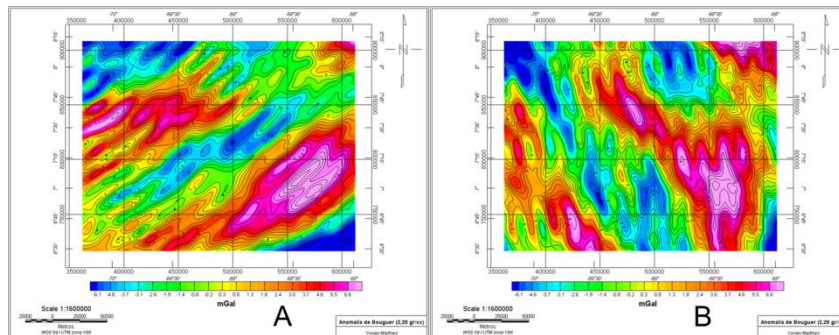


Figura 5.11. Mapas de anomalías de Bouguer, filtrados por coseno direccional con orientación (A) Norte 60° Este (Azimut 60°) y (B) Norte 30° Oeste (Azimut 150°).

Separación Regional – Residual mediante la aplicación del filtrado Paso Banda

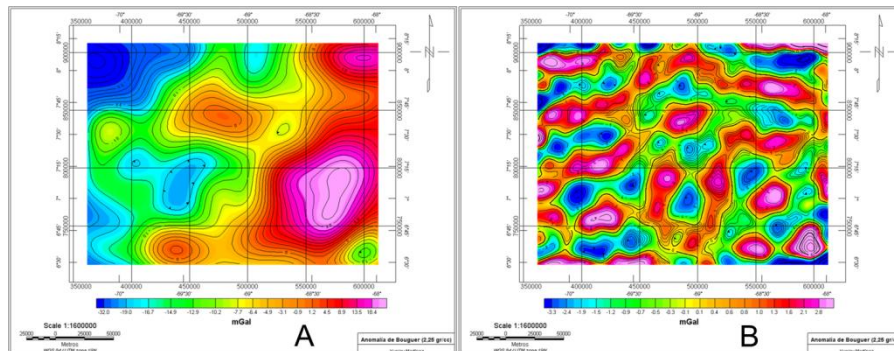


Figura 5.12. Mapas de anomalía regional (A) y residual (B) de los datos de anomalía de Bouguer satelitales, obtenidos a partir del filtrado de diferentes longitudes de onda.

En el mapa de anomalía regional (Figura 5.12-A) se resalta el máximo al sureste del área, el cual es atribuido al cambio lateral de dominio en el subsuelo de estructuras paleozoicas al oeste a estructuras precámbricas al este (Foster, 1980). Resalta el alto gradiente en los límites del

máximo en dirección SE, lo cual se asocia a este límite lateral entre estos dos subsuelos. Se resalta el máximo en la zona centro norte del mapa, el cual representa una anomalía propia del subsuelo paleozoico, posiblemente atribuida a los eventos puntuales compresivos Post-Mesozoico. El mínimo al Noroeste del mapa se atribuye a la entrada a zonas más profundas del basamento de la cuenca Barinas-Apure. En el mapa de anomalías residuales (Figura 5.12-B) se destaca la orientación preferencial de los contornos, que tiende a ser coincidente con la orientación de las fallas de Mantecal descritas pro Gonzales de Juana et al. (1980).

5.2. Método Magnético.

5.2.1. Datos de anomalías, magnéticas del Proyecto Mantecal 07G2D3C.

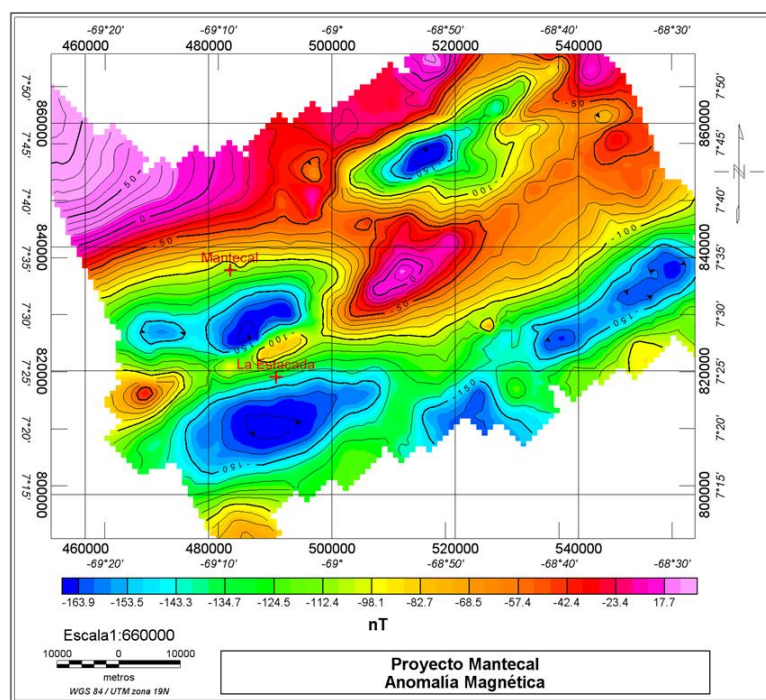


Figura 5.13. Mapa de anomalías magnéticas del proyecto Mantecal 07G2D3C.

En este producto generado (Figura 5.13) se observa la presencia, máximos y mínimos alineados al suroeste del mapa y en la parte central del mismo. Estos contornos mantienen una tendencia en su orientación en dirección N50°E, que coincide con la orientación de las fallas de Mantecal inferidas por Gonzales de Juana et al. (1980) y Beltrán (1993). Se observa un máximo en la zona noroeste del mapa, con un valor de 100 nT. Un máximo entre las latitudes 7°30' y

7°40'N y entre longitudes 68°40' y 68°10'E, con un valor de -170 nT, al norte de este se observa un mínimo que representa el límite norte del alto estructural en el basamento Paleozoico. Los mayores gradientes se observan ubicados en el centro del mapa, mientras que los menores se encuentran orientados paralelos a la orientación de las fallas de Mantecal previamente interpretadas.

5.1.3.1. Estimación de profundidades por medio del análisis espectral de los datos magnéticos terrestres.

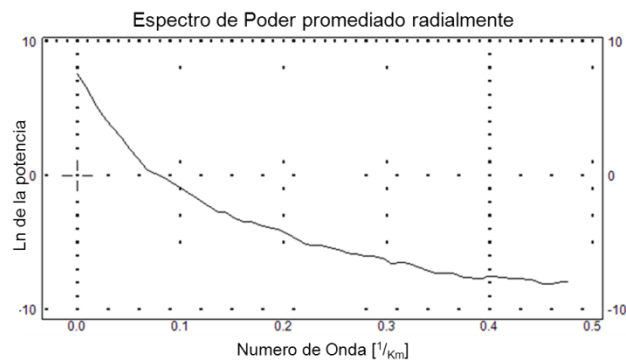


Figura 5.14. Espectro de poder promediado radialmente calculado para los datos de anomalía magnética terrestre del proyecto Mantecal.

Del análisis de este espectro de poder obtenido se pudieron diferenciar 3 fuentes generadoras de la respuesta magnética (Figura 5.16), representando 3 diferentes profundidades tomando en cuenta adicionalmente la señal atribuida al ruido con el fin de separarla del resto de la señal.

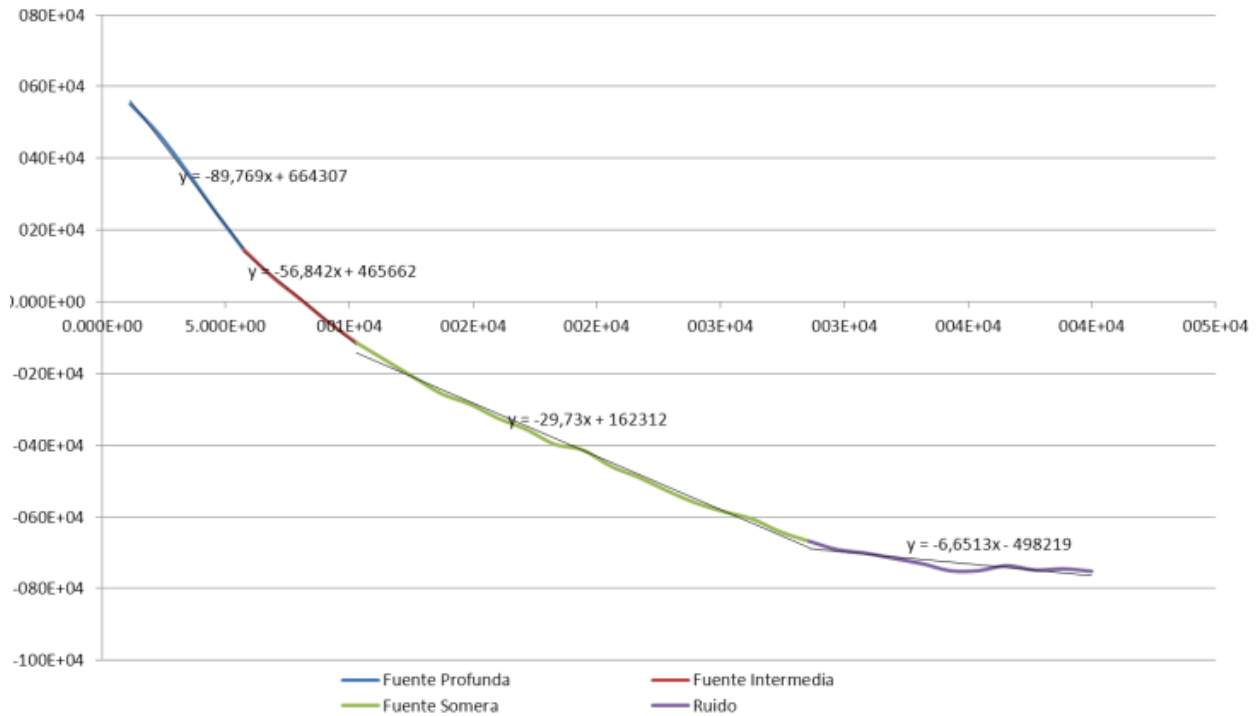


Figura 5.15. Análisis del espectro de poder de los datos de anomalía magnética terrestre del Proyecto Mantecal.

De los valores obtenidos (Tabla 10) se puede resaltar que el valor de la tercera fuente estimada es coincidente con el valor obtenido del análisis de los datos gravimétricos terrestres atribuido al tope Pre-Cretácico como basamento de las secuencias sedimentarias reconocidas, estando alrededor de 2,36 km. Una segunda interface de 4,5 km, aproximada a la interface interpretada como intra-Paleozoica, la primera fuente estimada a 7,14 km, pueda representar alguna interface que no representa un contraste importante de densidad pero si de propiedades magnéticas.

Tabla 10. Profundidades estimadas a partir del análisis del espectro de poder promediado radialmente de los datos de anomalía magnética terrestre del proyecto Mantecal.

Fuente	1era	2da	3ra
Profundidad (Km)	7.14359004	4.52334264	2.36583823

5.1.3.2. Interpretación de los datos Magnéticos Terrestres.

Se utilizaron las herramientas obtenidas del filtrado y del proceso de realce para facilitar la interpretación de la información aportada por los datos magnéticos terrestres obtenidos durante el proyecto Mantecal.

Derivadas Verticales

Igualmente para la primera (Figura 5.16-A) y segunda (Figura 5.16-B) derivadas verticales se observó la existencia de un patrón de contornos en dirección N50°E, muy cercano al obtenido con las derivadas en direcciones horizontales. Esto indica que las fallas con esa dirección en la zona se expresan hasta las secuencias sedimentarias Post-Cretácicas someras a pesar de no manifestarse en superficie o afloramientos.

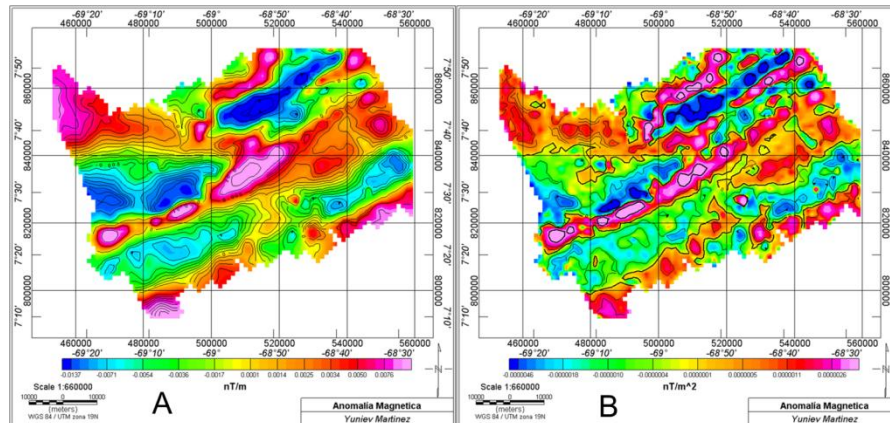


Figura 5.16. Mapas de (A) Primera derivada vertical y (B) Segunda derivada vertical de anomalías magnéticas.

Separación Regional - Residual por el método de Filtrado Paso Banda

En el mapa de anomalías regionales (Figura 5.17-A) se mantuvo la orientación aproximada N60°E en la zona noreste de mapa, mientras que en la zona sur este la orientación no parece estar bien definida, lo que indica que el basamento asociado a estructuras Paleozoicas profundiza en esa dirección.

Para el caso del mapa de anomalías residuales obtenido por el filtrado paso banda (Figura 5.17-B), existe una orientación preferencial bien definida de los contornos que confirma que la

dirección preferencial N60°E de las fallas de Mantecal se mantiene a profundidades someras, pero las características sedimentarias de los estratos Post-Cretácicos que corta en niveles superiores no define claramente esta orientación.

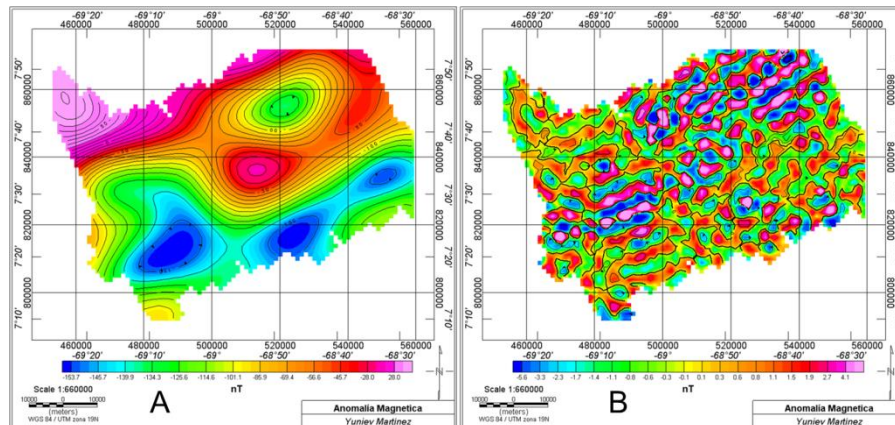


Figura 5.17. Mapas de anomalía residual (A) y regional (B) de los datos de anomalía magnética del Proyecto Mantecal, obtenidos a partir del filtrado de diferentes longitudes de onda.

5.1.4. Datos de Anomalías Magnéticas provenientes de las Cartas Magnéticas Venezolanas.

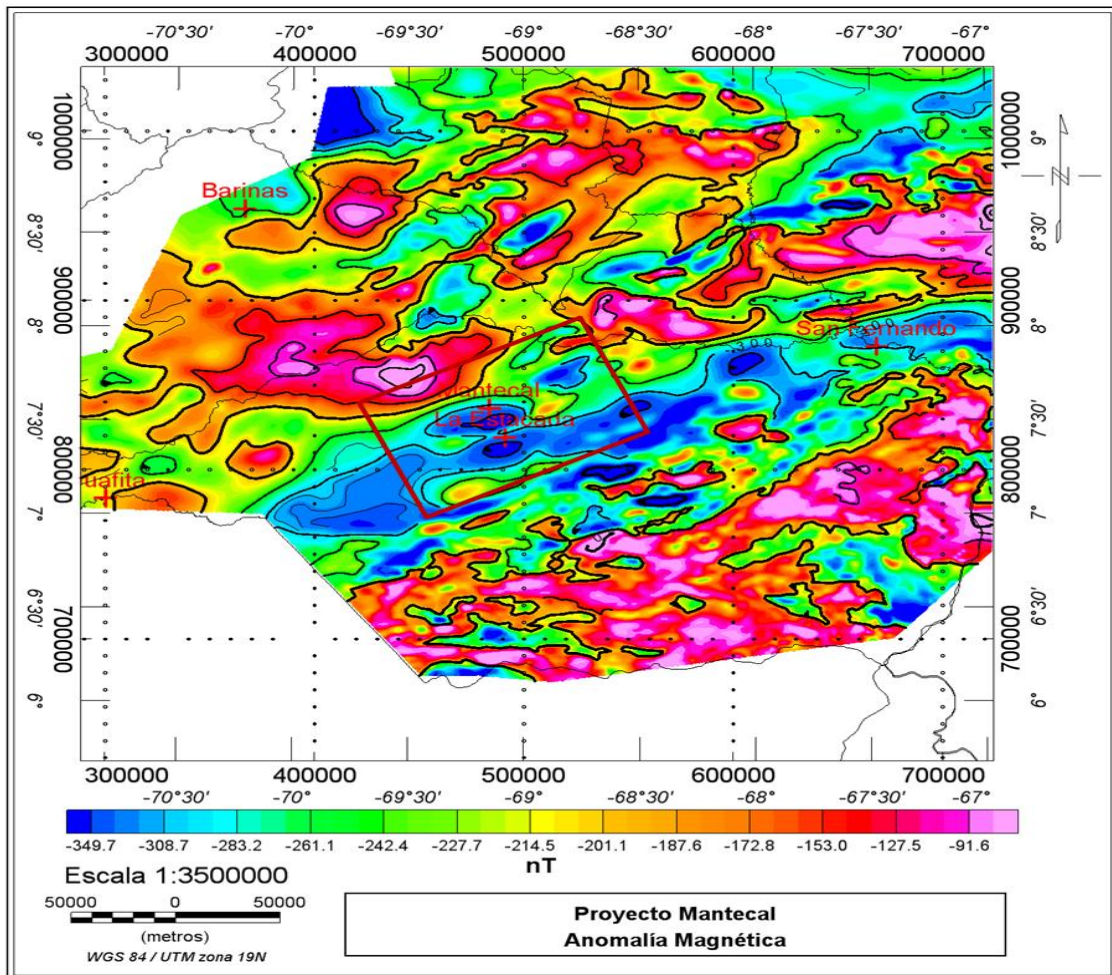


Figura 5.18. Mapa anomalías magnéticas proveniente de las cartas magnéticas Venezolanas.

Analizando el patrón de comportamiento de los contornos, se puede dividir la zona abarcada por estos datos en dos dominios: una zona al noroeste con contornos suavizados, orientados con un rumbo aproximado de N60°E, dominados por la tectónica regional en la zona (Feo-Codecido y Foster, 1984), con su mínimo al extremo noroeste del mismo cuadrante, y una segunda zona al sureste del mismo, caracterizada por un aumento en los valores de anomalía magnética en la zona. Esta diferencia que separa la zona de estudio en dos provincias de datos, se atribuye al dominio estructural del basamento de cada zona. Tomando en cuenta la interpretación de Foster-Smith (1980) acerca del basamento dominante en la zona, se asignan la respuesta al dominio de

un basamento precámbrico al suroeste, donde se observa el patrón caótico, y un basamento Paleozoico al noreste, siendo posiblemente marcado el contacto en la zona de transición entre los dos patrones de los contornos, lo cual ocurre de una manera abrupta y se observa mayormente coincidente con la interpretación extraída de Gou (2009) sobre los dominios de basamentos. Del producto obtenido (Figura 5.18) es resaltante la alta similitud de los valores y contornos de las anomalía en la zona del levantamiento terrestre del Proyecto Mantecal cuando realiza la comparación entre ambos resultados, visualizando el levantamiento terrestre entre las coordenadas 7° y $7^{\circ}50'N$, y $68^{\circ}30'$ y $69^{\circ}30'E$, lo cual otorga confiabilidad a los datos.

5.1.4.1. Estimación de profundidades por medio del análisis espectral de los datos Magnéticos.

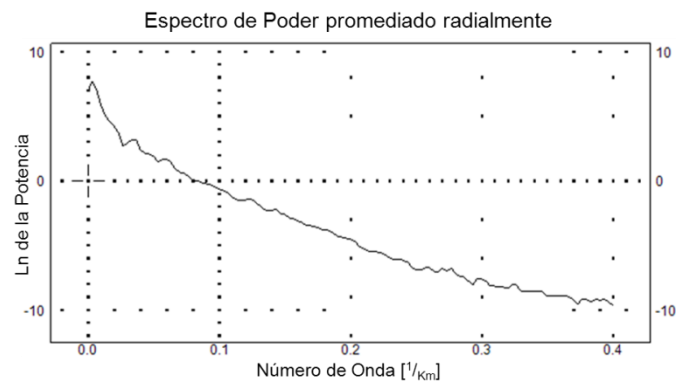


Figura 5.19. Espectro de poder promediado radialmente para los datos de anomalía de magnética.

Del análisis espectral de los datos magnéticos se pudieron diferenciar 3 profundidades diferentes originadas por distintas fuentes de anomalía claramente separables por rectas de ajuste (Figura 5.20) si se toma en cuenta el contenido de ruido que se encuentra en este espectro con el fin de discriminar respuestas que fuera de nuestro interés.

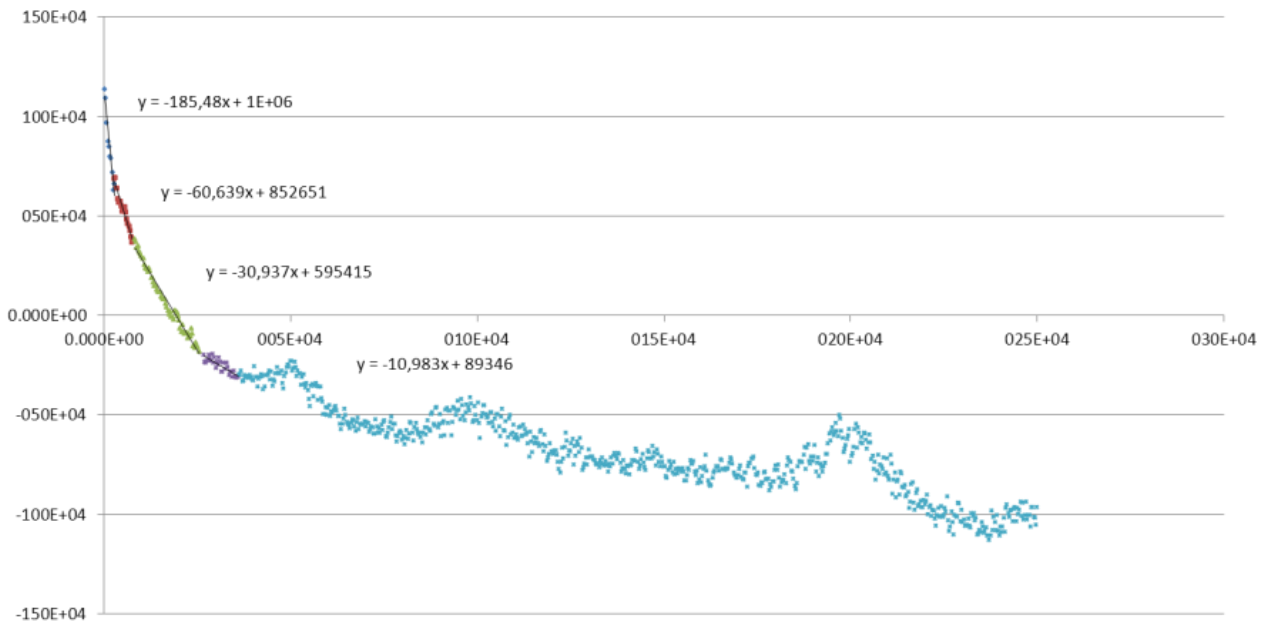


Figura 5.18. Análisis del espectro de poder promediado radialmente de los datos de anomalía de magnética.

Observando los resultados obtenidos (Tabla 11), la profundidad obtenida para la primera fuente, estimada a una profundidad de aproximadamente 14,76 km. puede ser asociada a la discontinuidad entre la corteza superior y corteza inferior, mientras que la segunda fuente observada, con una profundidad estimada alrededor de 4,82 Km. puede ser atribuida a la posible discontinuidad intra-paleozoico presente en la zona, interpretada igualmente en el análisis espectral del resto del conjunto de datos. Se observa una tercera fuente a 2,46 km. aproximadamente consistente con la profundidad estimada para el tope del basamento en los otros conjuntos de datos. A pesar del amplio tamaño de esta ventana de datos y los parámetros de la interpolación utilizados, no se observa la presencia de una interface atribuible a la discontinuidad manto-corteza, lo que pudiera ser ocasionado por encontrarse esta en profundidades por debajo de la isoterma de Curie.

Tabla 11. Profundidades estimadas a partir del análisis del espectro de poder promediado radialmente de los datos de anomalía magnética.

Fuente	1era	2da	3era
Profundidad (Km)	14.7600294	4.8254983	2.46188824

5.1.4.2. Interpretación de los datos Magnéticos Satelitales.

Igualmente se realizó la interpretación de los datos de anomalía magnéticas provenientes de las cartas magnéticas venezolanas, el cual, por la distribución uniforme de los datos y su densidad nos arrojó resultados altamente confiables para el estudio, lo que requiere igualmente el desarrollo de la interpretación de los mismos.

Derivadas Direccionales

Para el caso de las derivadas Verticales (Figuras 5.21 A y B), se observa que los contornos mantienen una tendencia N60°E. Es remarcado el patrón que divide en dos provincias de anomalías magnética los datos, teniendo al noroeste un patrón N60°E definido atribuido a basamento Paleozoico y al sureste un patrón atribuido a basamento Pre-Cámbrico. El límite entre estas dos provincias de tendencias coincide con el límite marcado por Gou (2009), y descrito por Foster (1980), en el cual indica el límite entre un basamento Precámbrico y Cámbrico muy similar en orientación y ubicación al límite entre las dos provincias magnéticas diferenciadas.

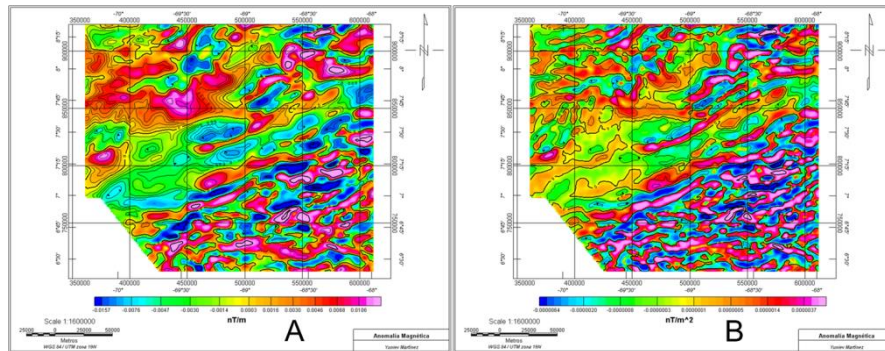


Figura 5.19. Mapas de (A) Primera derivada vertical y (B) Segunda derivada vertical de anomalías magnéticas.

Separación Regional - Residual por el método de Filtrado Paso Banda

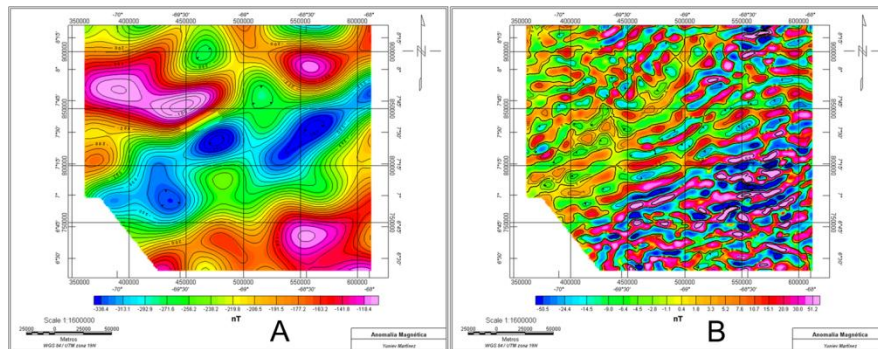


Figura 5.20. Mapas de Anomalía Residual (A) y Regional (B) de los datos de Anomalía Magnética, obtenidos a partir del filtrado de diferentes longitudes de onda.

De las anomalías regionales (Figura 5.20-A) se pudo observar que se mantiene la tendencia de los contornos a una orientación N60°E y la presencia de la zona central con un descenso de los valores de anomalía en este sentido. Esto pudiera estar indicando el carácter regional de esta tendencia; (Figura 5.20-B), atribuido a límite descrito por Foster-Smith (1980) entre terrenos de basamento Paleozoico a noroeste y basamento Pre-Cámbrico al sureste, mientras que el caso del mapa de anomalías residuales obtenido resalta el límite entre las zonas que contienen patrones de comportamiento de los contornos distintos, siendo bastante coincidente con el rumbo y la orientación del límite mencionado, denotando la diferencia de la composición de las dos estructuras.

5.3. Método Sísmico.

Mediante la interpretación de las líneas sísmicas se pudieron identificar diferentes reflectores que resaltaron la complejidad estructural del subsuelo de la zona de estudio. En los niveles superiores se pudo diferenciar una primera facie sísmica, caracterizada por reflectores subaparelos y sub-horizontales bien definidos, con un bajo buzamiento aparente y poco fallamiento observado, asociado a la depositación de las formaciones en periodos posteriores al Cretácico basal, horizonte bien definido, que evidencian regímenes pasivos durante su depositación. Sin embargo la presencia de fallas claramente definidas que alcanzan hasta las formaciones previas al Oligoceno, y el análisis de sus geometrías evidencian la existencia de pulsos compresivos posteriores a la depositación de estas formaciones hasta el Oligoceno que

causaron una pequeña inversión de las estructuras (Figura 5.21). Esta facie sísmica se observa hasta 1,8 s TWT.

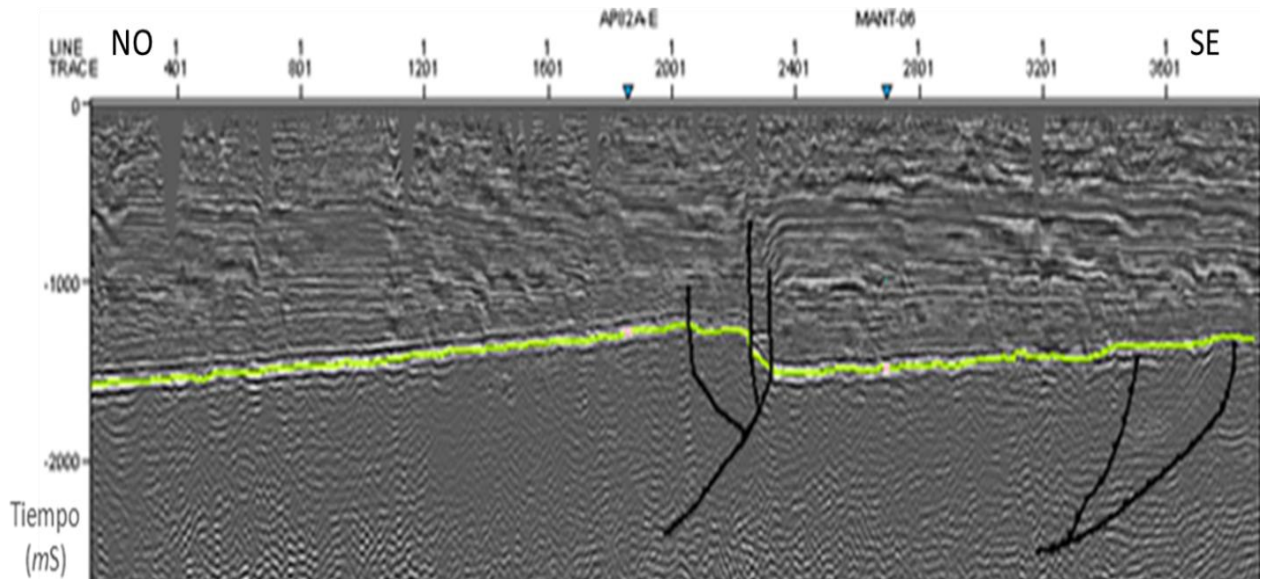


Figura 5.21. Línea sísmica Mant-19, mostrando los niveles superiores interpretados y las fallas relacionadas, como ejemplo del sub paralelismo y bajo buzamiento de los horizontes interpretados, mostrando la base del Cretácico de color verde.

A niveles Pre-Cretácico se hace evidente la complejidad estructural de la zona, en la cual, a partir de los 1,8 s hasta los 3 s, se pudo evidenciar, posterior al reflector que marca el nivel Pre-Cretácico, una segunda facie sísmica, destacada por ser una zona donde no se observan reflexiones, teniendo respuestas con valores de amplitud cercanos a 0. Este patrón es observado en cada una de las líneas sísmicas trabajadas, lo que indica la presencia de una roca poco estratificada, patrón que es asociado a las características de las rocas lutíticas, las cuales generalmente presentan estratificación poca o nula, y esto puede corresponder a las rocas metasedimentarias como basamento de las secuencias sedimentarias suprayacentes descrito en el pozo APU-3X (Feo-Codecido y Foster, 1980).

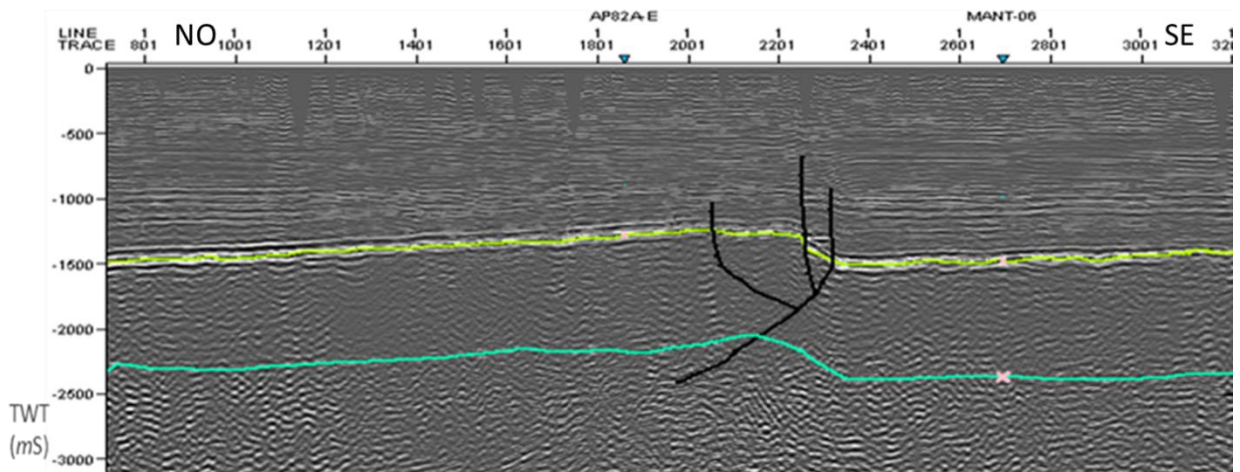


Figura 5.22. Línea sísmica Mant-19, mostrando la base del cretácico de color verde claro y el límite inferior de la zona mencionada de atenuación de los reflectores en verde oscuro.

Posterior a esta zona de bajas amplitudes, a partir de los 3 s, se observa una tercera facie sísmica, con la aparición de reflectores claramente definidos, de buzamiento significativo, con horizontes poco continuos a lo largo de los perfiles paralelos a la línea Mant-19, limitados lateralmente por fallas, que denotan patrones que pudieran estar atribuidos a estructuras Paleozoicas mostrando evidencias del rifting Triásico-Jurásico en la zona (Feo-Codecido y Foster, 1984). Se observa fallamiento lístrico con buzamiento al sureste, y su conjugado con fallas geoméricamente normales con buzamiento al noroeste, característico de una estructura tipo graben. Estas estructuras parecen estar orientadas en sentido aproximado $N40^{\circ}E$, ya que los reflectores identificados en las líneas paralelas a esta dirección parecieran ser continuos con un bajo buzamiento hacia el sur del área de estudio, mientras que en las líneas perpendiculares a esta dirección no se observa continuidad prolongada.

A tiempos mayores a los 5 segundos, los patrones de reflectores en la parte norte de la línea Mant-19 parecen mostrar una conducta diferente a la observada en el extremo sur de la misma, lo que se atribuye al límite lateral del dominio entre un terreno cámbrico-ordovícico con el basamento Pre-Cámbrico al sur este del área de estudio, observando igualmente sobre estos las estructuras tipo graben. Este límite no es diferenciable en la línea Mant-06, ni en APU82A-E, las cuales tienen un rumbo aproximado $N40^{\circ}E$, sub paralelo entre ellas, lo que puede indicar que este límite no atraviesa las mismas debido a la orientación de estas líneas.

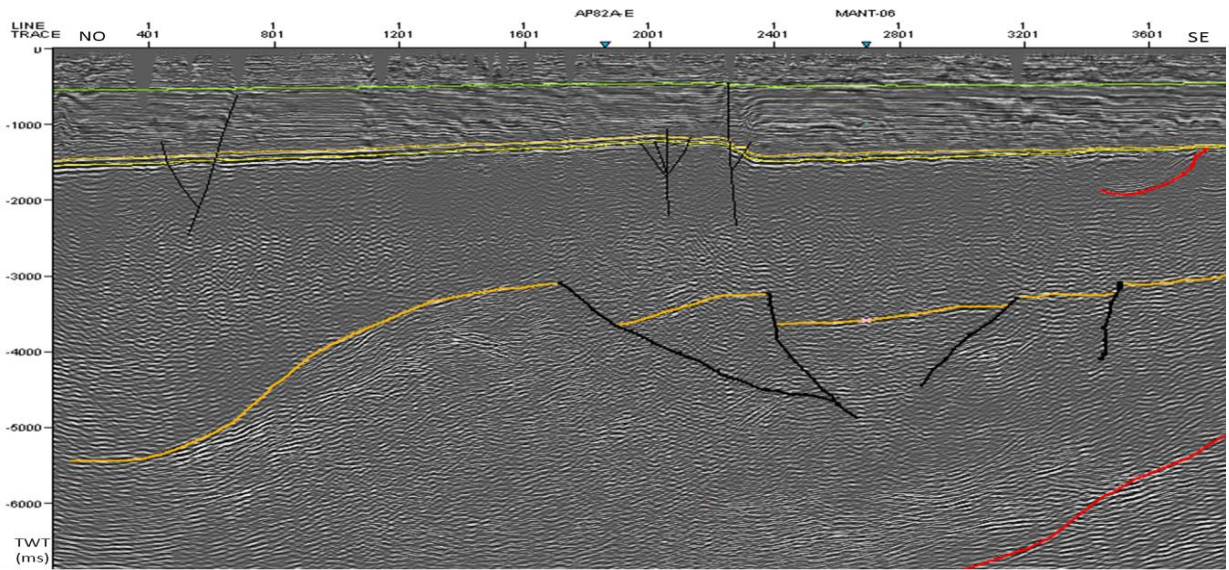


Figura 5.23. Línea sísmica Mant-19, mostrando la base del Cretácico de color verde claro, el tope asociado a terreno Cámbrico-Ordovícico en naranja, el límite lateral asociado a Paleozoico Inferior-Precámbrico en rojo.

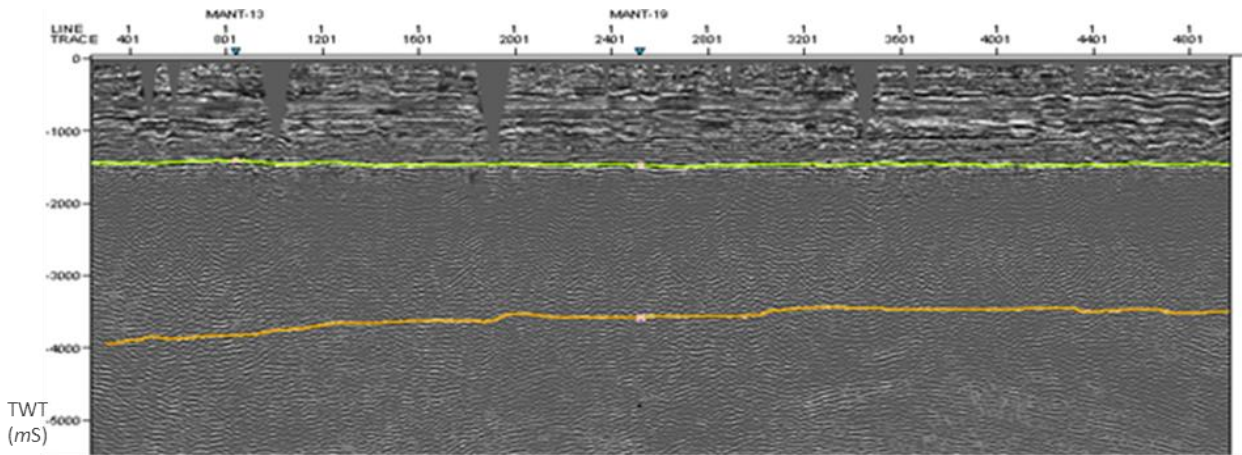


Figura 5.24. Línea sísmica Mant-06, mostrando la base del Cretácico de color verde claro, el tope asociado al basamento Cámbrico-Ordovícico en naranja.

CAPITULO VI

INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

6.1. Integración de la información.

Obtenidos los productos provenientes del procesamiento y la interpretación de los datos de diferentes métodos de prospección geofísica, se realizó la interpretación integrada de los mismos con la finalidad de generar el modelo del subsuelo que se adapte a la geología de la zona.

Se definió la orientación y ubicación de los modelos del subsuelo a construir en base al modelado gravimétrico y magnético. Se seleccionó como perfil principal en la zona central del estudio el perfil nombrado A-A', sobre la línea Mant-19, extendiendo los límites lateralmente fuera del área que abarca el registro sísmico (Figura 6.1). Con la finalidad de apoyar el análisis, se construyeron perfiles sobre las líneas sísmicas Mant-13, Man-33, Mant-06 y APU82A-E, los cuales son mostrados en la sección de apéndices.

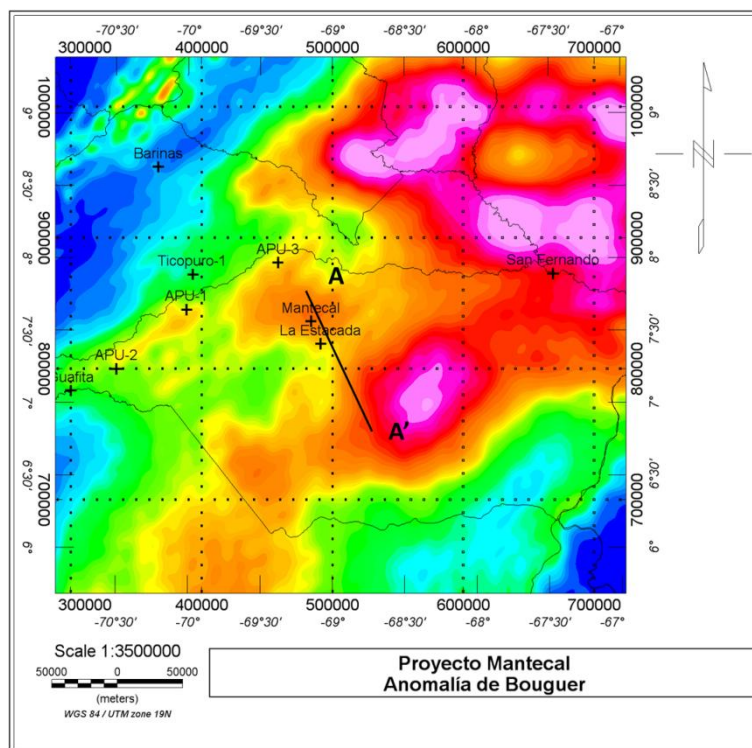


Figura 6.1. Ubicación del perfil principal realizado para describir la geología del subsuelo de la zona de estudio.

Para el control de las densidades a utilizar densidades para el modelado geológico, en el caso de las formaciones del Cretácico al Reciente, se utilizó el empleado por PDVSA para la cuenca Barinas-Apure, basado en la estimación con el uso del registro sísmico de pozos próximos a la zona, utilizando la fórmula de Gardner (ecuación 6.1, Gardner et. al., 1974) para estimar las densidades a partir de la onda compresional.

$$\rho = 0,31 \times (\text{Velocidad})^{0,25} \quad (\text{Ec. 6.1})$$

Donde la velocidad viene expresada en m/s, y ρ es la densidad en g/cm^3 .

Partiendo del análisis obtenido a partir de la interpretación sísmica, se asumió bajo el límite basal del Cretácico la existencia de un cuerpo metasedimentario, asociado a la Formación Esquistos de Apure, identificada como el cuerpo número 5 del modelo, formación rocosa infrayacente a la cobertura sedimentaria interpretada por medio de la extrapolación de la información proveniente del pozo APU-3X (Figura 4.39, Capítulo IV), el cual es el más cercano

a la zona. En el mismo se describe la formación como esquistosa y de textura gnéissica, aun con marcado aspecto sedimentario. De los pozos perforados en la cuenca Barinas-Apure, en los pozos APU-1, APU-2, y Ticopuro-1, próximos a la zona (Figura 6.2), se describen litologías similares, lo cual hablan de una posible extensión de la formación sobre la zona de estudio, asignándole edad Silúrico por medio de asociaciones geológicas. Partiendo de este hecho, se asumió para la densidad de esta formación la reportada por estudios en estos pozos.

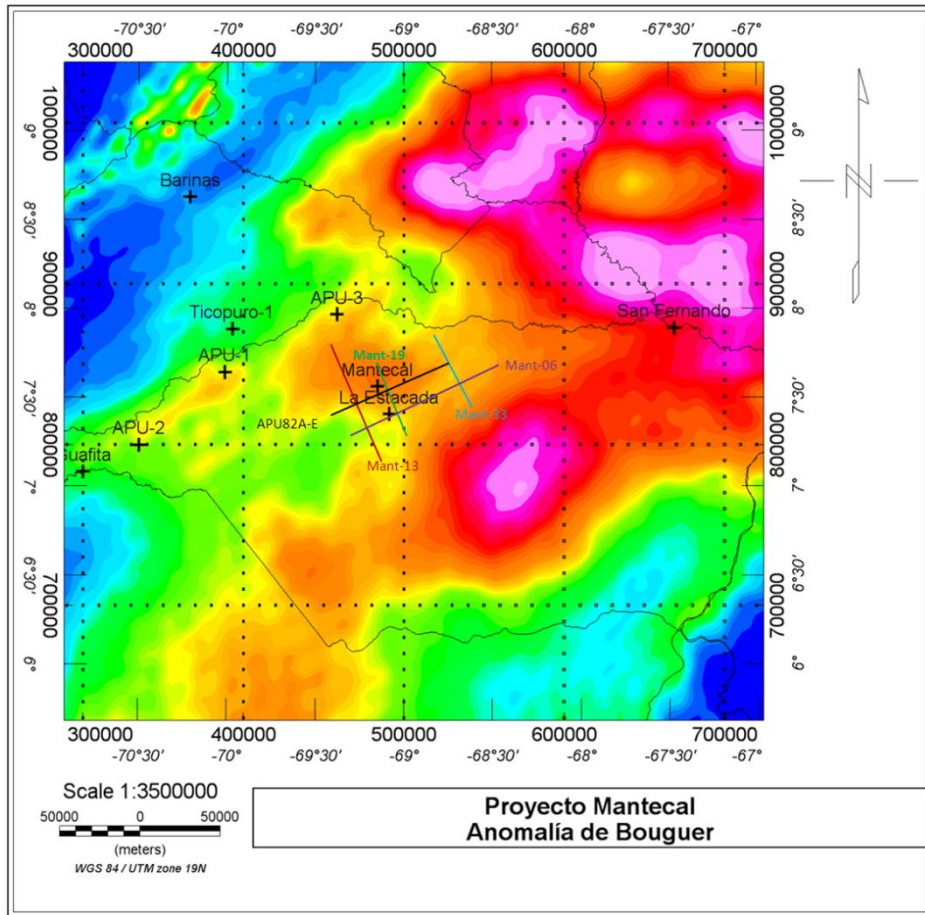


Figura 6.2. Ubicación de las líneas sísmicas y pozos Ticopuro-1 y APU - 1, 2 y 3.

En el límite inferior de la secuencia descrita se observan evidencias sísmicas de la complejidad estructural en la zona. Así mismo, este límite inferior es interpretado como el subsuelo del Paleozoico autóctono descrito en las interpretaciones geológicas previas realizadas sobre la zona (Feo-Codecido, 1972; Foster, 1980; Feo-Codecido y Foster, 1984; Gonzales de Juana et al, 1980; Kiser, 1989; Mendoza, 2005; Gou, 2009), identificado como el cuerpo número

4 del modelo, donde se observan las evidencias de rifting, con fallas normales tipo lítricas, con una orientación N60°E. La continuidad lateral de las estructuras hacia el sureste parece ser limitada, observando un posible cambio en el dominio estructural del basamento a este nivel, que se manifiesta como un cambio en el patrón de reflectores a tiempos mayores a 5 s en la zona sureste de las líneas sísmicas con orientación N40°W, el cual parece estar asociado a la variación observada en el patrón de los contornos de las anomalías magnéticas observadas en el mapa obtenido a partir de las cartas magnéticas venezolanas. Este límite lateral puede tener relación con contacto lateral entre el dominio de un basamento Pre-Cámbrico (cuerpo número 3 del modelo) al sur-este y un basamento del Paleozoico Inferior al Oeste del área de estudio. Las densidades utilizadas para estos niveles inferiores (Tabla 12), (Corteza Inferior como cuerpo número 2, Manto Superior como cuerpo número 1 del modelo) fueron tomadas de estudios regionales previos cercanos a la zona que involucran los diferentes basamento descrito (Arnaiz, 2009; Arraiz y Dinis, 2008; Contreras y Rojas, 2007; Jaspe, 2004).

Tabla 12. Densidades utilizadas para el modelado gravimétrico.

Cuerpo	Formación Asociada	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad
1	Manto Litosférico	3.3	0.036
2	Corteza Inferior	2.9	0.0003
3	Pre-Cámbrico	2.7	0.000015
4	Paleozoico Inferior	2.65	0.00002
5	Metasedimentarias	2.55	0.000033
6	Fm. Aguardiente	2.44	-
7	Mb. Arauca (Fm. Guafita)	2.41	-
8	Fm. Parángula	2.15	-
9	Fm. Río Yuca	2.1	-

Para el control de las profundidades Pre-Cretácicas se utilizó la información obtenida del análisis espectral de los datos potenciales. La profundidad de la discontinuidad corteza inferior-

Manto Superior fue controlada por el valor obtenido con los datos gravimétricos satelitales, los cuales, a diferencia del resto de los datos, pudieron observar este cambio obteniendo a una profundidad de 40 km. Esto ocurre al tener una ventana del tamaño apropiado para resolver la respuesta proveniente de estas profundidades. En el caso de los datos magnéticos, no se observó esta interface debido a que a estas profundidades nos encontramos por debajo del límite de la isoterma de Curie para la zona. Se obtiene un límite resaltado en la mayoría de los análisis espectrales, con promedio de 15 kilómetros de profundidad, atribuido a la interface corteza inferior-corteza superior. Fue consistente para todos los conjuntos de datos potenciales la interface con un promedio de 5 kilómetros de profundidad, la cual es atribuida al tope del basamento descrito como Paleozoico al oeste y Pre-Cámbrico al sureste. Una fuente con promedio de 2.25 Kilómetros es observada igualmente en el análisis espectral, coincidente con la profundidad del tope de la formación esquistos de apure descrita en el pozo APU-3 (Figura 4.39, Capítulo IV) de 2070 m al noroeste de la zona, asumido como basamento de las secuencias sedimentarias suprayacentes. El espesor de estas secuencias fue controlado por los espesores relativos descritos en el pozo, tomando en cuenta las variaciones laterales, teniendo también en cuenta que por la morfología sub-paralela y sub-horizontal de las mismas, así como por su bajo contraste de densidad, estas secuencias no son un aporte significativo el modelado gravimétrico.

Haciendo uso del producto proveniente de la deconvolución de Euler (Figura 6.3) aplicada a los datos gravimétricos y magnéticos, y tomando en cuenta la naturaleza del resultado obtenido, se pudo observar que el mismo contribuyó como herramienta para la visualización de la orientación de las estructuras, observando para el caso de los datos gravimétricos (Figura 6.3-B) que se confirma una orientación de las mismas con sentido N50°E, mientras que para el caso de los datos de anomalía magnética (Figura 6.3-A) la orientación de contornos que se resalta es N60°E, lo que debe ser atribuido las diferencias del carácter vectorial entre los dos campos.

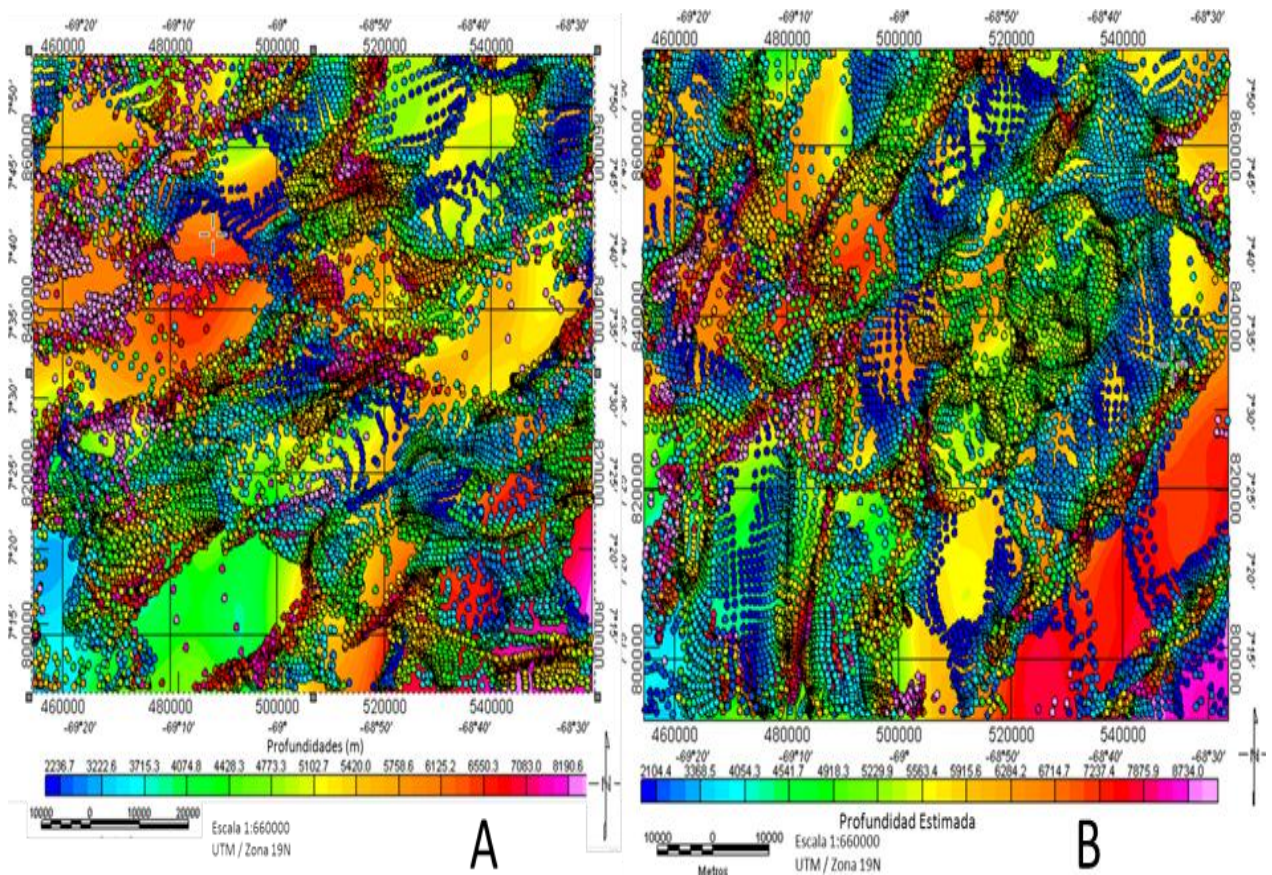


Figura 6.3. Vista comparativa de los resultados obtenidos del método de deconvolución de Euler a partir de datos magnéticos (A) y datos gravimétricos (B).

En el modelo obtenido sobre el perfil A-A' (Figura 6.4) el límite entre manto superior y corteza se encuentra a 41 Km, entre la corteza inferior y corteza superior a 15 km, lo cual nos habla de un espesor de 26 km de corteza inferior, manteniéndose entre los valores reportados por estudios previos en zonas cercanas al área de estudio (Arnaiz, 2009; Arraíz y Dinís, 2008; Jaspe, 2004).

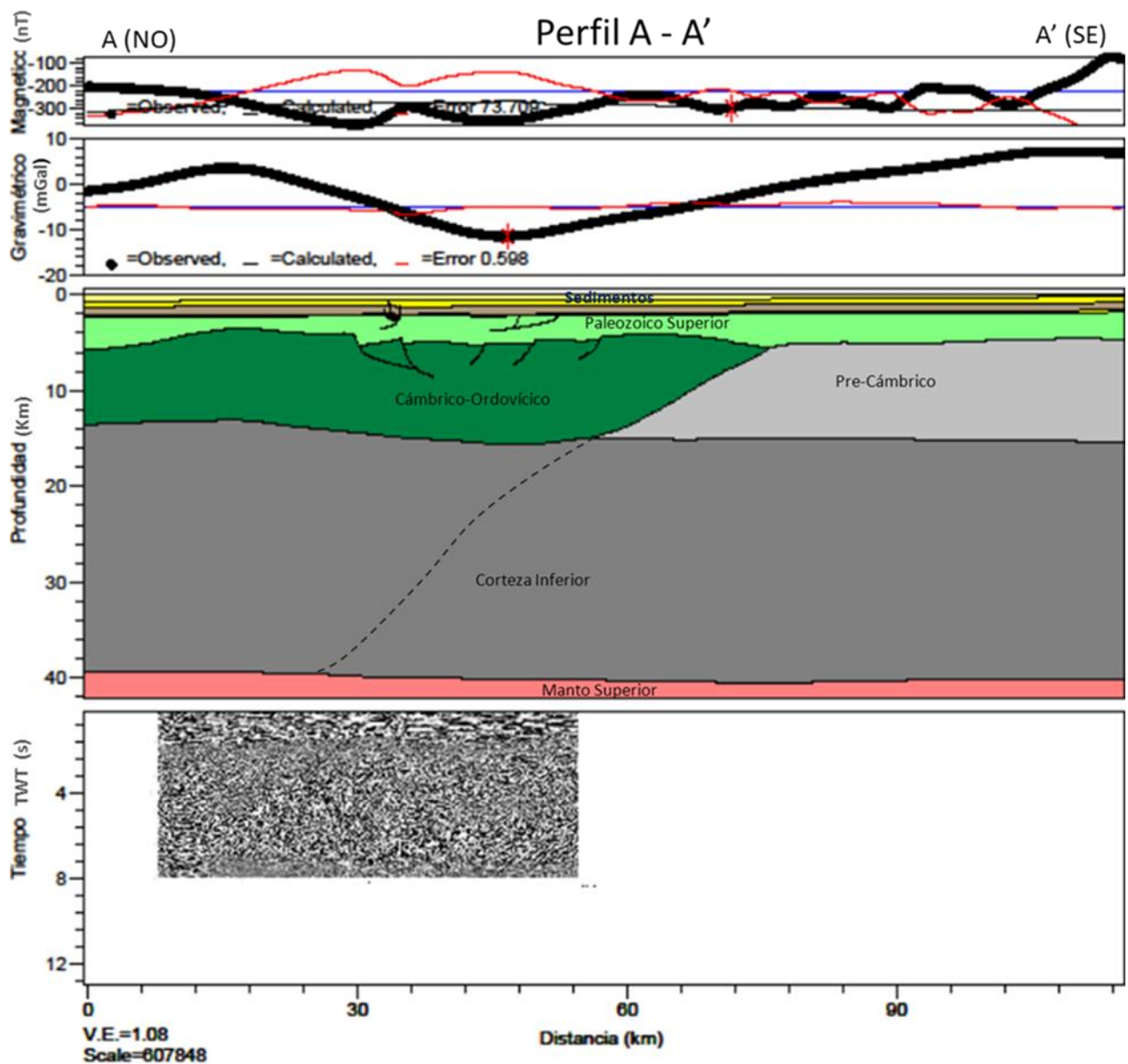


Figura 6.4. Modelo generado para el perfil principal (A-A') describiendo la geología de la zona de estudio.

Sobre el corteza inferior se destaca la presencia de terrenos Precámbrico y Paleozoico. Se observan fallas con geometría lítrica conjugadas, representando ambos flancos de una estructura tipo graben, con buzamiento al SE en el flanco norte y al NO en el flanco sur del mismo, obteniendo esta orientación a partir de la interpretación de la información sísmica. La literatura plantea que las rocas paleozoicas para el área de estudio se encuentran a profundidades menores que al oeste de la misma (Feo-Codecido y Foster, 1984), lo que hace posible que esta interface

sea captada por la adquisición sísmica, la cual tuvo un tiempo de grabación de 8 s. Las características estructurales observadas pueden ser indicios de que el terreno observado fue afectado por el proceso de rifting durante el periodo Triásico-Jurásico, adicionalmente, la morfología observada parece mostrar evidencias de eventos compresivos posteriores que claramente afectaron la secuencia, ocasionando la inversión del sistema de fallas, lo que se vería explicado en el bloque del Paleozoico Inferior aislado por las fallas (Figura 6.5). La estructura observada puede ser una manifestación de un graben, del cual observamos ambos flancos, con fallas buzando hacia el E-SE y en sentido opuesto buzando en dirección O-NO, estas últimas contrarias a la ubicación del subsuelo Pre-Cámbrico, sobre el cual no se puede definir el estilo de fallas manifestado, pero que no descarta la presencia de fallas normales de menor desplazamiento debido a la alta competencia de la roca que solo permite una baja afectación por algún proceso de deformación.

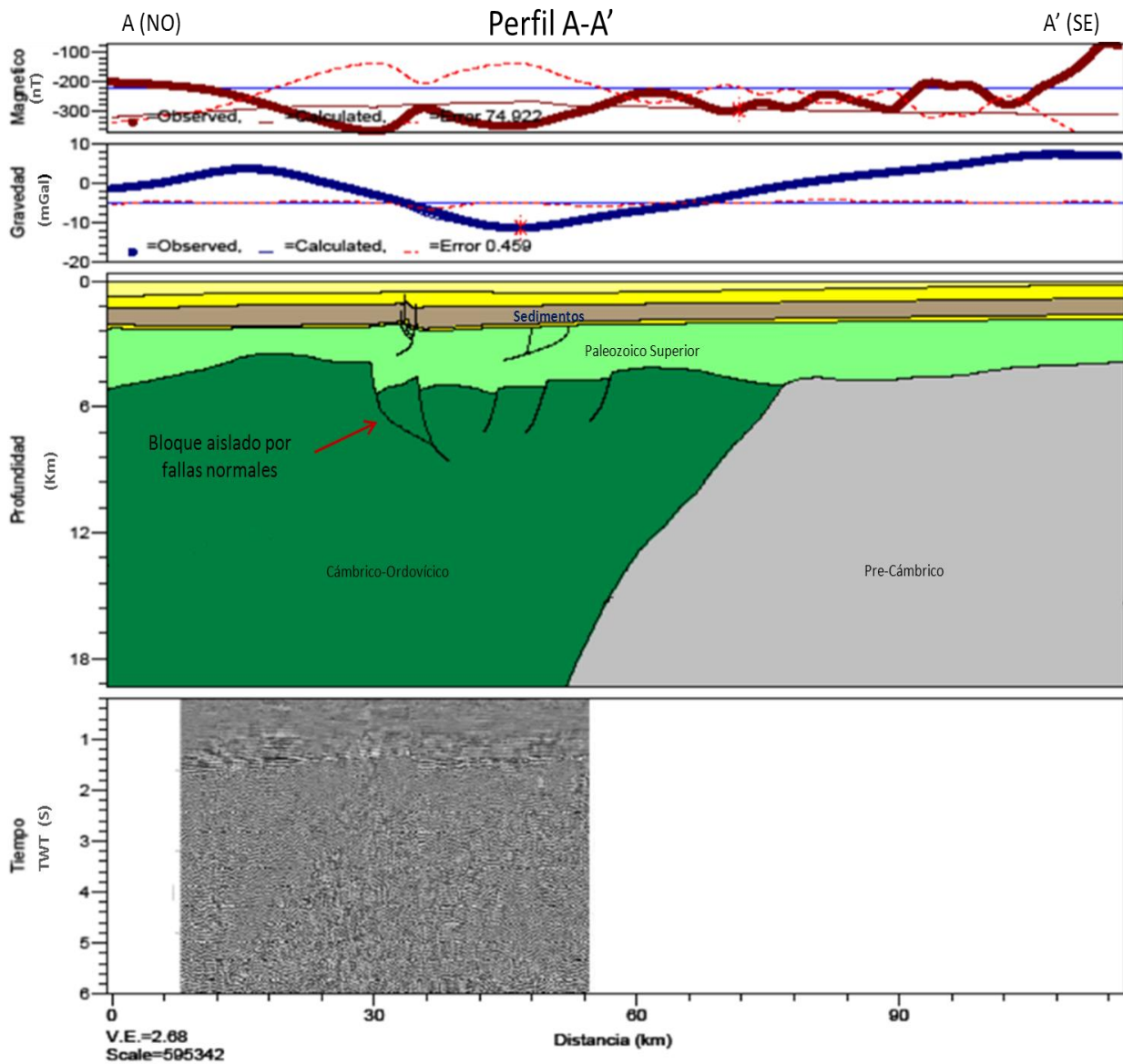


Figura 6.5. Perfil A-A' mostrando el bloque interpretado como aislado, el cual puede ser indicio de eventos compresivos.

La secuencia suprayacente al Paleozoico Inferior no muestra en la sísmica grandes efectos de deformación, sin embargo, algunos patrones de reflectores observados dejan ver que en la base de la misma fueron depositadas secuencias en periodos pre-rift, y sobre estas, secuencias planas no bien definidas que hablan de depositación post-rift (Figura 6.6). En base a este análisis, identificado el horizonte que describe la base del Cretácico, se desprenden dos deducciones: 1^{era}- al no estar comprobada la relación de la formación descrita como Esquistos de Apure con las

otras formaciones metasedimentarias observadas en pozos aledaños, y basados en el marcado aspecto sedimentario de la formación reportado en la sección descrita del pozo APU-3X por Escalona (1988), se puede establecer que la edad de la roca infrayacente a la base del Cretácico pudiera ser del Jurásico Tardío, depositada en ambientes pasivos, mientras que la inferior a estas, que suprayace al basamento Cámbrico-Ordovícico descrito debe estar asociada a la depositación de sedimentos del Paleozoico Tardío, lo que indica que en nuestro modelo, las rocas metasedimentarias interpretadas comprenden un amplio rango de edades. 2^{da}- Las estructuras tipo graben observadas pueden estar conformadas por el basamento de edad Cámbrico-Ordovícico descrito para la cuenca (Foster, 1980, Feo-Codecido y Foster, 1984).

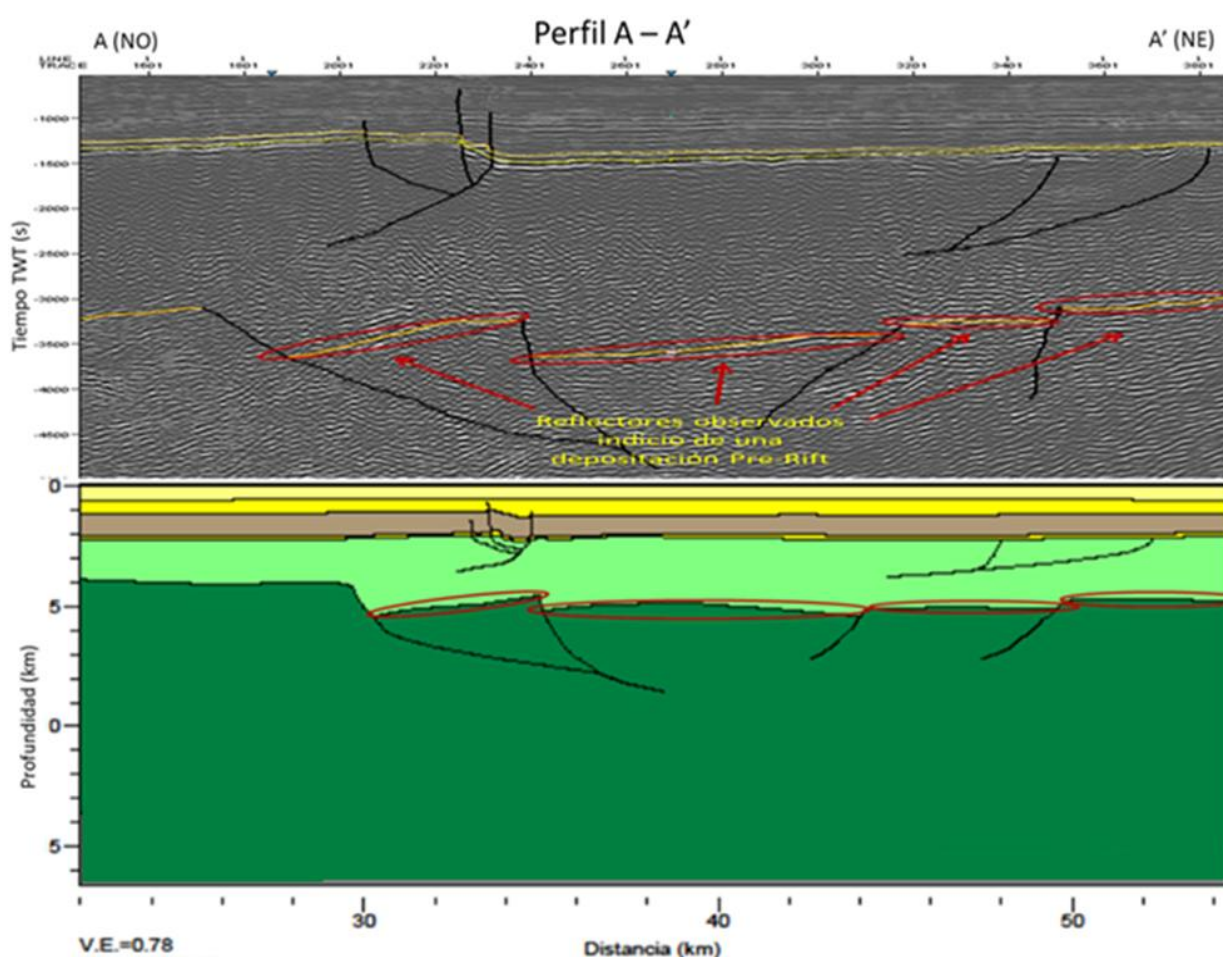


Figura 6.6. Modelo sobre el perfil A-A' mostrando los reflectores que podrían representar una depositación Pre-Rift.

Las formaciones sedimentarias muestran fallas normales hasta edades previas al Oligoceno, las cuales parecen mostrar patrones de inversión, observados en el sentido de los reflectores que representan el tope y la base de cretácico y en menor magnitud en el tope del oligoceno, así como en las estructuras de fallas interpretadas en la sísmica, lo que en conjunto a la configuración de las estructuras tipo graben observadas, evidencia igualmente la posible inversión ocasionada por pulsaciones compresivas de edades del Cretácico Tardío – Oligoceno, esto puede estar asociado a el efecto producido por la colisión de la Placa Caribe con la Placa Suramericana, pudiendo extenderse este efecto hasta el interior de la corteza durante este periodo, con un impacto menor pero significativo, y que no se ve evidenciado en el Pre-Cámbrico debido a su alta competencia.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los resultados provenientes del análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos indican que la profundidad de la interface corteza-manto se encuentra a una profundidad promedio de 41 kilómetros en la zona, mientras que la interface corteza superior-inferior se encuentra a 15 kilómetros.

Igualmente, del análisis espectral se establece que:

- El espesor de la Corteza Inferior es de 25 kilómetros en promedio, y de corteza superior 15 kilómetros
- La secuencia sedimentaria definida hasta el Cretácico basal tiene un espesor promedio de 2,3 kilómetros.
- La interface encontrada a 5 kilómetros es atribuida a una discontinuidad intra-Paleozoico.

La cobertura sedimentaria representa una baja contribución sobre las anomalías gravimétricas y magnéticas debido a sus densidades y a su bajo contenido de material magnetizado, por lo cual, siendo la base del Cretácico representado por un reflector sub-horizontal, la respuesta de estas anomalías debe ser atribuidas a formaciones rocosas infrayacentes.

En la interpretación de la sísmica se pudieron diferenciar tres facies sísmicas. Una primera facie, con reflectores no continuos observados por encima de los 4.5 s, de carácter caótico que se asocia a estructuras tipo graben observando fallas normales. Una segunda facie, caracterizada por la ausencia de reflectores o una amplitud casi nula, característico de secuencias lutíticas, asociada a rocas metasedimentarias descrita pozos aledaños, y una tercera facie caracterizada por reflectores sub paralelos y sub horizontales bien definidos con poca evidencia de fallamiento.

Se observan evidencias de rifting el área de estudio en niveles inferiores al Cretácico, lo que caracteriza un régimen distensivo, observado en el sistema de fallas lístricas propuestas, con su carácter conjugado, que pudieran estar definiendo una estructura tipo graben.

La estructuras observadas también refleja la existencia de un régimen compresivo ocurrido posterior al fallamiento normal observado en la zona, lo que muestra en una inversión de las estructuras observadas hasta el Oligoceno.

A tiempos mayores a 5 segundos se observan en la sísmica, al sureste de la zona, un cambio en el patrón de las reflexiones, asociado al posible contacto entre subsuelos Paleozoicos y Precámbricos.

Se recomienda la adquisición de perfiles de sísmica de reflexión profunda que ayuden a definir el límite entre el dominio del basamento Paleozoico y Pre-Cámbrico, ya que el mismo, estudiado con interpretaciones integradas, podría contribuir a la definición de la posible existencia de secuencias Jurásicas, Triásicas, e inclusive del Paleozoico Inferior que pudieran ser de interés tanto científico como para la industria.

Los indicios de una depositación pre-rift observada en los patrones de los reflectores en la sísmica interpretada pueden ser un indicio de que las estructuras con patrón de rift pudieran ser de edad Paleozoica Inferior (Cámbrico-Ordovícico), y que las formaciones suprayacentes al mismo del Paleozoico Superior.

BIBLIOGRAFIA

Arraíz, D.; Dinis, E. (2008). Interpretación integrada del macizo ígneo-metamórfico de la región de El Baúl, estado Cojedes. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. 184p.

Aguasuelos Ingeniería, S.C. (1990). Modernización de datos geológicos en el frente de montaña. Vol III, Estratigrafía y Sedimentología. Corpoven S.A. 517 p.

Bacon, M.; Simm, R.; Redshaw, T. (2003). 3D Seismic Interpretation. Cambridge University Press. New York, USA.

Brett, C. (2006). Interpretación sísmico-estructural y uso de atributos sísmicos para la caracterización de las arenas G-10, G-8 y G-7 3/4 de la Formación Guafita, cuenca Barinas Apure. Trabajo Especial de grado. Universidad Central de Venezuela. 172p.

Brown, A. (2003). Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data (6to.Ed). Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) and Society of Exploration Geophysicists (SEG).

Campos, V. M. (1977). Estratigrafía de la secuencia post-paleozoica en la región de Calderas. Memorias del II Congreso Latinoamericano de Geología. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Caracas, 1973.

Contreras, D.; Rojas, H. (2008). Interpretación geofísica integrada del campo Sincor, bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 178p.

Dobrin, M. (1961). Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega S.A., Barcelona.

Escalona, N. 1988. Comentarios enviados al CIEN. Centro de investigaciones especiales PDVSA.

Feo-Codecido, G. (1972) Contribución a la estratigrafía de la cuenca Barinas-Apure. IV Congreso Geológico Venezolano. Vol. 5, Tomo II. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. SVG. Caracas.

Feo-Codecido, G.; Foster, S. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos Basin” Geological Society of America. Memoir 162. Pag. 175-187.

Foster D. Smith, Jr. (1980). El Basamento y las Rocas Paleozoicas en la parte norte de Venezuela. Gerencia de estudios especiales e investigación. CORPOVEN.

García, A. (2009). Mapas de Anomalías de Gravedad y Magnetismo de Venezuela Generados Partir de Datos Satelitales. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 173p.

Garzón, Y. (2010). Validación de datos gravimétricos satelitales a partir de un análisis geostatístico comparativo con datos gravimétricos de adquisición terrestre. Trabajo de Maestría. Universidad Central de Venezuela.

González de Juana, C.; Iturralde, J; Picard, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Tomos I y II. Ediciones Foninves. Caracas.

González, J.; Martínez, F. (2008). Estudio geofísico integrado en la región de Siquisique, norte del estado Lara. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 169p.

González, W. (2006). Compilación de datos Magnéticos en el norte de Venezuela y el Caribe y un estudio de prueba en el graben de Espino. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. 166p.

González, W. (2009). Interpretación del Basamento Precretácico en las Cuencas Barina Apure y Oriental de Venezuela. Tesis de Maestría. Universidad Simón Bolívar.

Gou; Y. (2009). Structural Geology in Venezuelan Petroleum exploration. Prepared for: PDVSA, Proyecto EFAI. Beicip Franlab. Caracas.

Henriquez Casas, J. (2004). Modelado Geodinámico Integrado de la cuenca Barinas-Apure y los Andes de Mérida, Estado Barinas. Trabajo especial de grado. Universidad Simón Bolívar. 98 páginas.

Hyndman, R. J. (1995). The problem with Sturge's rule for constructing histograms. Monash University. Victoria, Australia.

Jacobsen, P. Jr. (1959). Interpretación de datos aeromagnéticos en los llanos occidentales de Venezuela. III Congreso Geológico Venezolano. Tomo IV. Caracas, 1959.

Jaspe, J. (2004). Generación de modelos de basamento de los arcos de Arauca y Mérida en la cuenca Barinas-Apure a través de integración de datos Geofísicos. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. 107 pp.

Kiser, G. D. y Bass, I (1985). "La Reorientación del Arco de El Baúl y su Importancia Económica". Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano, pp. 5122-5135.

Kiser, G. D., (1989). Relaciones Estratigráficas de la Cuenca Apure/Llanos con áreas adyacentes, Venezuela suroeste y Colombia Oriental. Sociedad Venezolana de Geología. 77pp.

Kiser, G. D., (1997). Nuevas contribuciones a la geología de la cuenca Barinas-Apure y se frente de montañas, en prensa.

Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics (Segunda Edición). Cambridge University Press. U.K.

Mendoza, V. (2005). Geología de Venezuela, Tomos I y II. Universidad de Oriente. Ciudad Bolívar.

Mederos, I. (2008) Modelaje geofísico de la región Farriar-Morón estados Yaracuy y Carabobo. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 167p.

Osuna, S. (1994). Geología de superficie del frente de montañas de Barinas. Informe inédito Corpoven, 86 p.

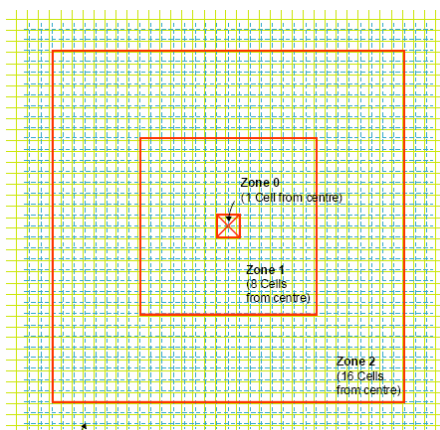
- Parasnis, D. (1970). Principios de Geofísica Minera. Editorial Paraninfo, Madrid.
- PDVSA EFAI (2006). Estudio integrado de la Cuenca de Maracaibo y Cuenca Barinas-Apure. Beicip-Franlab.
- Reid, A. (2003). Euler deconvolution of gravity data. Reid Geophysics/U of Leeds Desmond FitzGerald and Philip McInerny, Intrepid Geophysics.
- Rengifo, R. (2009). Modelo estructural del subsuelo en el campo Guara Este, Edo. Anzoátegui, mediante la integración de datos geofísicos. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 173p.
- Rey, J.; Galeotti, S. (1959). Stratigraphy Terminology and Practice. 2008. Paris: T Editions. Schlumberger. Log Interpretation Principles/Applications. (7ma.Ed). Sugar Land, Texas.
- Renz, O. (1959). Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela occidental. Asociación Venezuela de Geología Minas y Petróleo. Boletín de Geología. CA
- Sánchez, T. M., Lorente, M. A. (1977). Paleoambiente del Miembro Quevedo (Formación Navay) en las proximidades de Santa Bárbara. Mem., V Cong. Geol. Venez., 1:107-133.
- Schlumberger. Evaluación de Pozos (Wec). (1997). Schlumberger. Caracas, VENEZUELA.
- Schubert, C.; Sifontes, R.; Padrón, V.; Vélez, J.; Loaiza, P. (1979). Formación La Quinta (Jurásico), andes merideños: geología de la sección tipo. Acta Científica Venezolana N#30.
- Sheriff, R.(2001).Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Tulsa: Society of Exploration Geophysics (SEG).
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics (2^a ed.). Cambridge: Cambridge University Press. 790 p.
- Von Der Osten, E. (1966). The stratigraphy of Sinco Field. Asoc. Venez. Geol., Min., Pet., Boletín Informativo 9.

Yilmaz, O. (2000). Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data (2da. Ed). Tulsa: Society of Exploration Geophysics.

APÉNDICES

APÉNDICE A: Método para la corrección topográfica utilizado por el programa *OASIS montaj v.7.0.1* (Geosoft Inc).

Para calcular las correcciones locales, los datos correspondientes al Local DEM se muestran en un mallado uniforme centrado en la estación a ser calculada, tal como se ilustra en la figura Apéndice A.1.



Apéndice A.1. Malla usada por el programa *Oasis* para la corrección topográfica.

La corrección es calculada basándose en las contribuciones de tres zonas:

Zona 0: Triangulo. En esta zona, la más cercana (0 a 1 celda desde la estación), el algoritmo suma los efectos de cuatro gradientes de secciones triangulares, las cuales describen la superficie entre la estación de gravedad y la elevación de cada esquina diagonal.

De acuerdo a la figura D2, la ecuación empleada por Kane (1962) es la siguiente:

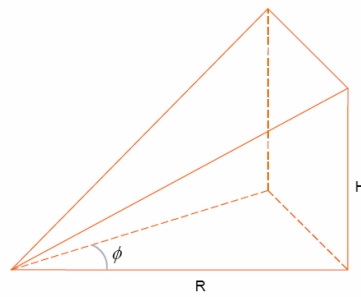
$$g = GD\phi \cdot \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right)$$

Donde,

g : Atracción gravitatoria.

G : Constante de gravedad.

D : Densidad.



Apéndice A.2. Atracción gravitatoria de un prisma rectangular recto.

• **Zona 1: Prisma.** En esta zona intermedia (1 a 8 celdas desde la estación), se calcula el efecto topográfico para cada estación usando la Ecuación de Nagy (1966) en función a la ilustración de la figura A.2.

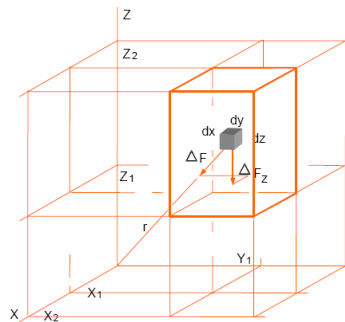
$$g = -GD \left| \frac{z_2}{z_1} \right| \left| \frac{y_2}{y_1} \right| \left| \frac{x_2}{x_1} \right| x \cdot \ln(y+R) + y \cdot \ln(x+R) + (Z \arctan Z \cdot R/x \cdot y) \left| \right| \left| \right|$$

Donde,

g : Atracción gravitatoria.

G : Constante de gravedad.

D : Densidad.



Apéndice A.3. Atracción gravitatoria de un prisma.

• **Zona 2 (y más allá): Anillo Seccional.** En la zona lejana, la zona 2 (mayor a 5 celdas), el efecto topográfico se calcula basándose en la aproximación del segmento de un anillo seccional a un prisma cuadrado (Apéndice A.4), tal como lo describe Kane (1962), y se usa la Ecuación:.

$$g = 2GDA^2 \frac{(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2})}{(R_2^2 - R_1^2)}$$

donde,

g : Atracción gravitatoria.

G : Constante de Gravitación Universal.

D : Densidad.

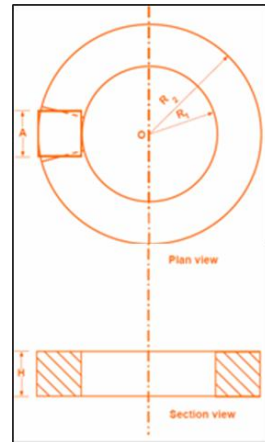
H : Altura de anillo o prisma.

A : Longitud del lado horizontal del

prisma.

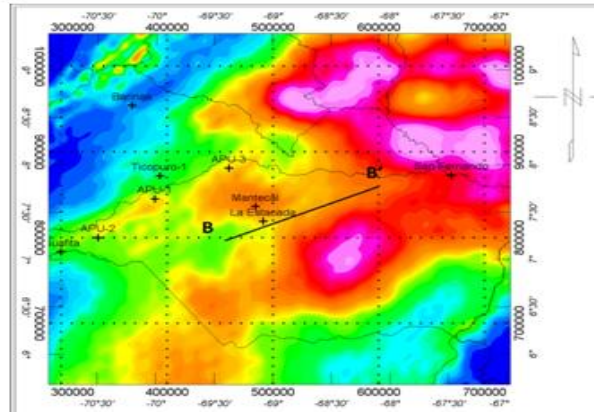
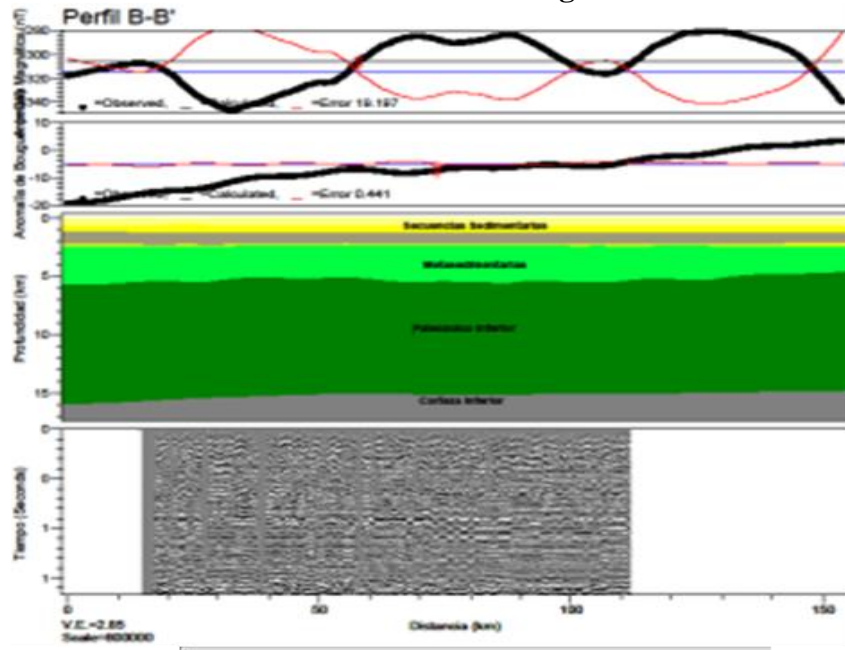
R_1 : Radio interno del círculo de la sección del anillo.

R_2 : Radio externo del círculo de la sección del anillo.



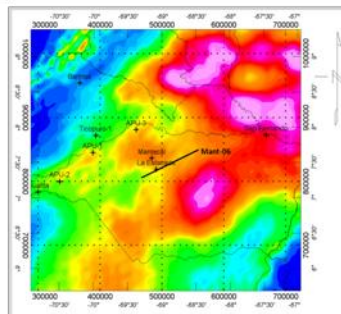
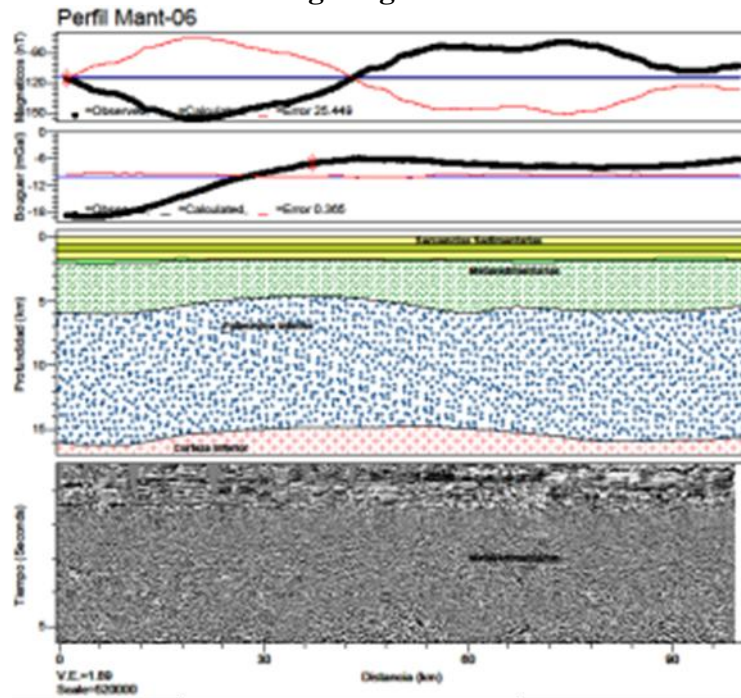
Apendice A.4. Atracción gravitatoria de un anillo seccional.

APÉNDICE B. Perfil Geológico B-B'



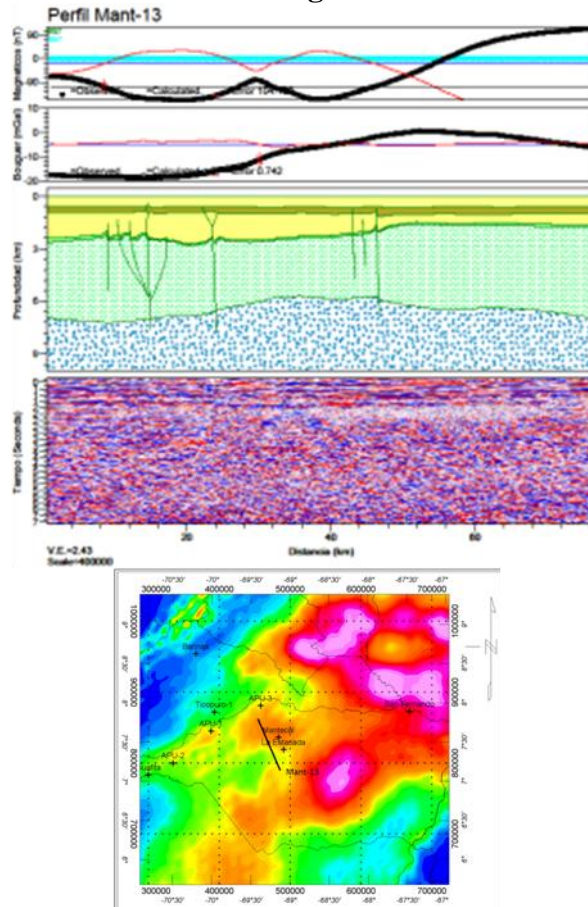
Apéndice A.5. Perfil Geológico B-B'.

APÉNDICE C. Perfil geológico sobre la línea Mant-06.



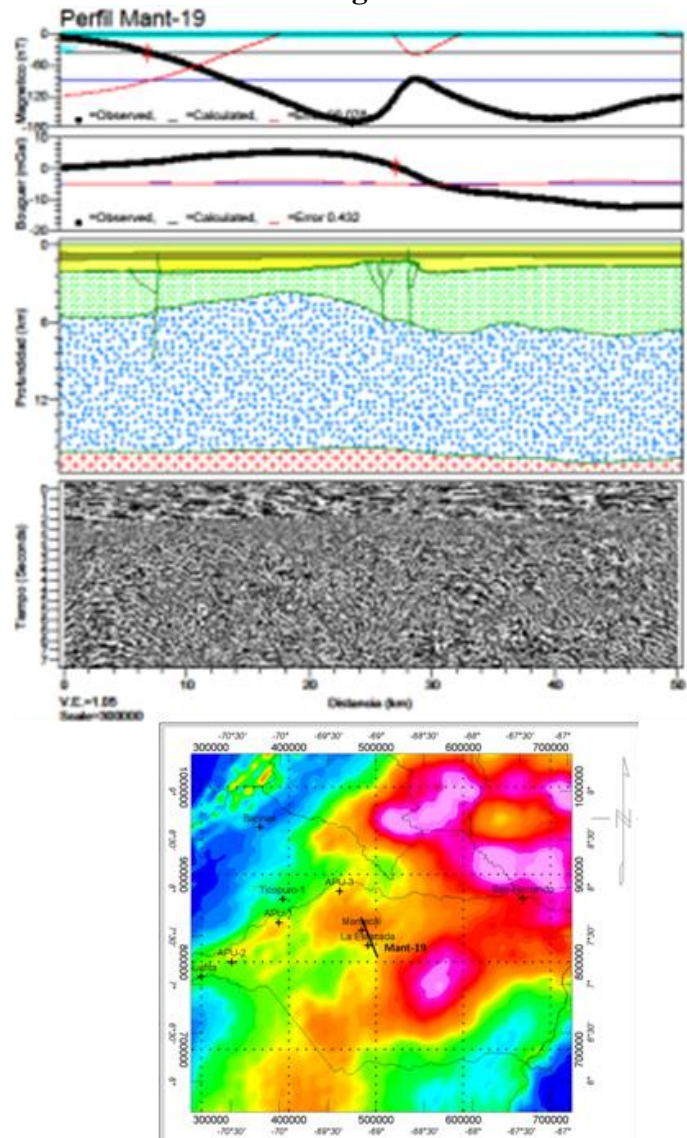
Apéndice A.6. Perfil geológico sobre la línea Mant-06.

APÉNDICE D. Perfil Geológico sobre la línea Mant-13.



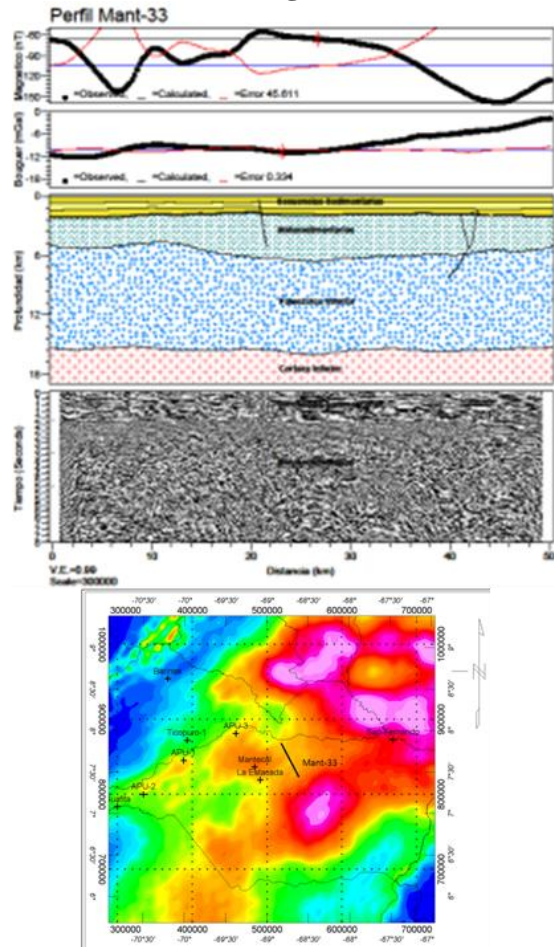
Apéndice A.7. Perfil Geológico sobre la línea Mant-13.

APÉNDICE E. Perfil Geológico sobre la línea Mant-19.



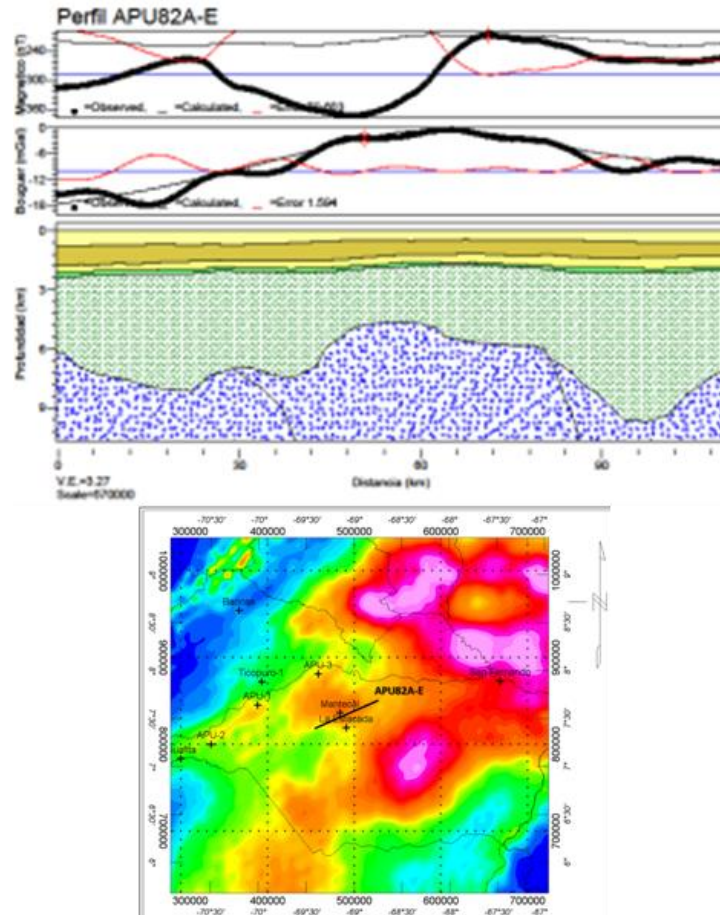
Apéndice A.8. Perfil Geológico sobre la línea Mant-19.

APÉNDICE F. Perfil Geológico sobre la línea Mant-33.



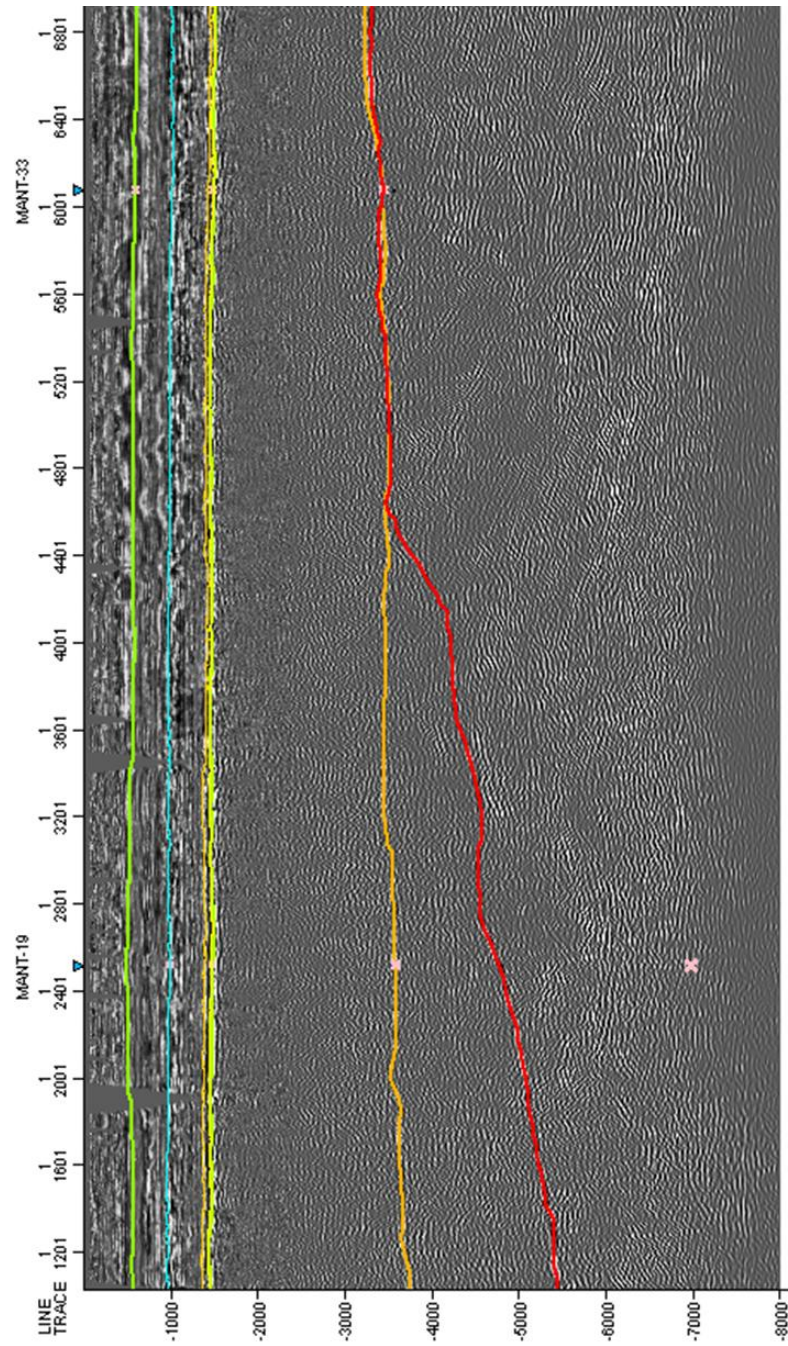
Apéndice A.9. Perfil Geológico sobre la línea Mant-33.

APÉNDICE G. Perfil Geológico sobre la línea APU82A-E.

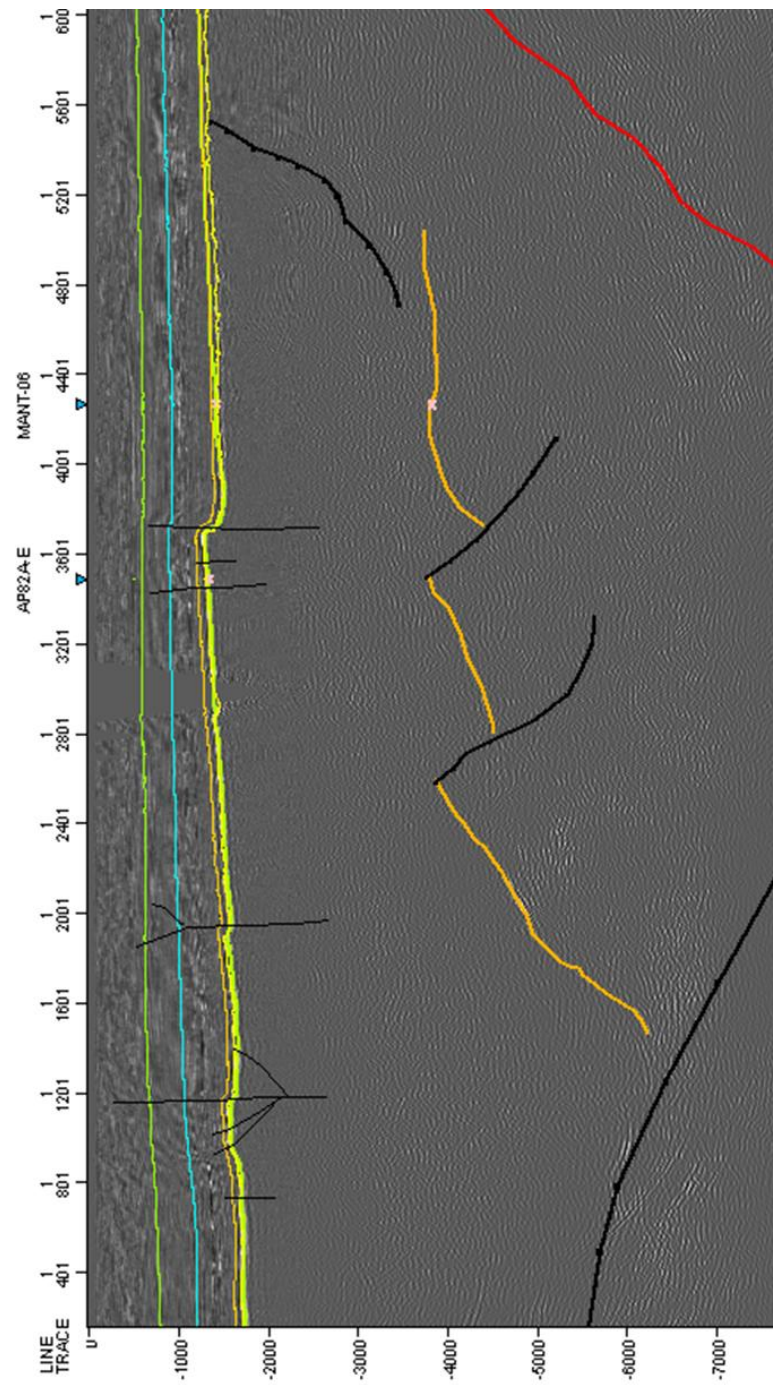


Apendice A. 10. Perfil Geológico sobre la línea APU82A-E.

APÉNDICE H. Interpretación realizada sobre la línea sísmica Mant-06.



APÉNDICE I. Interpretación realizada sobre la línea sísmica Mant-13.



APÉNDICE J. Interpretación realizada sobre la línea sísmica Mant-33.

