

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL BLOQUE JUNÍN DE
LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO, VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela por la
Br. Colomé Alvarez, Krizia E.
para optar por el título de Ingeniero Geofísico.

Caracas, Noviembre de 2013

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL BLOQUE JUNÍN DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO, VENEZUELA

Tutor Académico: Núris Orihuela

Trabajo Especial de Grado

Tutor Industrial: Andrés Espeso

Presentado ante la ilustre

Universidad Central de Venezuela por la

Br. Colomé Alvarez, Krizia E.

para optar por el título de Ingeniero Geofísico

Caracas, Noviembre de 2013

Caracas, noviembre de 2013

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 la Bachiller Krizia E. Colomé A., titulado:

**“INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL BLOQUE JUNIN DE LA
FAJA PETROLIFERA DEL ORINOCO, VENEZUELA”**

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. Ignacio Mederos
Jurado

Prof. Inírida Rodríguez
Jurado

Prof. Nuris Orihuela.
Tutor Académico

DEDICATORIA

*A Dios,
A mi Madre por tu amor incondicional, apoyo y comprensión,
A mi Hijo por llegar a mi vida y llenarla de felicidad,
A mi Hermano por tu apoyo te quiero.
Los amo.*

Krizia

AGRADECIMIENTOS

A Dios por estar presente en mi corazón y en cualquier lugar o momento en que lo necesito ya que eres parte de mí.

A mi madre no existen palabras que puedan describir el inmenso amor y agradecimiento que te tengo, ahora que soy madre entiendo tus regaños, tus temores y angustias pero quiero que esta meta te llene de orgullo y felicidad, no te doy las gracias porque eso es poco para lo que te mereces. Espero seguir creciendo como persona, madre y profesional y darte muchísimos más momentos de orgullo.

A la Universidad Central de Venezuela que me formó durante estos años sin pedir nada a cambio, solo ser buenos profesionales para darle un buen desarrollo a nuestro país venciendo las sombras de la ignorancia.

A mi tutor industrial Ing. Andrés Espeso por creer en mí, por su apoyo y dedicación a pesar de la adversidades que se presentaron y por su comprensión en uno de los momento más difícil pero feliz de toda mi vida. Por transmitir su conocimiento sin ningún interés solo el de sembrar conocimiento en cada uno de sus estudiantes.
¡ Graciaaaaas profe!.

A la profesora Nuris Orihuelas tutora académica por su orientación, por su tiempo y dedicación a pesar de lo ocupada que pueda estar, por su aporte indispensable e invaluable en este proyecto. Gracias por su paciencia y calma para la culminación de este T.E.G.

A Silvimar Lárez (mi comadre y hermana) y Andrés (el amigo) Borges por los momentos de éxito y también difíciles durante estos años, por todo lo que compartimos. Y a todos mis compañeros que de una u otra forma fueron parte de esta etapa que ya muchos culminaron y ahora yo estoy por culminar. Muchas gracias.

Krizia E. Colomé A.

**“INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL BLOQUE JUNIN DE LA
FAJA PETROLIFERA DEL ORINOCO, VENEZUELA”**

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

Palabra clave: Integración Geofísica, Faja Petrolífera del Orinoco, Bloque Junín,
Discordancia del Paleozoico.

Durante el desarrollo de este trabajo se realizó la integración de los siguientes métodos geofísicos: método sísmico, método gravimétrico, método magnético y registros de pozo todos aplicados en el Bloque Junín. La integración de estos datos tiene el objetivo de proponer un modelo estructural para la zona en estudio. Se interpretaron los principales reflectores en tiempo en las secciones 2D de donde luego se generaron mapas en tiempo y en profundidad. A su vez los registros de pozos se utilizaron para la calibración sísmica y tener control de las profundidades y densidades presentes en cada formación geológica. También se realizaron análisis espectrales y estadísticos de los datos gravimétricos y magnéticos y se construyeron mapas de Bouguer e IMT con la finalidad de conocer la dirección y profundidad del basamento cristalino. El modelo gravimétrico permitió conocer la geometría de los cuerpos, como se va acunando el cretácico en dirección sureste hacia el cratón de Guayana y que el límite precámbrico-cámbrico se encuentra a 5.5 km de profundidad promedio, están presentes la falla de Altamira y la falla del Anibal Ron la cual delimitan el Alto de Altamira lo que causa el alto de basamento¹⁰. En la interpretación de la sección sísmica se diferenciaron 5 interfaces o facies sísmicas pero la más importante para la ejecución de este trabajo es: El primer límite conocido como Paleozoico, a un tiempo aproximado de 1000ms hacia el noroeste y 250 ms al sureste, un reflector muy bien marcado que se va acunando hacia el sur. Se concluyó que debido al tiempo y la profundidad que arrojó el pozo NZZ-45 y el núcleo IZZ-42 en que se encuentra interpretado se trata del basamento acústico y no del basamento cristalino. Por lo que se recomienda realizar una nueva campaña de adquisición e interpretación de esta zona con el

fin de aumentar los tiempos a 2ms de manera que haya una mejor iluminación del basamento cristalino.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1	Planteamiento del Problema.....	1
1.2	Objetivos.....	2
1.2.1	Objetivo general.....	2
1.2.2	Objetivos específicos.....	2
1.3	Justificación.....	2
1.4	Ubicación del Área en Estudio.....	3

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1	Generalidades.....	4
2.2	Evolución Geodinámica y Tectónica.....	5
2.3	Faja Petrolífera.....	8
	Características litológicas	
2.4	regionales.....	10
2.5	Geología Regional.....	11
2.5.1	Formación Hato Viejo (Cámbrico).....	11
2.5.2	Formación Carrizal (Cámbrico Temprano).....	12
2.5.3	Formación Ipire (Jurásico).....	12
2.6	Grupo Temblador (Cretácico).....	12
2.6.1	Formación Canoa.....	12
2.6.2	Formación Tigre.....	13
2.7	Formación La Pascua (Eoceno).....	13
2.8	Formación Roblecito (Eoceno-Tardío).....	14
2.9	Formación Chaguaramas (Oligoceno Tardío).....	14
2.10	Geología Local.....	14
2.11	Basamento.....	16
2.12	Basalto de Altamira.....	16

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1	Método Sísmico.....	17
-----	---------------------	----

3.1.2	Interpretación sísmica estructural.....	17
3.1.3	Interpretación sísmica 2D.....	18
3.1.4	Serie de Reflectividad.....	18
3.1.5	Sismograma sintético.....	19
3.1.6	Sísmica de pozo.....	20
3.1.6.1	Checkshots o tiro de verificación.....	21
3.1.6.2	Perfil sísmico vertical (VSP).....	22
3.2	Método Gravimétrico.....	23
3.2.1	Campo gravitacional terrestre.....	23
3.2.2	Correcciones de datos gravimétricos.....	24
3.2.2.1	Corrección por Latitud.....	24
3.2.2.2	Corrección por Marea.....	25
3.2.2.3	Corrección por Deriva.....	25
3.2.2.4	Corrección de Aire Libre.....	25
3.2.2.5	Corrección de Bouguer.....	26
3.2.2.6	Corrección Topográfica.....	26
3.3	Método Magnético.....	26
3.3.1	Generalidades.....	26
3.3.2	Magnetismo en rocas.....	27
3.3.3	Susceptibilidad Magnética.....	27
3.3.4	Campo Magnético.....	28
3.3.5	Intensidad del Campo Magnético.....	28
3.3.6	Declinación magnética.....	29
3.3.7	Inclinación.....	29
3.3.8	Anomalía magnética.....	30
3.3.9	Variación Temporal de Campo Magnético Terrestre.....	30
3.3.10	Variación Secular.....	30
3.3.11	Variación Diurna.....	31
3.3.12	Variación Solar Diurna.....	31

CAPÍTULO 4: METODOLÓGIA

4.1	Recopilación de información de estudios previos y datos.....	33
4.2	Método Gravimétrico.....	33
4.2.1	Procesamiento de datos gravimétricos.....	34
4.2.1.1	Calculo de Anomalías Gravimétricas.....	34
4.2.2	Evaluación estadística de los datos Gravimétricos.....	36
4.2.3	Generación de mapa de Anomalía de Bouguer.....	38
4.2.4	Análisis Espectral para los valores de Anomalía de Bouguer.....	40
4.2.5	Filtrado utilizado para Anomalías gravimétricas.....	41
4.2.5.1	Separación Regional-Residual.....	41
4.3	Método Sísmico.....	42
4.3.1	Recopilación de datos disponibles.....	42
4.3.2	Datos de Pozo.....	42
4.3.3	Calibración Sísmica-Pozo.....	43
4.3.4	Sismograma Sintético.....	44
4.3.5	Interpretación Estructural en Tiempo.....	45

CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1	Método Gravimétrico.....	46
5.1.1	Mapa de Anomalía de Bouguer.....	46
5.1.2	Mapa de separación Regional-Residual con ajuste Polinómico.....	47
5.1.3	Análisis Espectral para los valores de Anomalía de Bouguer.....	50
5.2	Método magnético.....	52
5.2.1	Análisis Espectral para los valores de Anomalía Magnética.....	54
5.3	Método Sísmico.....	55
5.3.1	Interpretación en Tiempo.....	55
5.3.2	Modelo Estructural en Profundidad.....	57

CAPITULO 6: INTERPRETACION INTEGRADA.....

60

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....

64

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....

66

INDICE DE FIGURAS

1.1	Ubicación de la zona de estudio del Bloque Junín, Faja Petrolífera del Orinoco.....	3
2.1	Ubicación de las cuencas Venezuela.....	4
2.2	Columna estratigráfica regional de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	11
2.3	Perfil estructural E-O de la Faja Petrolífera del Orinoco, al sur de la cuenca oriental de Venezuela.....	15
3.1	Sismograma Sintético pozo MCH-7-15.....	20
3.2	Curva tiempo – profundidad.....	21
3.3	Tipos de configuración de VSP.....	22
3.4	Demostración de los componentes del campo magnético.....	28
4.1	Diagrama de flujo metodológico del estudio.....	32
4.2	Distribución de las estaciones gravimétricas en el Bloque Junín.....	34
4.3	(Izquierda) Análisis de frecuencia absoluta para los valores de AB (mGal); (derecha) Campana de gaus asociada al histograma.....	37
4.4	Grafica Q-Q y diagrama de caja y bigotes.....	38
4.5	Mapa de Anomalia de Bouguer con Distribución de las estaciones gravimétricas sobre mapa geológico.....	39
4.6	Análisis espectral de datos gravimétricos.....	41
4.7	Área de Junín, mapa base de datos sísmicos y de pozos con check-shots.....	43
4.8	Sismograma Sintético pozo NZZ 45.....	44
5.1	Mapa de Anomalía de Bouguer del Bloque Junín.....	46

5.2	Separación gravimétrica regional mediante la superficie polinómica de 2°.....	48
5.3	Separación gravimétrica residual mediante la superficie polinómica de 2°.....	49
5.4	Separación gravimétrica regional mediante la superficie polinómica de 3°.....	49
5.5	Separación gravimétrica residual mediante la superficie polinómica de 3°.....	50
5.6	Gráfico de Análisis Espectral de los datos gravimétricos para el Bloque Junín.....	51
5.7	Mapa de Anomalía Magnética del Bloque Junín.....	53
5.8	Análisis espectral de datos magnéticos del Bloque Junín.....	54
5.9	Gráfico de Análisis Espectral de los datos magnéticos para el Bloque Junín.....	54
5.10	Línea sísmica Jun-06E-41 con las discordancias presentes en el Bloque Junín.....	55
5.11	Horizonte de basamento interpretado en tiempo.....	56
5.12	Mapa de basamento en tiempo.....	57
5.13	Mapa estructural del Bloque Junín en profundidad (ft).....	58
5.14	Modelo estructural en profundidad (ft).....	59

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	Medidas de tendencia central y dispersión para los valores de anomalía de Bouguer.....	37
Tabla 2	Valores de profundidad para las distintas fuentes de anomalía gravimétrica.....	51

CAPÍTULO

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

El estudio de La Faja Petrolífera del Orinoco (FPO) ha sido objeto de estudio durante más de 95 años, siendo su propósito principal de investigación en la búsqueda de nuevas zonas de explotación; en la actualidad se han descubierto 35 grandes campos, con un total de 120.000 pozos perforados, que convierten a esta zona en la más rica en hidrocarburos de Sudamérica. En los últimos años la FPO ha adquirido especial importancia para la exploración y producción nacional de los hidrocarburos, con vista a satisfacer el mercado interno y a la creciente demanda energética imperante en el mundo.

Desde el punto de vista geográfico, la Faja está situada en el extremo sur de la Cuenca Oriental de Venezuela. Está comprendida desde la zona sur de los estados Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro y al norte del río Orinoco. Posee una extensión de aproximadamente de 55.314 km² de los cuales están siendo explotados 11.593 km² y está dividida en cuatro bloques, que de este a oeste son: Carabobo, Ayacucho, Junín y Boyacá.

Las nuevas zonas de explotación están siendo estudiadas a través de los métodos geofísicos que son unas de las herramientas principales para la determinación de éstas. Mediante la interpretación de datos gravimétricos y magnéticos podemos estimar la morfología y profundidad de la fuente que produce las anomalías, lo que ayuda a obtener una aproximación de la geometría de una cuenca sedimentaria, que junto con la interpretación de datos sísmicos hace posible la definición de la disposición de las estructuras del subsuelo.

En el Bloque Junín sólo se han elaborado hasta la actualidad modelos del subsuelo a partir de la interpretación de datos sísmicos y datos de pozo, que han servido para obtener una primera visión del modelo del subsuelo en el área de estudio. Por lo tanto, sería de gran interés la elaboración de un modelo geológico para el Bloque Junín, mediante la integración

de datos gravimétricos, magnéticos, datos de pozo, que junto con los datos sísmicos permitan proporcionar un nuevo enfoque para la configuración del subsuelo y así esclarecer la geometría de la cuenca en la zona de estudio.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Proponer un modelo estructural para el Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco a partir de la interpretación geofísica integrada de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Realizar la interpretación sísmica estructural a nivel de basamento para la zona de estudio.
- Generar mapas estructurales en tiempo y profundidad de la zona de estudio.
- Generar mapas de anomalías de Bouguer e Intensidad Magnética total para la zona en estudio.
- Estimar la profundidad de la fuente de la anomalía por medio de la descomposición espectral.
- Elaborar un modelo geológico estructural mediante la integración de los datos gravimétricos, magnéticos terrestres y los datos sísmicos.

1.3 Justificación

A partir de la integración de la información sísmica 2D y 3D, gravimétrica y magnética se procurará describir la configuración geológica del Bloque Junín y su ubicación en el subsuelo lo que permitirá conocer el espesor sedimentario presente en la cuenca, esto servirá a futuro para el desarrollo de nuevas exploraciones de hidrocarburos y será de aporte al entendimiento de la cuenca a nivel regional.

El producto final de este estudio seguramente despertará y ampliará el interés científico e impulsará el desarrollo de nuevos estudios geológicos / geofísicos en la zona, que contribuirán con el conocimiento de la Faja Petrolífera del Orinoco así como para la comprensión de aspectos tectónicos a nivel regional estructuralmente de interés.

1.4. Ubicación del área en estudio

El área de estudio abarca aproximadamente 11.174 Km² y está ubicado entre las coordenadas 64°40'00" - 65°40'00" de longitud Oeste y 8°00'00"- 9°00'00" de latitud Norte. Se encuentra limitado al norte por los estados Guárico y Anzoátegui, al sur por el estado Bolívar, al oeste por el Bloque Boyacá y al este por el Bloque de Ayacucho como se observa en la figura 1.1.

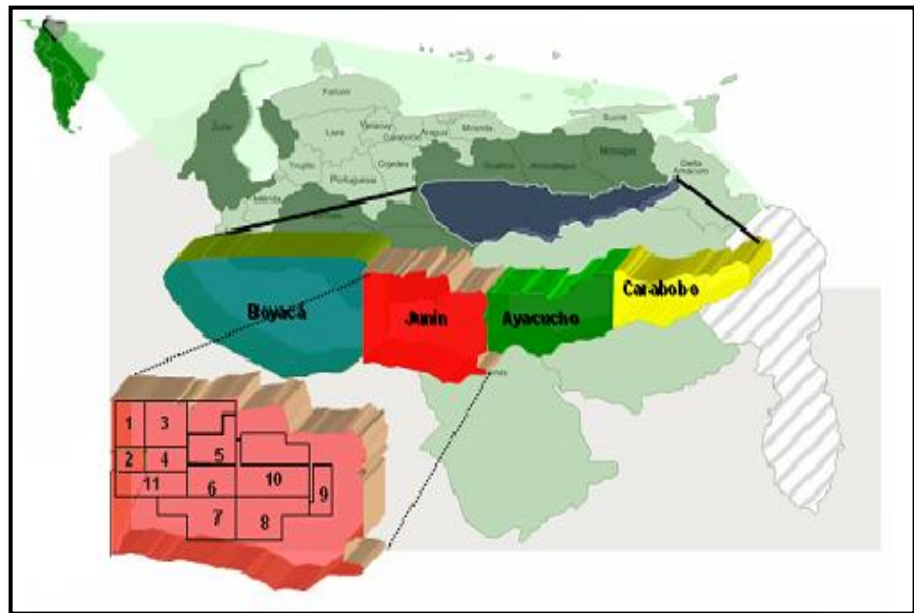


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio del Bloque Junín, Faja Petrolífera del Orinoco. (Tomado y modificado de Petromacareo, 2012).

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural que se encuentra ubicada en la zona centro - este de Venezuela y está limitada al Norte por la línea que demarca el piedemonte meridional de la Serranía del Interior Central y Oriental, al Sur por el curso del río Orinoco, al Este, la cuenca continúa por debajo del Golfo de Paria, y se hunde en el Atlántico al este de la costa del delta del Orinoco, y al Oeste, colinda con el levantamiento de El Baúl y su conexión estructural con el Cratón de Guayana.

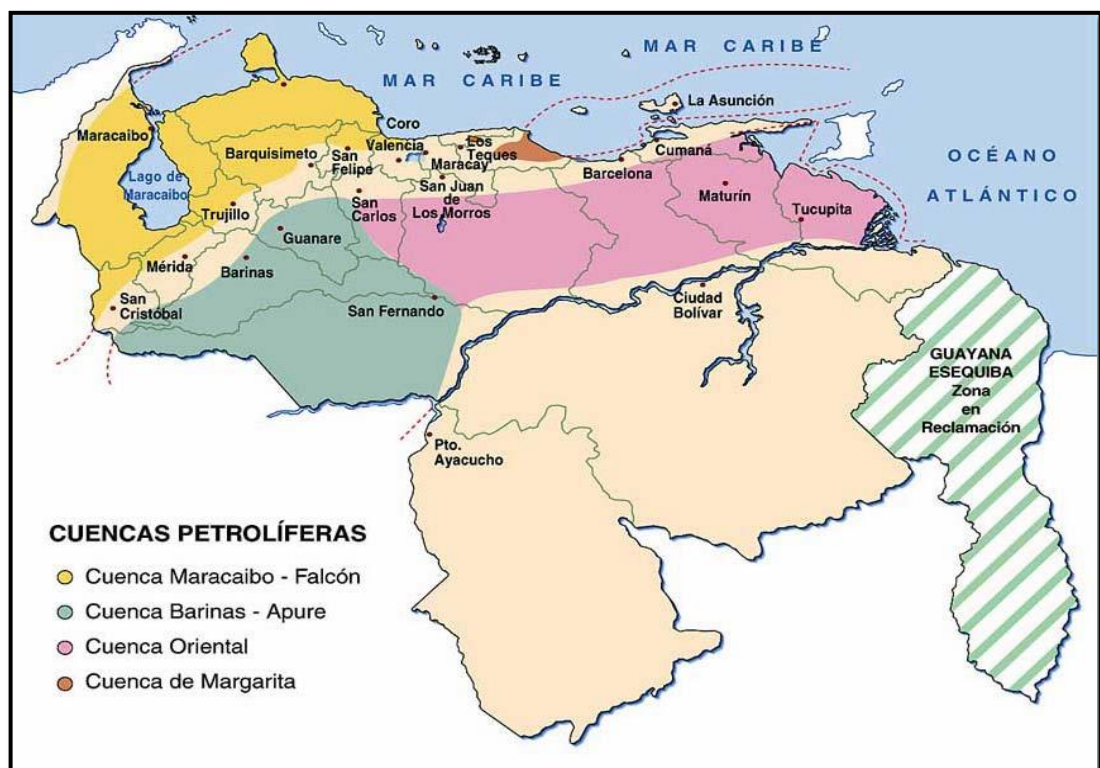


Figura 2.1.Ubicación de las cuencas de Venezuela

A su vez la Cuenca Oriental de Venezuela está subdividida en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico al oeste y la Subcuenca de Maturín al este, extendiéndose por los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y el suroeste del Estado Sucre. La misma cuenta con aproximadamente una longitud de 800 Km. en sentido Oeste – Este, un ancho de 200 Km. de Norte a Sur, y un área total de 164.000 Km².

La cuenca es asimétrica con el flanco sur buzando suavemente hacia el norte, mientras que el flanco norte presenta una tectónica más compleja y con mayores buzamientos, conectados a una zona plegada y fallada que representa el flanco meridional de las cordilleras que limitan la cuenca hacia el norte (Méndez, 1985). El rasgo estructural más resaltante en esta área es el sistema de fallas de Hato Viejo, que la divide en dos provincias estructurales.

2.2. Evolución Geodinámica y Tectónica

La evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela posee cuatro episodios o eventos principales que definen la evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela (Parnaud, et al., 1995). Estos son:

i. Fase Pre-Rift (Paleozoico)

Fue principalmente identificada usando registros sísmicos (Talwani, 2002). Los resultados de la limitada información de pozo existente sobre estas rocas indican que las formaciones de esta edad consisten de areniscas de grano fino a grueso ligeramente calcáreas, intercaladas con conglomerados y lutitas, que posiblemente fueron depositados en un ambiente de continental a marino somero con bajo nivel de energía.

Las rocas de esta edad no forman parte del sistema petrolero de la Cuenca Oriental de Venezuela y se asocian al interior del súper-continente Pangea. (Erlich y Barrett, 1992).

ii. Fase de Rift y Deriva (Jurásico Superior y Cretácico Inferior)

Durante este periodo la placa de Norte América se separó del súper continente Gondwana, formando el Atlántico Norte y afectando el margen norte de la placa de Sur América. Esta separación fue diacrónica, ocurrió primero en el norte y luego en el sur de Norte y Sur América (Talwani, 2002).

Aparentemente, esta etapa de *rift* no está asociada con el estiramiento de la corteza o subsidencia rápida, lo que sugiere que su desarrollo fue diferente al de un típico evento de *rift*. La falta de estiramiento de la corteza indica que en su etapa inicial la ruptura ocurrió debido a los efectos de cizalla asociados al *rift*. El desplazamiento rumbo deslizante o de falla transformante fue la actividad tectónica de mayor relevancia (Erllich y Barrett, 1992). Los sedimentos depositados durante el periodo de *rift* no tienen ninguna importancia en la generación o acumulación de hidrocarburos.

En la Cuenca Oriental de Venezuela, esta fase está representada por las capas rojas y basaltos depositados en el Graben de Espino durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior (González de Juana *et al.*, 1980). Es necesario destacar que el término “capas rojas” denomina un conjunto de rocas clásticas depositadas en ambiente continental de canales entrelazados, canales anastomosados y abanicos de rotura de un sistema progradante tipo graben, cuyos sedimentos probablemente provienen de las rocas plutónicas y metamórficas del Escudo de Guayana.

iii. Fase de Margen Pasivo (Cretácico Inferior y Eoceno)

Esta fase se caracteriza por la subsidencia del margen pasivo de América del Sur desde el Jurásico Superior o Cretácico Inferior hasta el Eoceno, y el depósito de 3 o 4 Km de rocas sedimentarias de origen marino con alto contenido de materia orgánica y espesas unidades carbonáticas.

Las rocas distintivas de esta etapa en el Oriente de Venezuela son las formaciones Querecual y San Antonio. A medida que evoluciona la cuenca se convertirán en la roca madre de toda la región.

iv. Fase de Colisión oblicua (Eoceno Inferior-Medio-Presente)

La placa del Caribe y la placa de Sur América colisionaron tangencialmente y de manera diacrónica. La colisión comenzó durante el Eoceno Inferior-Medio en el oeste, fue más prominente durante Oligoceno-Mioceno Medio en el este y continua hasta el presente. (Erllich y Barret, 1992). Durante esta fase se formaron los márgenes actuales de esta cuenca. En general, las rocas metamórficas que conforman el margen sur de la cuenca son consideradas autóctonas, es decir, una parte de la placa de Sur América.

Autores como Erllich y Barret (1992), suponen que las rocas pertenecientes al flanco sur formaban parte del margen pasivo y de la cuenca antepaís existente durante el Terciario. Estas rocas suprayacen a los sedimentos y rocas ígneas del Paleozoico y a las rocas metamórficas del Precámbrico.

En contraste, el origen de las rocas ígneo-metamórficas que conforman el margen norte de la cuenca es más debatido. Algunos autores, consideran que estas secciones son alóctonas respecto a su posición actual, siendo transportadas desde algunas decenas de kilómetros hasta miles de kilómetros previos al depósito.

Desde esta perspectiva, Erllich y Barret (1990) describen la historia de las placas tectónicas del norte de Venezuela y Trinidad como dominada por desplazamientos rumbo-deslizantes (strike-slip) de bloques de corteza discretos, donde el desplazamiento tangencial y cabalgamiento de un bloque relativamente competente denominado “Bloque de Margarita”, respecto a los terrenos autóctonos de la placa de Sur América, emplazó al oeste de los terrenos aloctónos de la Cordillera de la Costa y Villa de Cura durante el Eoceno Inferior.

Además, formó las cuencas de Cariaco y Bonaire por su fractura y posterior extensión durante el Oligoceno Inferior y emplazó los terrenos de Araya-Paria y el Norte de Trinidad y Tobago durante el Oligoceno Superior y Mioceno Inferior (Erlich y Barrett, 1990).

Durante esta última fase de actividad tectónica cambios menores en el movimiento relativo de las placas provocaron una configuración tectónica compresiva, que indujo la subducción oblicua de la placa de Sur América por debajo de la placa del Caribe (Jácome, 2003), y cabalgamiento generando una cuenca antepaís (*Foreland*), en las subcuencas de Guárico y Maturín, además provocó levantamiento y erosión de esta cuenca. (Erlich y Barrett, 1992) Contrariamente, autores como Pindell *et al.* (1991) consideran que las rocas pertenecientes al flanco norte, son autóctonas puesto que formaban parte de un margen pasivo de edad Paleozoico que formó un sobre-corrimiento por efecto de los esfuerzos compresivos y de cizalla, durante el choque oblicuo entre la placa de Caribe y la placa de Sur América.

Cabe resaltar que esta fase es, sin lugar a dudas, la más importante para los sistemas petrolíferos de la Cuenca Oriental de Venezuela puesto que las fallas inversas de bajo ángulo asociadas al sobrecorrimento causaron carga litosférica y la formación de la cuenca, resultando en el soterramiento de rocas madres de edad Cretácico e incluso más antiguas (Parnaud et al., 1995). En el caso específico de la FPO, la roca yacimiento, las vías de migración, la roca sello y la trampa estructural también se desarrollaron durante esta fase.

2.3. Faja Petrolífera

Pre – Cretácico

Se encuentra restringido a las áreas de Boyacá, Junín y hacia el noroeste de Ayacucho; incluye las rocas de las formaciones Hato Viejo, Carrizal e Ipire, de la edad Paleozoico y Jurásico respectivamente. En estas secuencias no se han encontrado acumulaciones de petróleo (Isea, 1987).

Cretácico

Se encuentra representado por los sedimentos del Grupo Temblador e incluye a las formaciones Tigre y Canoa, caracterizadas por arenas y lutitas negras, y limolitas glauconíticas respectivamente. Se extiende como una unidad sedimentaria este - oeste desde el noreste de Carabobo hasta la sección este de Boyacá. De norte a sur la sección decrece en espesor hasta desaparecer por acúñamiento o por erosión. El contacto superior del Cretácico es definido como una discordancia angular regional, la cual es normalmente dificultosa de reconocer por el contacto arena – arena con el Terciario (Isea 1987).

La columna sedimentaria del Terciario está representada por tres ciclos transgresivos del Oligoceno al Mioceno, la cual se estableció por investigación de palinomorfos. La distribución de los ciclos en el área fue establecida por correlaciones litoestratigráficas y se basó en un datum horizontal que constituye el pico de la segunda transgresión (Unidad II). Este datum corresponde al Mioceno Medio, determinado por la ocurrencia del laboratorio fohsi fohsi. Los ciclos se definen en primero, segundo y tercero (Isea, 1987).

El primer ciclo es el Ciclo Terciario más antiguo reconocido en el área y está restringido al Oligoceno (formaciones La Pascua, Roblecito y Chaguaramas). Se extiende solo en las zonas de Boyacá y en la parte noroeste de Junín con un espesor de 914 m. La Formación La Pascua es la fase transgresiva del ciclo y se restringe a la parte central del área Boyacá, La Formación Roblecito representa el punto de máxima transgresión y la Formación Chaguaramas representa la parte superior del ciclo que corresponde al período regresivo ocurrido luego de Roblecito. El Segundo y Tercer Ciclo pertenecen al Mioceno y representan los ciclos más importantes de Terciario, los cuales se dividen en cinco unidades litoestratigráficas (Isea, 1987):

Unidad I: es la de mayor importancia, ya que contiene la mayor parte de las acumulaciones de hidrocarburos. Es una unidad predominantemente arenosa y su distribución general presenta mayores espesores hacia el norte de Junín y Boyacá con un máximo de 300 m,

progradando hacia facies más lutíticas. Hacia el sur se observa un adelgazamiento hasta desaparecer hacia el límite de la sedimentación.

Unidad II: es lutítica y representa el máximo de la transgresión del segundo ciclo y constituye el principal sello para las acumulaciones de petróleo que se encuentra en la unidad infrayacente. Se correlaciona en sentido este - oeste desde Carabobo hasta el norte de Ayacucho y Junín, mientras que hacia el sur se extiende hasta el río Orinoco.

Unidad III: es una secuencia arenosa, la cual evidencia el pico de la regresión del segundo ciclo en el Mioceno Medio. En las áreas de Carabobo y este de Ayacucho su espesor se reduce hacia el sur como consecuencia de la erosión. Hacia el sureste de Ayacucho, Junín y Boyacá la unidad aflora mientras que en algunas partes está totalmente erosionada. En esta unidad no se han detectado acumulaciones de hidrocarburos de importancia.

Unidad IV: representa la segunda transgresión del Mioceno, es predominantemente lutítica y corresponde a la Formación Freites. Su espesor aumenta gradualmente en la parte norte de Ayacucho y en el sur la secuencia transgresiva desaparece por adelgazamiento más no por erosión. Se considera de ambiente nerítico debido a la presencia de fauna marina y su carácter litológico.

Unidad V: está constituida por arenas regresivas marinas que cubren concordantemente la unidad infrayacente y constituye la fase regresiva del Tercer Ciclo. Sólo está presente en la parte norte de Ayacucho, parte noreste de Carabobo y noreste de Junín, donde no fue afectada por la erosión Pre – Las Piedras.

2.4. Características Litológicas Regionales

La Cuenca Oriental de Venezuela es asimétrica y elongada con un espesor de sedimentos menor hacia el sur; y está conformada por las formaciones Mesa, Las Piedras, Freites, Oficina, Merecure, grupo Temblador, Ipire, Carrizal y Hato Viejo, el basamento está

compuesto por gneises graníticos altamente plegados al norte (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2008) (Figura 2.2).

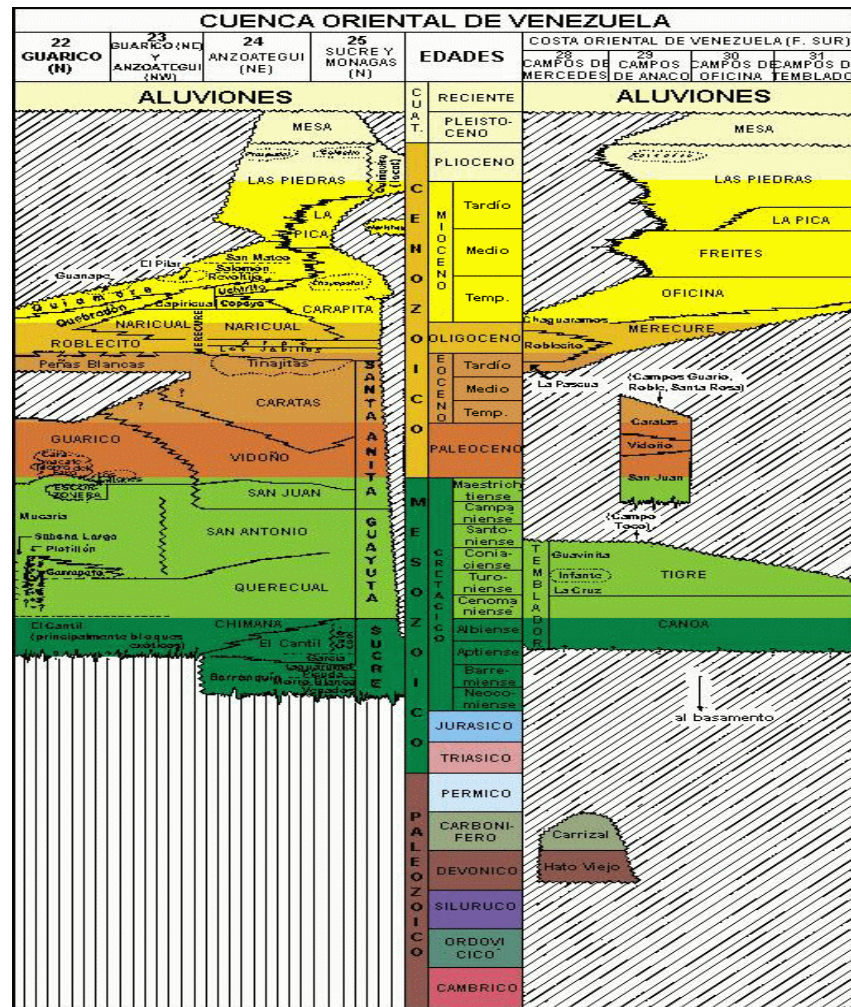


Figura 2.2. Columna estratigráfica regional de la Cuenca Oriental de Venezuela (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2008).

2.5. Geología regional

2.5.1. Formación Hato Viejo (Cámbrico Temprano)

El Léxico Estratigráfico Venezolano III (LEV III, 1997) expone que por estudios de pozos se conoce que esta formación se compone de areniscas de grano fino a grueso, ligeramente

calcáreas, intercaladas con conglomerados; posee un espesor aproximado de 91 m. Se encuentra en contacto discordante con el Escudo de Guayana (infrayacente) y en contacto concordante con la Formación Carrizal. El ambiente asociado a la Formación Hato Viejo es continental y representa el relleno de cuenca de una fase erosiva, contemporánea o subsiguiente a alta actividad tectónica.

2.5.2. Formación Carrizal (Cámbrico Temprano)

La Formación Carrizal se compone de arcilitas verdosas a gris oscuro, duras, masivas y densas, generalmente se observan arenas hacia la base (LEV III, 1997). Se cree que fue depositada en un ambiente marino nerítico, en aguas someras y condiciones de corriente típicas de llanuras de marea. Se supone que el espesor de esta formación es mayor a 1827 m, presentando un contacto concordante en la base con la Formación Hato Viejo y un contacto erosional en el tope con los sedimentos Pre-Cretácicos (Grupo Temblador); sin embargo, en la zona en estudio el contacto en el tope es erosional con la Formación Ipire.

2.5.3. Formación Ipire (Jurásico medio-tardío)

Esta formación posee un espesor de 1540 m según datos de pozo y, según Moticska (1985), está compuesta por una colada de lava basáltica de 113 m de espesor cercana al tope de la formación, contenida en una secuencia alternante de areniscas, arcosas, limolitas, lutitas y ocasionales intercalaciones conglomeráticas, de persistente color marrón rojizo en diferentes tonalidades (LEV III, 1997).

2.6. Grupo Temblador

2.6.1 Formación Canoa (Aptiense-Albiense)

Kiser (1987) describe la Formación Canoa en el área de estudio como arenas fluviales masivas no consolidadas, con un espesor promedio de 90 m, que adelgaza hacia el sur, en contacto inferior discordante y superior transicional, acunándose de forma erosional y

estratigráfica contra el Escudo de Guayana. Aparentemente esta secuencia también se acuña estratigráficamente contra el Arco de El Baúl. La presencia de conglomerados y restos de plantas sugieren la depositación de esta secuencia en ambientes continentales (Hedberg y Funkhouser, 1947).

2.6.2. Grupo Temblador, Formación Tigre (AlbienSesantoniense)

La Formación Tigre es de edad variable entre el Albienense y el Santoniense con un hiatus en el Cenomaniense. Esta formación está compuesta por los miembros La Cruz, Infante y Guavinita, descritos a continuación: (a) Miembro La Cruz: en su parte inferior se compone de areniscas lenticulares, caoliníticas, de grano grueso, con intercalaciones de lutitas negras; en su parte superior se inicia con una lutita negra fosilífera y continua con areniscas de grano fino, calcáreas y glauconíticas que presenten intercalaciones delgadas de lutitas muy fosilíferas (Patterson y Wilson, 1953). (b) Miembro Infante: Patterson y Wilson (1953) lo describen como una caliza densa, compacta y fosilífera. Hacia el sur se va haciendo más arenoso hasta convertirse en arenisca que no se puede diferenciar de los miembros La Cruz y Guavinita. (c) Miembro Guavinita: según Patterson y Wilson (1953), está constituido por un intervalo basáltico- lutítico de 15 m de espesor, seguido de intercalaciones de areniscas, lutitas, margas, calizas delgadas y ftanitas negras, con restos de peces y/o nódulos fosfáticos, con un espesor de unos 30 m.

El contacto inferior de la Formación Tigre es diacrónico y transicional sobre los sedimentos continentales de la Formación Canoa. El contacto superior con la Formación La Pascua es discordante, de tipo erosional, correspondiente a un hiatus de duración considerable (González de Juana et al., 1980).

2.7. Formación La Pascua (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano)

En Mencher et al. (1953) se describe la Formación La Pascua como areniscas y lutitas oscuras, con algunos lignitos; además, Isea (1987) afirma que son areniscas regionales transgresivas en la forma de barras litorales, depósitos de marea o de playa, con algunas lutitas de laguna o estuarios, con orientación preferencial Este- Oeste; observándose un

espesor máximo de 137 m en el área de estudio. El contacto superior de esta formación es transicional hacia la Formación Roblecito, y su contacto inferior es una discordancia angular sobre las formaciones cretácicas.

2.8. Formación Roblecito (Eoceno Tardío-Mioceno Temprano)

Patterson y Wilson (1953) definen la Formación Roblecito en el subsuelo como una lutita gris a gris oscuro y se destaca en el LEV III (1997) que ésta posee un espesor variable entre 460-580 m en el área mayor de Las Mercedes (al norte del Área Boyacá), se encuentra en contacto transicional con la Formación La Pascua (infrayacente) y con la Formación Chaguaramas (suprayacente). El ambiente asociado a esta formación es de plataforma media a externa, con períodos de talud en el Oligoceno.

2.9. Formación Chaguaramas (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio)

La descripción litológica que dan Patterson y Wilson (1953) a esta formación corresponde a una secuencia de areniscas, lutitas y lignitos. En el Área Boyacá, Kiser (1987) menciona un engrosamiento de las areniscas hacia la base de la formación, lo que podría estar asociado a la cresta del Arco de El Baúl. Este es un hecho muy importante ya que estas arenas pueden representar grandes yacimientos de petróleo y gas en la zona en estudio. Isea (1987) considera que esta formación representa la parte superior del ciclo de sedimentación Oligoceno, y corresponde al período regresivo después del tiempo de la Formación Roblecito, correspondiendo sedimentológicamente con barras de desembocadura ligeramente retrabajadas, interestratificadas con depósitos de pantano, relleno de bahías interdistributarias. El contacto basal de la Formación Chaguaramas es concordante y transicional con la Formación Roblecito, en cambio su parte superior ha sido erosionada.

2.10. Geología Local

Geológicamente el Bloque Junín se ubica dentro de la Cuenca Oriental de Venezuela en la parte central de la Sub-cuenca de Maturín. Al este se encuentran ubicadas las áreas de

Ayacucho y Carabobo y al oeste Boyacá y Junín, donde el Terciario descansa discordante sobre espesas secuencias de sedimentos cretácicos y paleozoicos. Talwani (2002) afirma que hacia el oeste, la Faja Petrolífera del Orinoco está limitada por el alto estructural de Machete, el cual se orienta en dirección NE-SO.

En la provincia oriental las fallas extensionales tienen tres direcciones preferenciales: (1) Orientación este-oeste en los bloques Ayacucho y Carabobo, (2) N 60° - 70° E, siendo una tendencia paralela a la dirección predominante de las rocas más antiguas del Escudo de Guayana y (3) N 30° - 45° O, como orientación predominante de las tendencias topográficas Pre-Terciarias. La dirección predominante de las fallas en la provincia occidental son este – oeste y noreste – suroeste con desplazamientos verticales promedios de 200 pies.

Las fallas son más acentuadas hacia la parte norte del área, se tiene también que el principal mecanismo de entrapamiento es estratigráfico y las fallas localmente influyen en las condiciones de acumulación de hidrocarburos. (Figura 2.3).

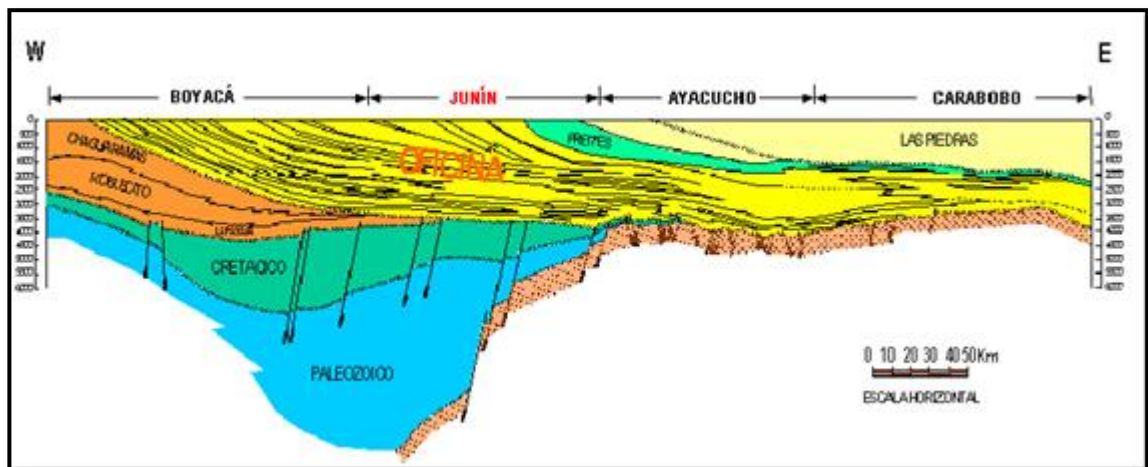


Figura 2.3. Perfil estructural E-O de la Faja Petrolífera del Orinoco, al sur de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Sincor (2001).

2.11. Basamento

El basamento precámbrico aflora al sur en el Escudo de Guayana y consiste principalmente en rocas meta-ígneas y meta-sedimentarias cuyas facies metamórficas varían de anfibolitas a granulitas. En el subsuelo buza suavemente al noreste, hasta profundizarse por debajo del cinturón plegado de la Serranía del Interior.

Según Porras (2003), sobre el basamento yacen discordantemente sedimentos de margen pasivo, lo cual es fácilmente detectable por perfiles eléctricos, donde existen aumentos bruscos en la resistividad y bajos valores de potencial espontáneo en los registros de pozos realizados en el área. La continuidad del basamento puede estar afectada por fallamiento normal de buzamiento variable, de presumible edad jurásica y relacionada a la fase de apertura que sufrió la cuenca.

González de Juana et al. (1980) postulan que el basamento posee discontinuidades e irregularidades que representan escarpes de fallas de un paleorelieve remanente, y constituye una superficie de erosión y meteorización sobre el cual se depositaron sedimentos cretácicos; dichas estructuras han sido interpretadas como altos del basamento e identificadas a lo largo de la zona.

2.12. Basalto Altamira

Este cuerpo lávico se cree está delimitado por las Fallas de Altamira al sureste y la Falla de Aníbal Ron al norte de acuerdo a datos de pozos e interpretaciones de datos aeromagnéticos realizados por MARAVEN (1983). Mochtiska (1985) concluye que se trata de un cuerpo lávico, ya que no presenta metamorfismo de contacto en los sedimentos suprayacentes y la mineralogía del basalto indica enfriamiento rápido. La actividad volcánica que produjo estas coladas no fue explosiva sino más bien efusiva y de acuerdo a su composición parece provenir del manto, desde profundidades entre los 40 Km y 100 Km. Estos eventos efusivos se relacionan a esfuerzos distensionales de gran profundidad durante el inicio de la apertura del Caribe. Dataciones radiométricas colocan el evento en 162 ± 8 Ma.

CAPITULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. Métodos Sísmicos

Los métodos de exploración sísmica se basan en el fenómeno de propagación de ondas en la Tierra. Esta propagación es posible gracias a las propiedades elásticas de las rocas. En el caso de una exploración marina se puede observar como la fuente sísmica genera un conjunto de rayos que son reflejados y refractados por el subsuelo; esta información es registrada por un hidrófono (González, 2007).

La teoría de propagación de ondas se basa en la solución del problema dinámico, esto es, la ecuación de la onda en medios elásticos, se puede ver en la ecuación 3.1 de onda unidimensional:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Cuando una onda se encuentra con un cambio en las propiedades elásticas parte de su energía es reflejada y el resto es refractada.

3.1.2. Interpretación Sísmica Estructural

Según Sheriff *et al.* (1990) la interpretación sísmica se basa en dos aspectos fundamentales: la continuidad de los reflectores y la correlación. El primer aspecto radica en la posibilidad de reconocer un pulso sísmico en trazas sucesivas, creando alineaciones que dan la característica de continuidad a lo largo de las secciones sísmicas y permite hacer un reconocimiento de patrones como la longitud, amplitud o forma de las ondas con lo que pueden correlacionarse las propiedades de la traza sísmica con propiedades geológicas.

3.1.3 Interpretación Sísmica 2D

Este tipo de interpretación se encarga de generar mapas que modelen la respuesta geológica del subsuelo combinando datos sísmicos, geológicos y petrofísicos, de manera de reconstruir los eventos estructurales que permitirán determinar los posibles yacimientos.

La interpretación se basa en dos aspectos importantes, la 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, 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) .

Así mismo se necesita la 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).

Al finalizar la interpretación 2D se grafican las secciones sísmicas, se generan perfiles estructurales en unidades de tiempo doble, 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).

3.1.4 Serie de Reflectividad

Los coeficientes de reflexión (ecuación 3.2) predicen como los impulsos se reflejan en las interfaces del subsuelo. El registró sónico, de densidad o ambos, puede ser empleado para calcular la serie. La serie de reflectividad simula a una grabación de una reflexión sísmica con incidencia normal, con una fuente y receptor en la superficie, y a partir de una estructura geológica que consiste en dos estratos horizontales planos, de una composición

homogénea e isotrópica. En este caso, el coeficiente de reflexión en el límite entre dos capas i e $i+1$, considerando que la capa t suprayace a la capa $i + 1$, viene dado por:

$$R_i = \frac{\rho_{i+1} \times Vp_{i+1} - \rho_i \times Vp_i}{\rho_{i+1} \times Vp_{i+1} + \rho_i \times Vp_i} \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

Donde **R** = Coeficiente de Reflectividad

ρ = Densidad

V = Velocidad de onda P

El coeficiente de transmisión para este caso viene dado por $T = 1-R$, lo que implica que la energía incidente es igual a 1. A incidencia no normal, el coeficiente de reflexión depende de otros parámetros, como las velocidades de ondas S y es función del ángulo de incidencia en las ecuaciones de Zoeppritz.

3.1.5 Sismograma Sintético

Un sismograma sintético consiste en la emulación matemática del modelo convolucional de la Tierra, que asume que la traza sísmica es el resultado de la interacción entre una ondícula fuente y los cambios de las propiedades físicas que conforman la Tierra (coeficientes de Reflexión).

Son trazas simuladas comparables con las secciones sísmicas obtenidas después del procesamiento de los datos sísmicos, ya sean calculados por un modelo de impedancia acústica, o de forma más sencilla a través de un modelo de velocidades basado en un modelo geológico o de registros de pozos. Los sismogramas sintéticos se emplean para identificar marcadores sísmicos y calibrar las superficies o eventos sísmicos en tiempo y amplitud (Espeso, 2011).

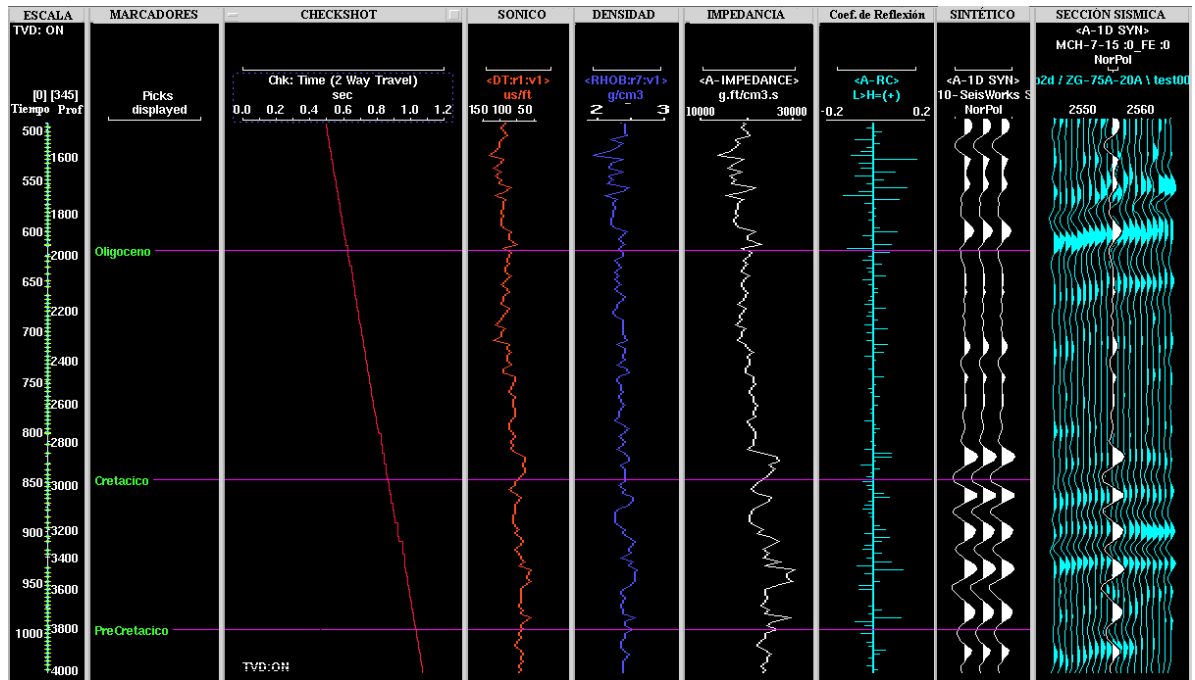


Figura 3.1. Sismograma Sintético pozo MCH-7-15 (INTEVEP, 2008).

3.1.6. Sísmica de pozos

La sísmica de pozo es una rama de la sísmica donde se aprovecha la perforación de los pozos para optimizar la información de la sísmica de superficie. Estos métodos proporcionan información sísmica mediante sondas colocadas dentro del pozo las cuales contienen receptores sísmicos y por tanto están más cerca de los cambios litológicos y demás rasgos estructurales del subsuelo.

Los datos obtenidos mediante la sísmica de pozo proporcionan información sobre las propiedades fundamentales de la propagación de las ondas sísmicas y como tal asisten en el entendimiento de los procesos de reflexión y transmisión de la energía sísmica dentro de la tierra. Los registros de pozos que se utilizan para la calibración son:

3.1.6.1. *CheckShots* o tiro de verificación

Es el tipo de registro sísmico de pozo más antiguo y básico. También se les conoce como curvas T-Z, *Well shooting*, *Check shots*, *Velocity surveys*. Su utilidad reside la capacidad de identificación en términos geológicos de los reflectores sísmicos asociados al evento en cuestión.

Es la técnica más utilizada para la identificación de los reflectores en la sección sísmica en términos geológicos y efectuar su conversión a profundidad. Consiste en medir el tiempo de viaje de un pulso sísmico emitido en la superficie hasta un geófono ubicado en una sonda vertical a una determinada profundidad (Tope o base de una formación geológica).

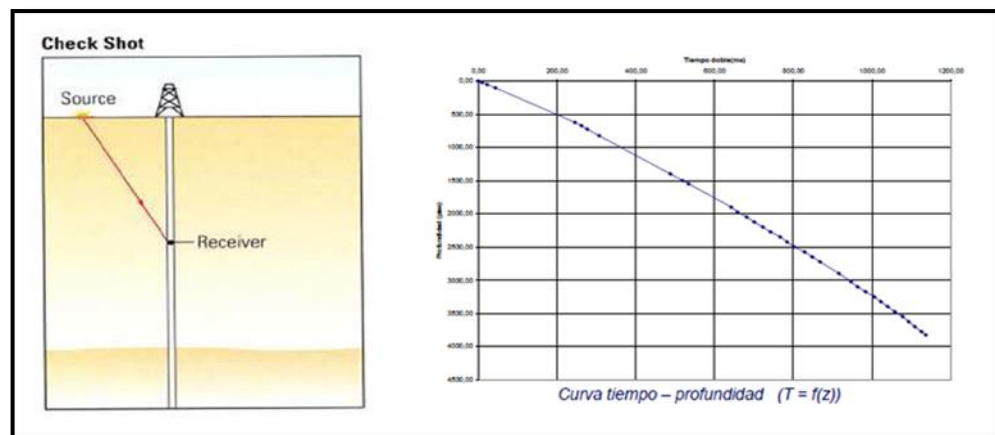


Figura 3.2. Curva tiempo – profundidad

3.1.6.2. Perfil sísmico vertical (VSP)

Es una de las técnicas más utilizadas en la sísmica de pozo, la cual consiste en generar una señal sísmica desde la superficie de la Tierra que viaja por el interior de la misma hasta alcanzar las distintas profundidades de los geófonos, acoplados a la pared del hoyo, en donde es grabada. La sección sísmica generada es en lo posible de alta calidad, resolución y penetración en el punto de ubicación del pozo, (Lowrie, 2007).

La traza sísmica $S(t)$ resulta de la convolución de la ondícula $W(t)$ con los coeficientes de reflexión $R(t)$ y se calcula con la siguiente ecuación:

$$S(t) = W(t) * R(t) \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

Donde t es el tiempo empleado por la onda sísmica para recorrer el camino desde la fuente hasta las sucesivas interfaces reflectoras y desde ellas hasta los receptores. La selección de la ondícula es el paso más delicado, ya que de ello dependerá el aspecto final de la traza sintética y por lo tanto su semejanza o no con las trazas reales. (Espeso, 2011).

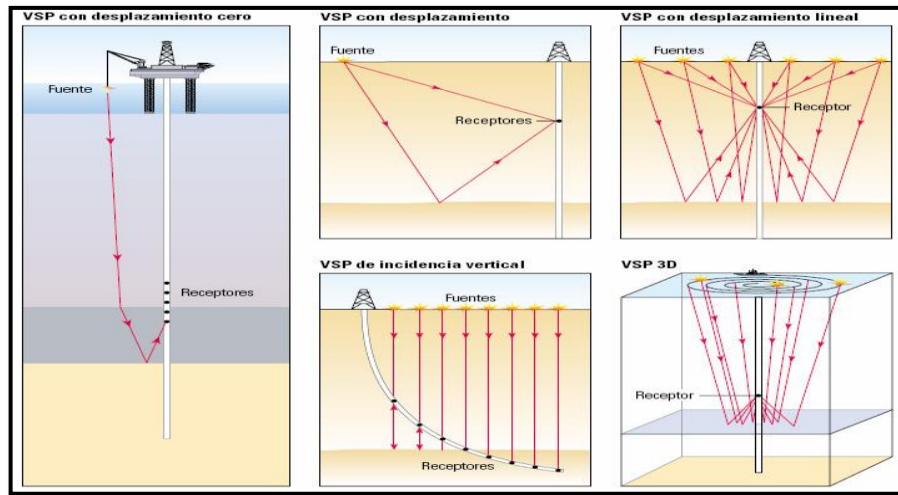


Figura 3.3. Tipos de configuración de VSP.

3.2. Método Gravimétrico

El método gravimétrico se fundamenta en la medición de las variaciones laterales de la atracción gravitatoria en las rocas que constituyen el subsuelo y es de los métodos más utilizados para prospectar eventos profundos como el basamento cristalino de una secuencia sedimentaria.

3.2.1. Campo Gravitacional Terrestre

Dobrin (1961) expone que las anomalías del campo gravitatorio 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.

Estos cambios al estar relacionados con variaciones de densidad puede describir la estructura del basamento cristalino donde se encuentran depositadas rocas sedimentarias, debido a que la respuesta gravimétrica de esta última es relativamente pequeña ante la respuesta de las rocas del basamento (Parasnis, 1970). Dichas variaciones obtenidas del campo gravitatorio se miden en miliGales y su conversión entre unidades es la siguiente:

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gales} = 0.001 \text{ Gal} = 0.001 \text{ cm/seg}^2$$

3.2.2. Correcciones de datos gravimétricos

Según Parasnis (1970) existen ciertos factores que causan la diferencia entre las gravedades de dos estaciones y algunos de estos factores podrían ser la atracción de masas anómalas desconocidas.

Para el procesamiento de los datos gravimétricos es importante eliminar el efecto producido por factores no relacionados con la geología de la zona de estudio, como lo son: la altura de las estaciones gravimétricas con respecto al nivel por debajo del cual se quiere prospectar (corrección de aire libre); la densidad del material presente entre la altura de las estaciones y el nivel de referencia, el cual ejerce una influencia en la medida gravimétrica (corrección de Bouguer); la topografía circundante (corrección topográfica); la ubicación geográfica (corrección por latitud) y los efectos de las mareas terrestres (corrección por mareas). Entonces, para evitar estos inconvenientes se aplican algunas correcciones (Parasnis, *op. cit.*) entre las cuales están:

3.2.2.1. Corrección por Latitud

En el siglo XVIII, Newton y Huygens de manera independiente explicaron como la gravedad varía de un punto a otro de la superficie terrestre, debido a la forma esférica del planeta. 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 (Parasnis, 1971). Debido a esto la aceleración de la gravedad varía aproximadamente de 978 cm/seg² en el ecuador a 983 cm/seg² en los polos; por lo que se deduce que la aceleración de la gravedad está en función de la latitud.

Cantos (1974) describe el esfuerzo de varios científicos que a lo largo de los años fueron proponiendo una serie de fórmulas para el cálculo de la gravedad teórica o normal sobre la superficie terrestre, considerando la Tierra primeramente como un elipsoide de revolución y últimamente como un esferoide.

$$G_{teo}(\varnothing) = 9,78031846 * (1 + 0,000527889 \text{Sen}\varnothing^2 + 0,000023462 \text{Sen}\varnothing^4) * 1000.000$$

(Ecuación 3.4)

Donde $G_{teo}(\varnothing)$ es la gravedad teórica para la latitud $\varnothing$ (medidas en grados puros) y al nivel del mar. El factor 9,78031846 es el valor de la gravedad en el ecuador ($\varnothing = 0$).

3.2.2.2. Corrección por Mareas

Debido a los efectos de atracción de la Luna y el Sol sobre la Tierra, varía la intensidad de la gravedad en los instrumentos de medición. Esta variación es variable en el tiempo ya que la posición de la Luna y el Sol varía a lo largo del día, mes y año. Estos efectos producen el ascenso o descenso del nivel del mar y de la tierra sólida, lo que origina cambios medibles de la gravedad

3.2.2.3. Corrección por Deriva

Es la variación de los valores de gravedad tomados en una misma estación en función del tiempo. Estas lecturas teóricamente deberían ser iguales, pero debido a la fatiga del sistema de muelles o fibras de torsión del gravímetro no lo son, ya que dichos muelles o fibras de torsión no son perfectamente elásticos por lo que son sometidos a una lenta recuperación durante largos períodos de tiempo. Este efecto puede corregirse calculando la diferencia entre las lecturas de inicio y cierre efectuadas en la estación base del circuito, una vez aplicada la corrección por mareas, repartiendo proporcionalmente en el tiempo dicho error. En otro sentido, se determina la variación de gravedad por minuto que no es más que la pendiente de la recta de variación del instrumento por efecto del tiempo, la cual es multiplicada por el tiempo de medición del levantamiento del circuito. Tal efecto se corrige con el objeto de determinar el valor que mejor se aproxime a aquel que se hubiera obtenido, si todas las mediciones se hubieran realizado simultáneamente y con el mismo instrumento.

3.2.2.4. Corrección de Aire Libre

Dobrin (1980) señala que una estación ubicada a una altitud h sobre el nivel del mar está a una distancia h más alejada del centro de la Tierra que otra estación que estuviera al nivel del mar, por lo que la gravedad en la estación a una altura h es menor que la gravedad en la estación al nivel del mar; esto se debe al gradiente de la gravedad, que disminuye con la altura en la medida en que el punto de medición se aleje del centro de la Tierra. Usualmente la corrección por Aire Libre lleva el valor de la gravedad a lo que debería ser si la medida se realizara al nivel del mar (u otro nivel de referencia) (Nettleton, 1971). El valor de esta corrección es de $0.3086 \cdot h$ [mGal/ m] y se suma a la gravedad observada cuando la estación está por encima del nivel de referencia.

$$C_a = 0.3086 \cdot h \quad (\text{Ecuación 3.5})$$

3.2.2.5. Corrección de Bouguer

Esta corrección considera la atracción del material rocoso situado entre el nivel del mar (u otro nivel de referencia) y la estación situada a la altitud h (Nettleton, 1971). La corrección de Bouguer depende de la densidad del material situado entre la estación y el nivel de referencia; su valor es de $0.04191 \cdot \rho \cdot h$ [mGal/ m], y ésta se sustrae a la gravedad observada porque se está eliminando el material entre el nivel del mar y el nivel de la estación (Dobrin, 1980).

$$0.04191 \cdot \rho \cdot h \quad \text{(Ecuación 3.6)}$$

3.2.2.6. Corrección Topográfica

Dobrin (1980) explica que esta corrección considera las masas situadas por encima de la estación y las depresiones situadas por debajo de la misma. Puesto que la atracción de las masas más altas se ejerce por encima de la estación y se opone a la gravedad, se la suma a la gravedad observada para neutralizar su efecto. Del mismo modo, la atracción del material que ocupa el valle inferior a la estación se debe restar de la corrección de Bouguer puesto que este material no existe, pero en realidad se debe sumar la atracción para compensar lo que fue sustraído al hacer la corrección de Bouguer. Por lo tanto, esta corrección se suma siempre, trátase de una montaña o de un valle y su fórmula es la siguiente:

$$C_T = \rho_B \cdot X \cdot t \quad \text{(Ecuación 3.7)}$$

3.3. Método Magnético

3.3.1. Generalidades

La prospección por el método magnético permite identificar variaciones del campo magnético terrestre atribuibles a cambios de estructuras o simplemente de la susceptibilidad magnética de ciertas rocas próximas a la superficie.

Según Parasnis (1970), las anomalías magnéticas producidas por el fuerte contraste entre el basamento cristalino y la columna sedimentaria que lo suprayace permiten delimitar claramente el tope de este basamento, así como también pueden aportar información valiosa acerca de las estructuras allí presentes, con características topográficas como crestas o fallas sobre la superficie del basamento. El parámetro medido en la prospección magnética es el campo geomagnético y a partir de éste se puede conocer la susceptibilidad de la roca.

3.3.2. Magnetismo en rocas

El magnetismo de rocas se encarga de estudiar los minerales que las conforman y sus aplicaciones. Se basa en el estudio de las alteraciones químicas de las rocas mediante la identificación de minerales magnéticos y su granulometría.

De igual forma como las propiedades dieléctricas de los materiales dependen de la facilidad de polarización de los átomos y las moléculas, las propiedades magnéticas de los materiales dependen de las propiedades magnéticas de los átomos y las moléculas. Los materiales ferromagnéticos representan la clase más importante entre los minerales magnéticos.

3.3.3. Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética χ , se define como el coeficiente de la relación lineal entre la magnetización y la intensidad magnética. De igual forma puede definirse como la capacidad de las rocas de ser magnetizadas (Dobrin, 1980).

Así mismo, se puede decir que la susceptibilidad magnética se refiere a la medida o al grado en que una sustancia o roca puede estar magnetizada; la susceptibilidad de una roca que contiene un mineral magnético, está dada, aproximadamente, por la susceptibilidad del mineral multiplicado por el porcentaje del volumen del mineral en la roca. Este número adimensional (aunque de diferente magnitud en dos sistemas) multiplicado por la fuerza H

del campo magnético homogéneo externo es directamente proporcional a la intensidad de magnetización (M ó I) del material y depende tanto el tamaño como de la forma de los granos de dicho mineral.

3.3.4. Campo Magnético

El campo magnético interno de la Tierra puede ser aproximado hasta un 98 ó 99% al de un dipolo ubicado en el centro de la misma e inclinado con un ángulo de 11° con respecto a su eje de rotación. Entre ambos extremos de este dipolo se encuentran las llamadas líneas de fuerza, que definen la dirección y sentido del flujo del campo magnético terrestre (Dobrin, 1980).

3.3.5. Intensidad del Campo Magnético

El vector campo magnético total está definido por su intensidad F , su inclinación I , la cual es el ángulo que forma el vector F con el plano horizontal y su declinación D , la cual es el ángulo que forma el plano vertical que contiene el vector campo total con el norte geográfico. F puede descomponerse en una componente vertical Z y una componente horizontal H . El plano que contiene F , Z y H se denomina meridiano magnético. H puede descomponerse en una componente horizontal X dirigida hacia el norte geográfico y una componente horizontal Y dirigida hacia el este geográfico. Estos siete elementos geomagnéticos están relacionados en diferentes formas (figura 3.4), con lo cual son suficientes tan sólo tres elementos para determinar los cuatro restantes.

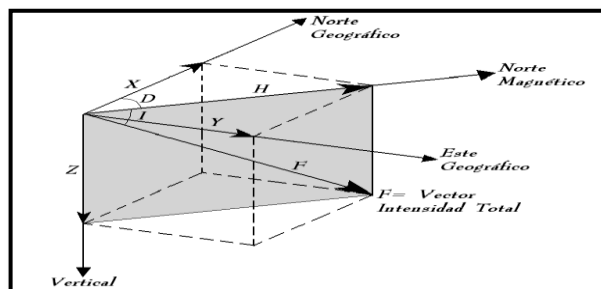


Figura 3.4. Demostración de los componentes del campo magnético.

Las posiciones sobre la superficie terrestre donde $I=90^\circ$ son conocidas como Dipolos Magnéticos y aquellos en donde $I=0^\circ$ son conocidos como Ecuador Magnético.

3.3.6. Declinación Magnética

La declinación magnética en un punto de la Tierra es el ángulo comprendido entre el norte magnético y el norte geográfico. En otras palabras, es la diferencia entre el norte geográfico y el indicado por una brújula (el denominado también norte magnético). Por convención, la declinación es considerada de valor positivo cuando el norte magnético se encuentra al este del norte geográfico, y negativa si se encuentra al oeste.

Las curvas de igual valor de declinación magnética se denominan curvas isogónicas; entre ellas, aquellas que poseen un valor nulo se denominan curvas agónicas. La declinación magnética no es siempre de igual valor, pues ésta depende del lugar en el que se ubique, llegando a variar sensiblemente de un lugar a otro. Este valor varía, además, a lo largo del tiempo. En la mayoría de los lugares, la variación es debida al flujo interno del núcleo de la Tierra. En algunos casos se debe a depósitos subterráneos de hierro o magnetita en la superficie terrestre, que contribuyen fuertemente a la declinación magnética. De forma similar, los cambios seculares en el flujo interno del núcleo terrestre hacen que haya un cambio en el valor de la declinación magnética a lo largo del tiempo en un mismo lugar.

3.3.7. Inclinación

La inclinación magnética, es una propiedad del campo magnético terrestre. Es cero en el ecuador y de 90° en el polo magnético.

La inclinación magnética se define como el ángulo que existe entre el plano horizontal y el vector de campo magnético, tomando positivo cuando el vector está apuntando hacia la Tierra (hacia “abajo”). Este concepto se denota como I y significa que el vector de campo “sale” de la Tierra en el polo sur magnético, se va haciendo paralelo a la superficie terrestre cerca del ecuador, y “entra” de nuevo a la Tierra en el polo norte magnético. Adicionalmente, es posible unir mediante una línea los puntos que poseen la misma

inclinación magnética, y a tales líneas se les llama isoclinas. En particular, la isoclina que posee inclinación $I=0^\circ$ recibe el nombre de línea aclínica y equivale al ecuador magnético.

3.3.8. Anomalía magnética

Una anomalía magnética se puede definir como la diferencia entre el valor medido del campo magnético en algún punto y el valor teórico de dicho campo en el mismo punto, calculado a través de ecuaciones del campo magnético según el Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés) luego de haber realizado las correcciones de las variaciones temporales o dinámicas. La forma de las anomalías dependerá de la geometría del cuerpo en el subsuelo, la dirección del campo magnético de la Tierra, de la dirección e intensidad de los cuerpos con magnetización remanente y de la dirección de observación con respecto al campo de la Tierra (Sheriff, 2001).

3.3.9. Variación temporal del campo magnético terrestre

Los cambios de la Intensidad Magnética Terrestre se realizan de manera irregular y lenta. La manera de determinar estas variaciones y poder observar los cambios de períodos pequeños en la magnitud del campo es en un laboratorio. Las causas de estos cambios pueden ser seculares, diurnas solares, diurnas lunares y tormentas magnéticas (Dobrin, 1980).

3.3.10. Variación secular

Son los cambios de Intensidad Magnética que ocurren durante décadas o siglos de manera muy lenta. Se obtiene por medio de las pequeñas desviaciones en la declinación, inclinación y en las diferentes componentes de la intensidad, es allí donde se puede determinar que la intensidad del campo varía con el tiempo (Dobrin, 1980).

3.3.11. Variación diurna

En la adquisición de datos magnéticos son muy importantes las oscilaciones de intervalos de tiempo cortos que tienen una periodicidad de 24 horas con una amplitud de 25 gammas promedio. Las variaciones diurnas son representadas en gráficas en los diferentes observatorios magnéticos alrededor del planeta estos registros representan diferentes variaciones: se tienen las variaciones suaves o “días tranquilos”, que se caracterizan por ser gráficos sin muchas variaciones y de poca amplitud, que puede ser descompuesta en componentes que pueden ser predecibles y poseen periodicidades solares y lunares. También se tienen los “días inquietos”, más marcadas y éstas corresponden a tormentas magnéticas (Dobrin, 1980).

3.3.12. Variación solar diurna

Las variaciones magnéticas en los denominados “días tranquilos” se determinan en una periodicidad de 24 horas aproximadamente, en donde se establece que van a cambiar sus valores en dos variables que son: el tiempo local y la latitud geográfica de la zona. Debido a la similitud de la variación con el período de rotación terrestre, ésta es atribuida al sol y la luna por eso se define como la variación diurna solar o luni-solar. Esta variación se encuentra en el orden de 30 gammas, aunque su amplitud puede aumentar durante el verano en cada hemisferio. La variación solar diurna es atribuida al efecto que ejerce el sol sobre las corrientes eléctricas en la zona eterna de la atmósfera terrestre, los cambios en estas corrientes ocasionan directamente variaciones en el campo magnético los cuales inciden en la superficie terrestre (Dobrin,1980)

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

A continuación se presenta el diagrama de flujo para el desarrollo de este Trabajo Especial de Grado (ver figura 4.1), indicando cada uno de los pasos a seguir durante el estudio.

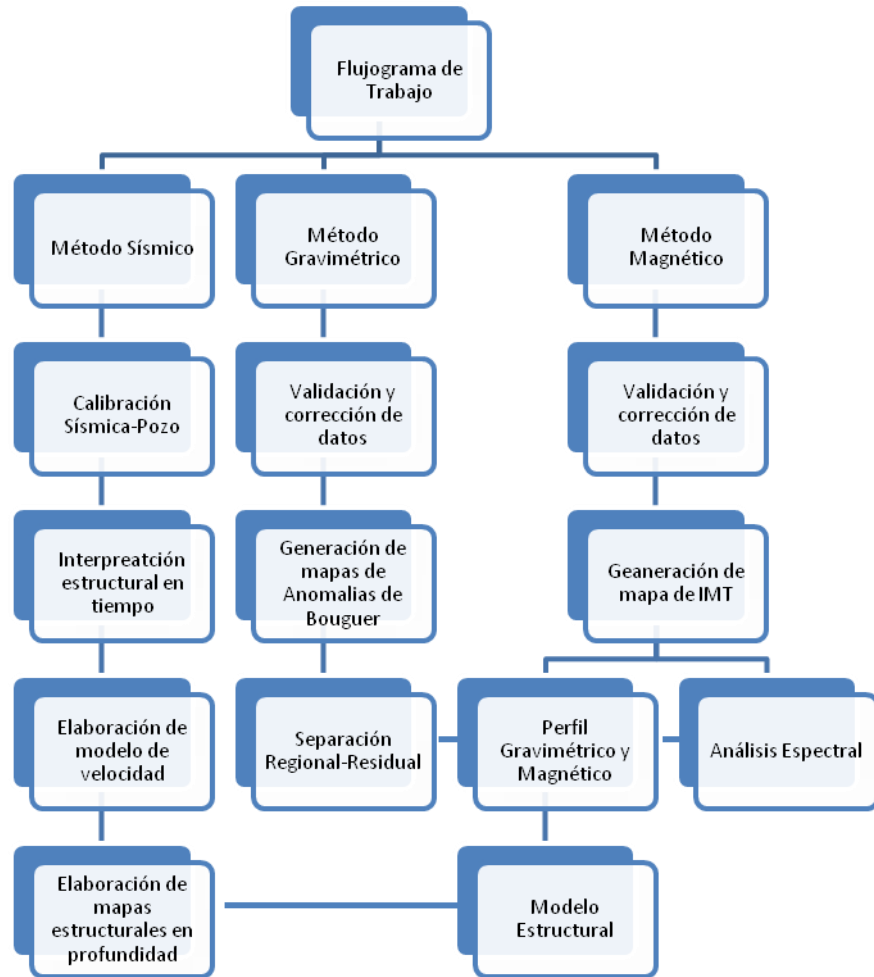


Figura 4.1. Diagrama de flujo metodológico del estudio.

4.1. Recopilación de información sobre estudios previos y datos

Para esta primera etapa se recopiló información bibliográfica proveniente de diferentes bases de datos de la zona de interés. A partir de diferentes fuentes como trabajos especiales de grado, reportes e informes técnicos de estudios realizados en la zona, revistas, simposios y otras actividades que recopilan información con enfoque geocientífico se obtuvo información de la geología regional de la zona, interpretaciones geológicas o geofísicas cercanas de la zona de estudio. Para cada uno de los datos se realizara un inventario y recopilación a fin de obtener los datos gravimétricos, magnéticos, registros de pozo y la información sísmica 2D y 3D disponible de la zona en estudio.

4.2. Método Gravimétrico

En este proyecto de investigación se obtuvo información proveniente de datos gravimétricos de un levantamiento llevado a cabo durante una adquisición sísmica en el 2006. La Gerencia Técnica de Exploración de INTEVEP (Filial de PDVSA) fue quien proporcionó la base de datos con la ubicación (coordenadas geográficas), cota, los valores de gravedad observada y anomalía de aire libre para cada estación (Figura 4.2); con la finalidad de evaluar el potencial del Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco a través de un plan de explotación para explorar las cuencas petrolíferas de Venezuela.

Estos datos fueron sometidos a un control de calidad que permitió corregirlos y validarlos. El número total de estaciones gravimétricas en el área es de 5060, distribuidas sobre cada línea sísmica 2D adquirida en la zona (Figura 4.3).

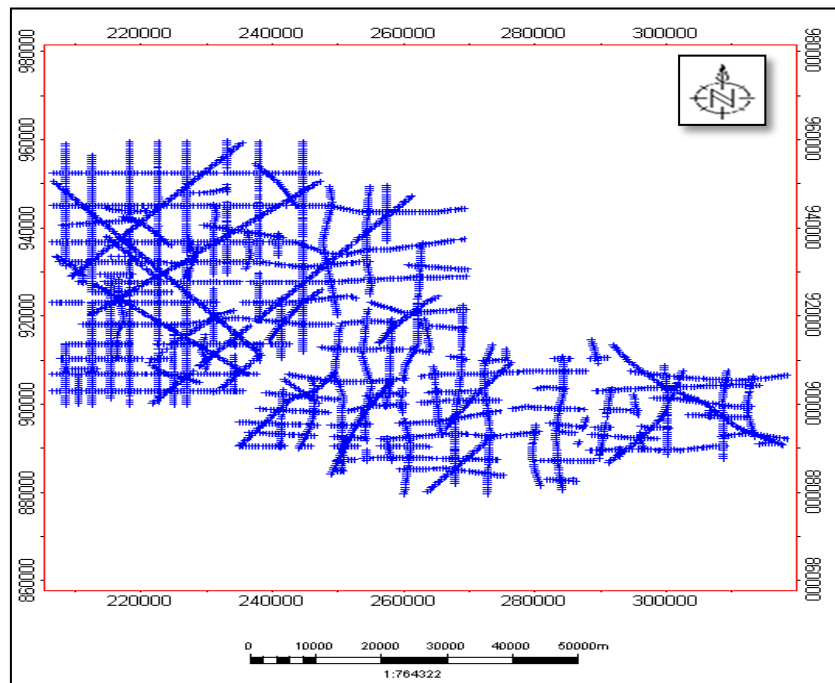


Figura 4.2. Distribución de las estaciones gravimétricas en el Bloque Junín

4.2.1. Procesamiento de datos gravimétricos

4.2.1.1. Cálculo de Anomalías Gravimétricas

Por medio del uso de la herramienta de cómputo de *Microsof®*, *Office Excel 2007* y el programa de interpretación *Oasis Montaj 7.0.1* de la casa *Geosoft Inc®* se realizó la reducción de los datos de gravedad observada a la de Anomalías de Bouguer, con densidad de $2,3 \text{ g/cm}^3$, calculando los valores de las correcciones. Las correcciones aplicadas fueron descritas en el capítulo anterior para obtener los valores de Anomalías de Bouguer, entre ellas comprenden: el cálculo de la Gravedad Teórica (Ecuación 3.4), de acuerdo a las variaciones de la gravedad con respecto al cambio de latitud calculada a partir del geoide de referencia WGS84; la Corrección de Aire Libre (Ecuación 3.5), asociada al gradiente de gravedad respecto a la altura; la Corrección Topográfica (Ecuación 3.7), derivada de los efectos gravitacionales de las elevaciones y depresiones de la superficie terrestre; y el

cálculo de la corrección de Bouguer (Ecuación 3.6), expresada en la lámina semi-infinita que representa la densidad predominante del subsuelo.

- Cálculo de la Gravedad Teórica

Para el cálculo de esta gravedad se tiene el levantamiento topográfico de las estaciones, para ello se toma como referencia un modelo de geoide que para este caso fue utilizado el generado por el Sistema Geodésico Mundial de 1984 (World Geodetic System 1984, WGS'84). Esta fórmula de gravedad teórica de 1984 desarrollada por Moritz (1984). (Ecuación 3.4).

- Corrección de Aire Libre

Se utilizó como herramienta el programa *Office Excel 2003*, con él se realiza el cálculo del gradiente vertical de gravedad, utilizando la ecuación 3.5, la cual expresa la variación de la gravedad con respecto a la altura.

- Cálculo de la corrección de Bouguer

Esta corrección 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 3.6. La densidad que se utilizó para la reducción es de $2,3 \text{ g/cm}^3$ debido a que la zona en general predominan areniscas según la geología encontrada en las bibliografías.

- Corrección Topográfica:

A través del software *Oasis Montaj®*, en su módulo *Gravity* y en la aplicación *Terrain Correction*, se logra corregir el efecto que causan las elevaciones y depresiones presentes en la topografía, la cual afectan las medidas de gravedad observada.

El proceso que realiza para esta corrección es el siguiente:

- Se genera un mallado el cual calcula los valores de la corrección topográfica regional.
- Luego se genera un modelo de elevación digital (*Digital Elevation Model, DEM*) local a partir del modelo regional del paso anterior, esto con la finalidad de reducir los tiempos de cómputo.
- El programa toma una cuadrícula sobre cada estación para realizar el cálculo de la corrección topográfica, la cuadrícula se divide en tres zonas una cercana, una intermedia y una lejana. (Oasis Montaj Gravity and Terrain correction User Guide, 2006).
- Seguidamente por medio de la página Scripps Oceanography Institute of San Diego se obtuvo se obtuvieron los Modelos Digitales de Elevación (*DEM*), creados por medio de la misión topográfica del Radar Shuttle (*Shuttle Radar topography Mission, 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.
- Por medio del módulo *Gravity* del programa de interpretación *Oasis Montaj 7.0.1.*, se realiza la corrección topográfica de los datos, generando inicialmente el mallado para la corrección topográfica regional, tomando como tamaño de la zona interna 1000 m y zona externa 2500 m de distancia medidos desde la estación ordinaria a corregir.
- Los parámetros de elevación hacia las zonas del Bloque Junín fueron de cota mínima 37 m y máxima 70 m S.N.M.M. aproximadamente en el área de estudio y zonas próximas aledañas.
- El rango de corrección topográfica se encuentra entre X Y Z mGal.

4.2.2. Evaluación estadística de los datos gravimétricos.

La verificación de los datos gravimétricos fue realizada a través de un estudio de estadística, el cual se llevó a cabo en el programa R 2.12.0 utilizado para cálculos estadísticos. De esta manera se obtuvieron algunos parámetros estadísticos y diversos gráficos que permitieron evaluar la distribución, clasificación y dispersión de los datos. Así, de frecuencia correspondiente (Figura 4.3). Dicho histograma permite determinar la existencia o no de dispersión y la posible presencia de diferentes poblaciones de datos, además determinar la distribución normal de los mismos.

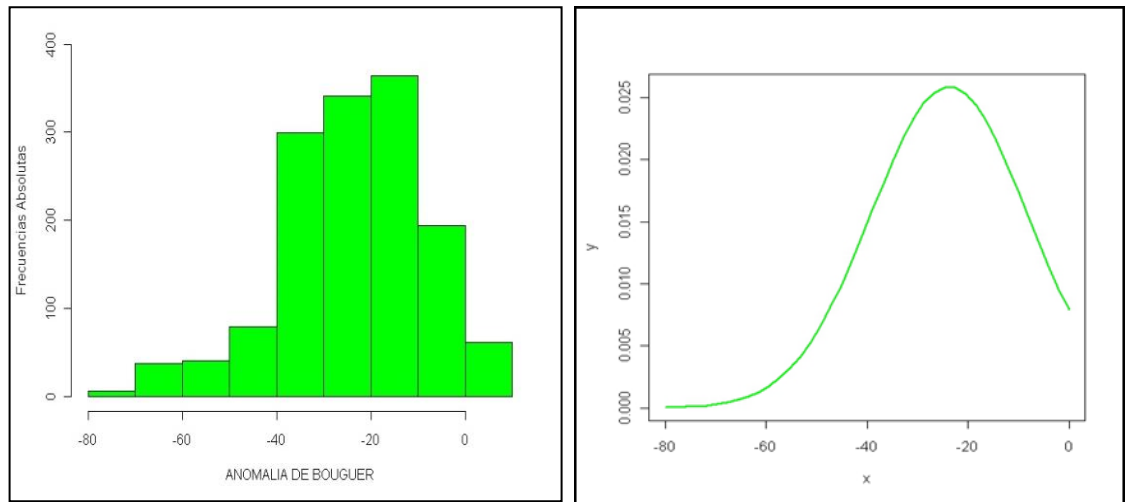


Figura 4.3. (Izquierda) Análisis de frecuencia absoluta para los valores de AB (mGal); (derecha) Campana de Gauss asociada al histograma.

En el histograma que se muestra en la figura 4.3 se aprecia la distribución de los datos de Anomalía de Bouguer, los cuales aparentan tener un comportamiento de distribución normal por ende no se requiere la división de los mismos en poblaciones. De igual manera se calcularon los parámetros estadísticos para poder realizar un mejor estudio de los datos.

Tabla 1. Medidas de tendencia central y dispersión para los valores de anomalía de Bouguer.

Grupo	Datos	Media	Mediana	Moda	Mínimo	Máximo	Desviación Estandar	Coef. De Variación
1	5060	-23.76	-22.91	-23.33	-76.150	8.243	15.41364	-64.8845

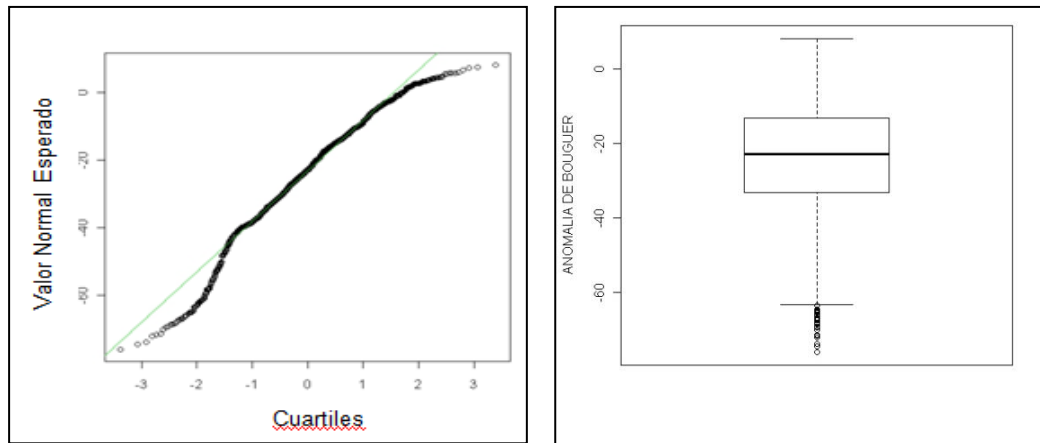


Figura 4.4. Gráfica Q-Q y diagrama de caja y bigotes.

Siguiendo con el estudio de normalidad se obtuvo una tabla con medidas de tendencia central, se hizo uso del gráfico Q-Q diagrama de caja y bigote de manera de mejorar la confiabilidad de los datos. Para la gráfica Q-Q la cual representa la distribución de los puntos sobre una recta de 45°. Es de esperarse que si el ajuste es bueno, los puntos se deben distribuir con una tendencia igual a esta recta. Para este caso, los puntos se ajustan en su mayor parte a la recta exceptuando en los extremos.

Luego se realizó un diagrama de caja el cual permite visualizar la tendencia central, la dispersión y la presencia de posibles datos atípicos. En este caso puede observarse en la Figura 4.4 la presencia de valores que se escapan de la normalidad. Para determinar los valores, con el valor promedio (μ) y la desviación estándar (σ) del grupo de datos, se asumió una distribución normal y se hizo el siguiente cálculo en Excel: $\mu \pm 3\sigma$, con lo que se obtuvieron efectivamente valores fuera del rango, los cuales fueron posteriormente interpretados.

4.2.3. Generación de mapa de Anomalía de Bouguer

Utilizando como herramienta el software Oasis Montaj Version. 7.0.1. y para un mejor análisis con la geología se utilizó el método de Kriging Universal como método de interpolación para generar el mallado.

Las estaciones gravimétricas tomadas para este proyecto del Bloque Junín se encuentran ubicadas sobre las líneas del levantamiento sísmico, con un espaciamiento de 100 m entre las estaciones en dirección a las líneas de adquisición, con variación de hasta de hasta 8 km entre líneas, debido a esto se asumió para el mallado un tamaño de celda de 1250m el cual se estima que es aproximadamente $\frac{1}{4}$ de la distancia promedio entre las estaciones y con una densidad de $2,3 \text{ g/cm}^3$ son los parámetros con los que se generó el mapa de Anomalía de Bouguer.

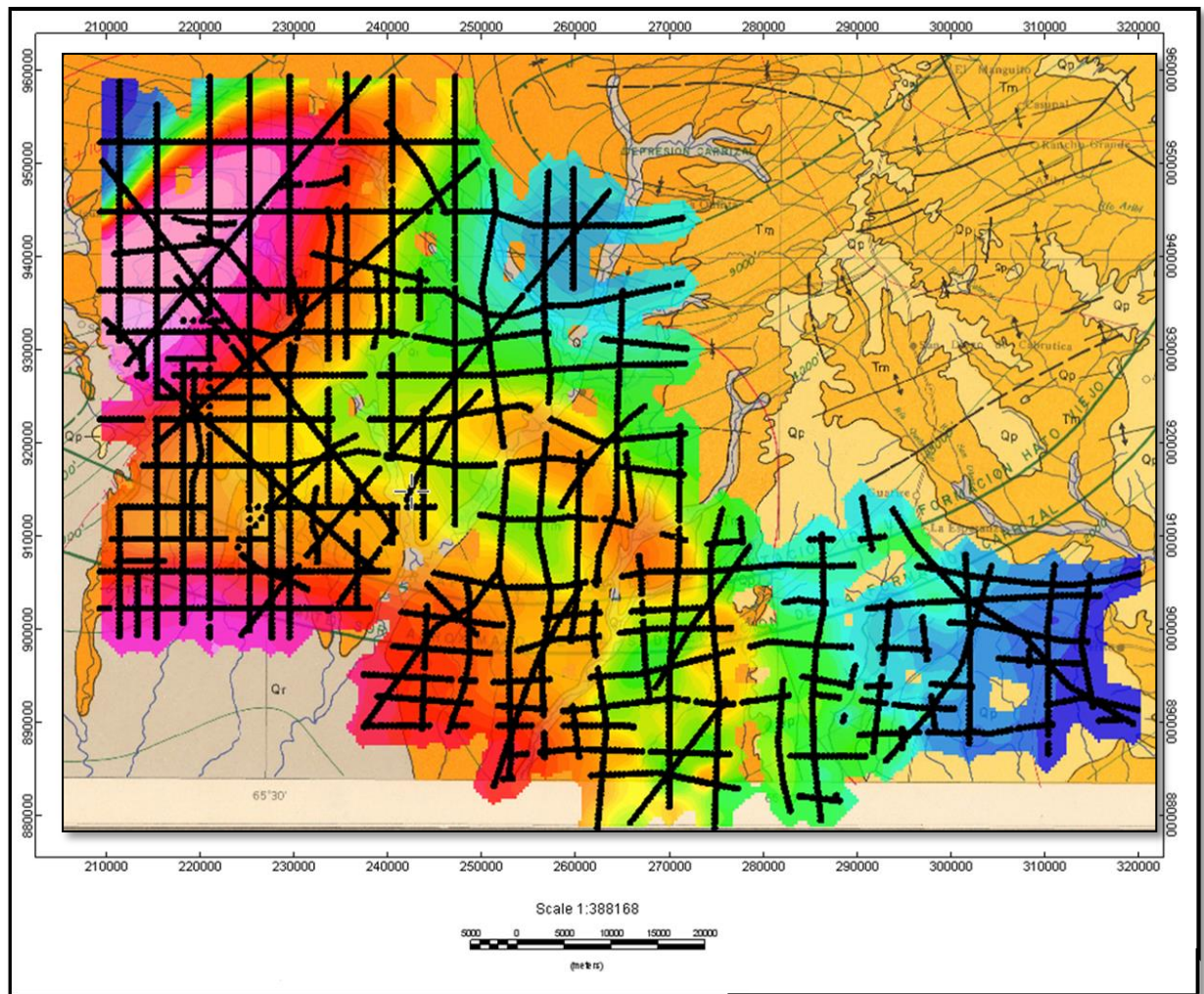


Figura 4.5. Mapa de Anomalía de Bouguer para $\rho= 2.3 \text{ g/cm}^3$ con Distribución de las estaciones gravimétricas sobre mapa geológico.

4.2.4. Análisis espectral para los valores de Anomalía de Bouguer

Este es un método que permite estimar la profundidad del cuerpo que origina una anomalía a partir de su respuesta gravimétrica o magnética de forma cuantitativa (Moncada, 2005). A través de la extensión montaje MAGMAP Filtering del Oasis montaje v.6.4.2, se realizó el espectro de frecuencia de la figura 4.6, se calculó, en el dominio de Fourier, es decir, se transforman las anomalías desde su dominio espacial hacia un dominio de frecuencia por medio de esta transformada de Fourier. Una función del campo potencial dada en el dominio espacial tiene una sola y única función en el dominio de las frecuencias, y viceversa, por ello la suma de dos anomalías en el dominio espacial es equivalente a la suma de sus transformadas (Moncada, 2005). Luego el espectro fue graficado con la ayuda de la herramienta Excel para realizar la estimación de profundidad de estas posibles fuentes anómalas. De esta manera se obtuvieron fuente profunda, intermedia y somera. Dicha estimación se calculó a través de la siguiente ecuación:

$$\log E(r) = 4\pi hr \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

$E(r)$ = Espectro de poder

h = profundidad estimada

La profundidad se calcula al dividir el valor de pendiente del logaritmo entre 4π . En la figura 4.6 se muestra el espectro para este estudio gravimétrico.

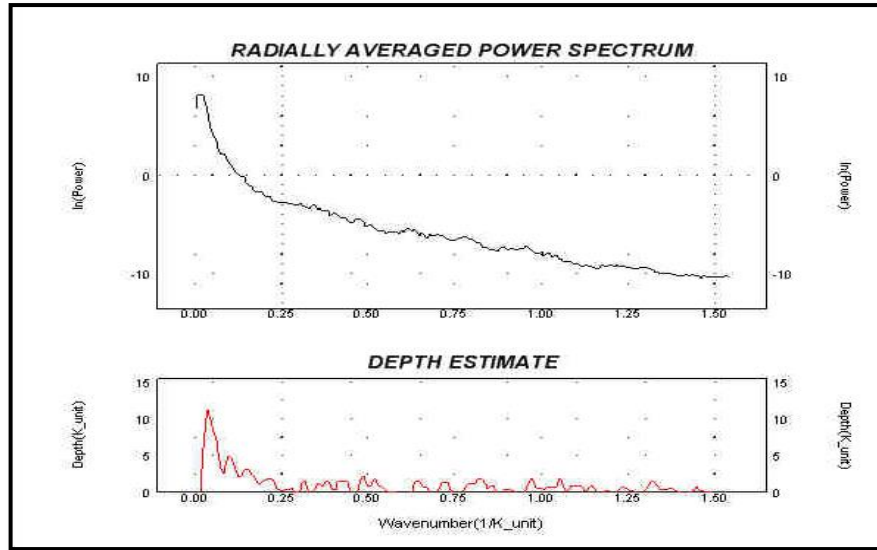


Figura 4.6. Análisis espectral de datos gravimétricos

4.2.5. Filtrado utilizado para anomalías gravimétricas

4.2.5.1 Separación Regional – Residual

En los mapas de anomalía de Bouguer se tienen varias señales provenientes de diversas fuentes, estas señales tienden a sumarse. Por lo general las anomalías regionales poseen o se presentan con largas longitudes de onda que se diferencian a grandes distancias, a diferencia de las anomalías locales que se manifiestan en señales de longitud de onda corta que puede representar cuerpos localizados o fallas. Para lograr una mejor interpretación se realiza la separación de estas respuestas y para tener una mejor visualización de las fuentes por separado.

Para el método de superficies polinómicas. Se realizó la separación regional – residual de la respuesta gravimétrica, utilizando como herramienta el programa Oasis montaj v.6.4.2 con el cual se realizaron los cálculos correspondientes. Se realizaron los mapas regional – residual para los polinomios de 2^{do} y 3^{er} grado respectivamente y se analizó cual de estas superficies polinómicas es la que mejor se ajusta a la tendencia regional de la zona.

4.3 Método Sísmico

4.3.1 Recopilación de datos disponibles

Desde el inicio de la investigación y durante todos los procesos involucrados en su desarrollo, se realizó constantemente una búsqueda de información relacionada al área de estudio, la teoría implícita en los registros convencionales y de imagen, la teoría de los procedimientos aplicados a los datos sísmicos de pozo y otros casos de estudio similares al planteado. La misma se realizó a través de la plataforma de datos oficiales para la búsqueda de información donde además se obtuvo informes de adquisición, procesamiento y datos sísmicos de estudios anteriores realizados en el área del Bloque Junín.

4.3.2 Datos de Pozos

En el Bloque Junín, que abarca los Campos de Petro Macareo, Petro Urica, Petro Junin, Petro Miranda, Petro Cedeño, Junín 1, Junín 3, Junín 5, Junín 7, Junín 8, Junín 9 y Junín 10, fue creado en la base de datos de OpenWorks, de la plataforma Landmark con un total de 88 pozos, se tiene un área de 2985 Km de adquisición sísmica 2D para el año 2007 donde se tomaron en consideración 19 pozos con check-shots, es posible que muchos de estos pozos no hayan sido abarcados por toda esta adquisición.

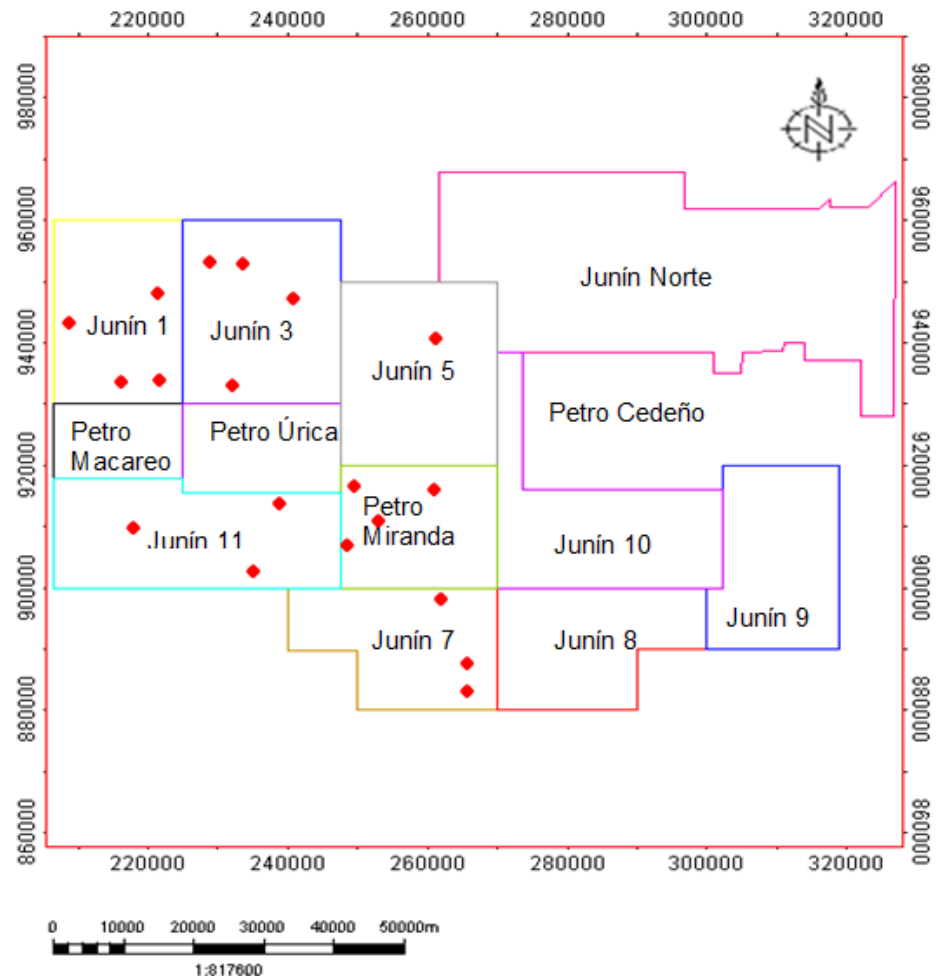


Figura 4.7. Área de Junín, mapa base de datos sísmicos y de pozos con *check-shots*

4.3.3. Calibración sísmica-pozo

Se procedió al control de calidad de los datos sísmicos para las líneas a interpretar, para ello se revisó y ajustó el desplazamiento “*shift*” en tiempo de cada sección sísmica, de modo que en secciones contiguas se pudiera apreciar continuidad lateral de los eventos. Esto debido a que se trabajó con levantamientos sísmicos de distintas campañas adquisición y procesamiento.

Por otro lado se realizó el inventario de registros de los pozos cercanos que se encontraban sobre las líneas 2D de estudio, donde se verificó con mayor interés que tuviesen los registros de Densidad, Sónico, Rayos Gamma y Tiros de Verificación Sísmica “*Check*

Shots”. A partir de los registros de Densidad, Sónico y Tiros de Verificación Sísmica se realizó la selección de pozos a utilizar en la calibración sísmica - pozo.

4.3.4 Sismogramas sintéticos

Esta investigación utilizó las calibraciones sísmica-pozo generadas por Intevep. A continuación se describe el desarrollo de las mismas a través de la aplicación *Syntool* de la plataforma *Landmark*.

Con los registros de densidad y sónico se calcularon los valores de impedancia y a partir de esta se determinó la Serie de Reflectividad por medio de los coeficientes de reflexión. Luego se corrigió el registro Sónico con la curva Tiempo- Profundidad del pozo y se escogió la cantidad de trazas sísmicas reales cercanas al pozo (de diez a veinte trazas), para la correlación con el sismograma sintético y se colocaron los topes geológicos.

Para la construcción de los sismogramas sintéticos fue extraída de la sísmica la ondícula a utilizar donde luego se originó el sismograma sintético a partir de la convolución de la ondícula y la Serie de Reflectividad.

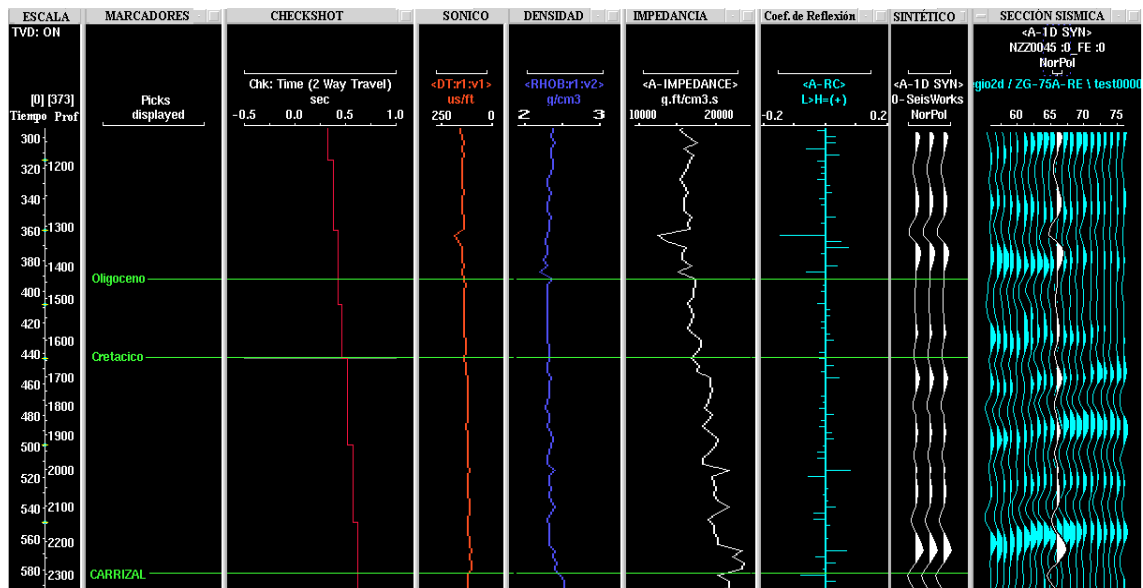


Figura 4.8. Sismograma Sintético pozo NZZ 45 (INTEVEP, 2008)

4.3.5. Interpretación estructural en tiempo

Luego de realizar la calibración sísmica-pozo, se procedió a seguir los reflectores en cada una de las líneas sísmicas 2D disponibles, es decir, se comenzaron a interpretar horizontes relacionados con el marcador geológico. El horizonte interpretado fue el basamento cristalino.

Este basamento cristalino fue interpretado en todas las áreas del Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco. Su profundidad en tiempo va desde los 200 milisegundos en el sur, hasta los 6.000 ms en la parte norte de Boyacá y Junín, justo en la zona que corresponde al Graben de Espino. Las estructuras principales son fallas normales y tienen una orientación N 60 – 70 E. Otro grupo de fallas se orientan en sentido este-oeste. La estructura geológica más destacada en la zona es sin duda el mencionado graben de espino, limitado al noroeste por la falla El Sabán y al sureste por la falla Altamira.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 Método Gravimétrico

5.1.1. Mapa de Anomalía de Bouguer

Con los valores obtenidos de anomalía de Bouguer para el Bloque Junín se realizó el mapa correspondiente con curvas de isoanomalías de Bouguer, el cual se muestra a continuación (figura 5.1).

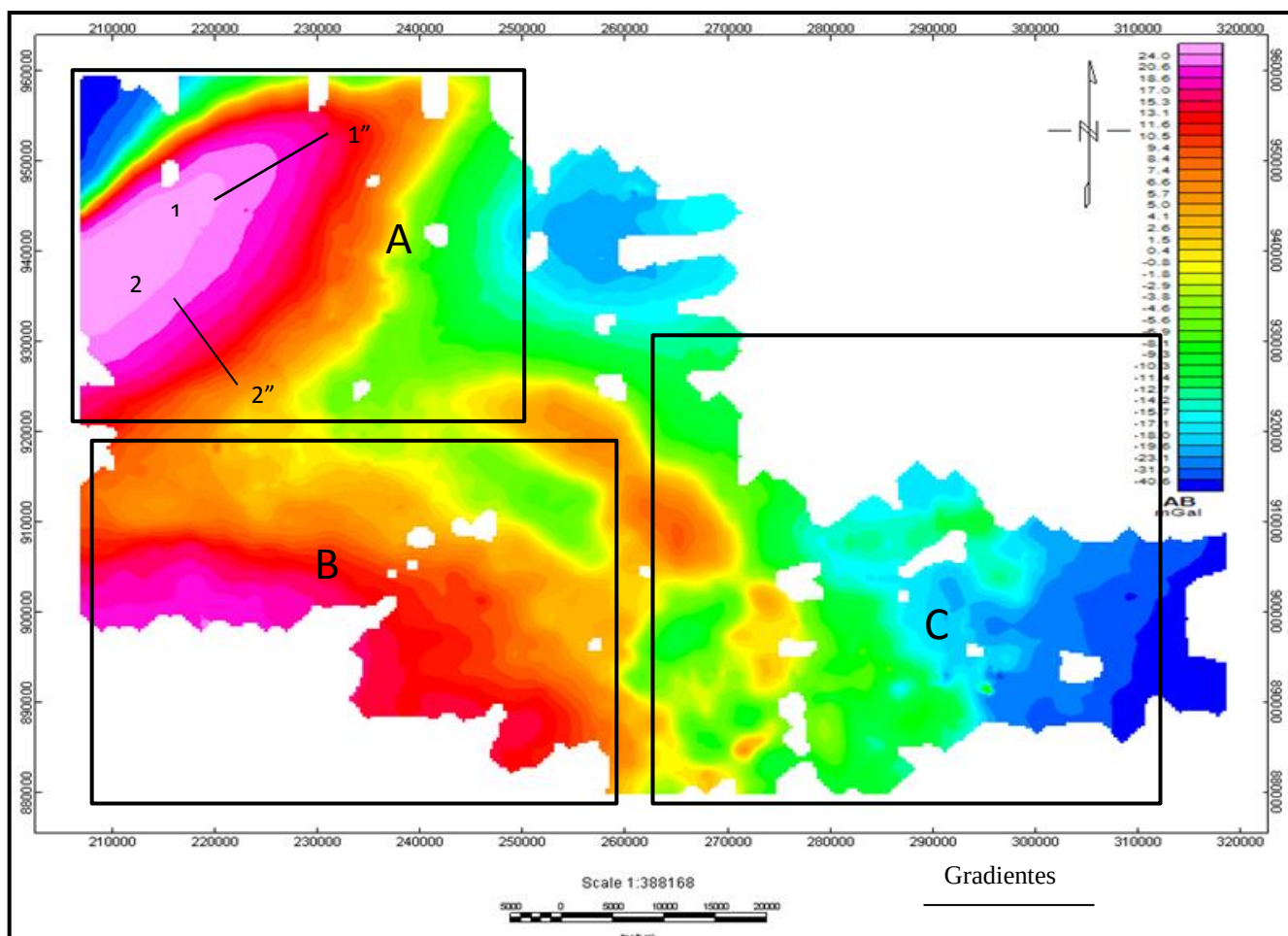


Figura 5.1. Mapa de Anomalía de Bouguer del Bloque Junín

En la figura 5.1 puede observarse el mapa de anomalía de Bouguer realizado mediante el método de mínima curvatura, el cual presenta una orientación preferencial de las curvas isoanómalas de N 8° O en la zona A del mapa. De igual manera de presenta una disminución de las anomalías hacia el noreste, con un mínimo absoluto de -52 mGal, un máximo absoluto de 28 mGal. A su vez se calculó dos gradientes, el 1-1'' con un valor aproximado de 0.58 mGal/km y un segundo gradiente 2-2'' con valor de 0.46 mGal/km respectivamente.

Entre las latitudes 100000N-960000N y longitudes 200000E-320000E, se observa una orientación preferencial de N80E, con mínimos relativos entre -2 a -52 mGal, lo que indica la disminución del contraste de densidades que podría deberse a la evidencia de zonas donde predominan las rocas sedimentarias pertenecientes a las formaciones Oficina, Temblador, Merecure, Hato viejo y Carrizal.

Cabe destacar que esta zona está cercana a El Graben de Espino, el cual geológicamente presenta una serie de depresiones que pueden verse reflejadas en el mapa como un comportamiento residual con mínimos relativos hasta llegar al mínimo absoluto de -52mgal, que refleja una depresión la cual al relacionarla con mapa geológico corresponde a la depresión de Carrizal (figura 4.5).

Por otra parte entre las latitudes 920000N-960000N y longitudes 210000E-240000E, se observa uno de los aspectos más resaltantes en la interpretación del mapa que consiste en una zona con máximos relativos (4 y 30 mGal), coincidente con la ubicación del alto de basamento "Alto de Altamira". (Figura 5.1).

5.1.2. Mapas de separación regional-residual con ajuste polinómico

Los mapas de separación regional-residual con ajuste polinómico que se muestran en las figuras 5.2 y 5.4 se observa que poseen una tendencia general de la componente regional de las anomalías con sentido N10°O esto se debe a la separación regional-residual de la anomalía de Bouguer a partir del ajuste con superficies polinómicas.

Esto nos indica que el aumento del espesor sedimentario coincide con la disminución de los valores de anomalía de Bouguer en sentido noreste y a su vez concuerda con la profundización del basamento en el mismo sentido y hacia el depocentro de la Cuenca Oriental de Venezuela. Se realizó la comparación entre los polinomios de 2° y 3° orden para conocer y establecer el polinomio de mejor ajuste de los contornos que para este caso es el 3° orden regional. (Figura 5.4).

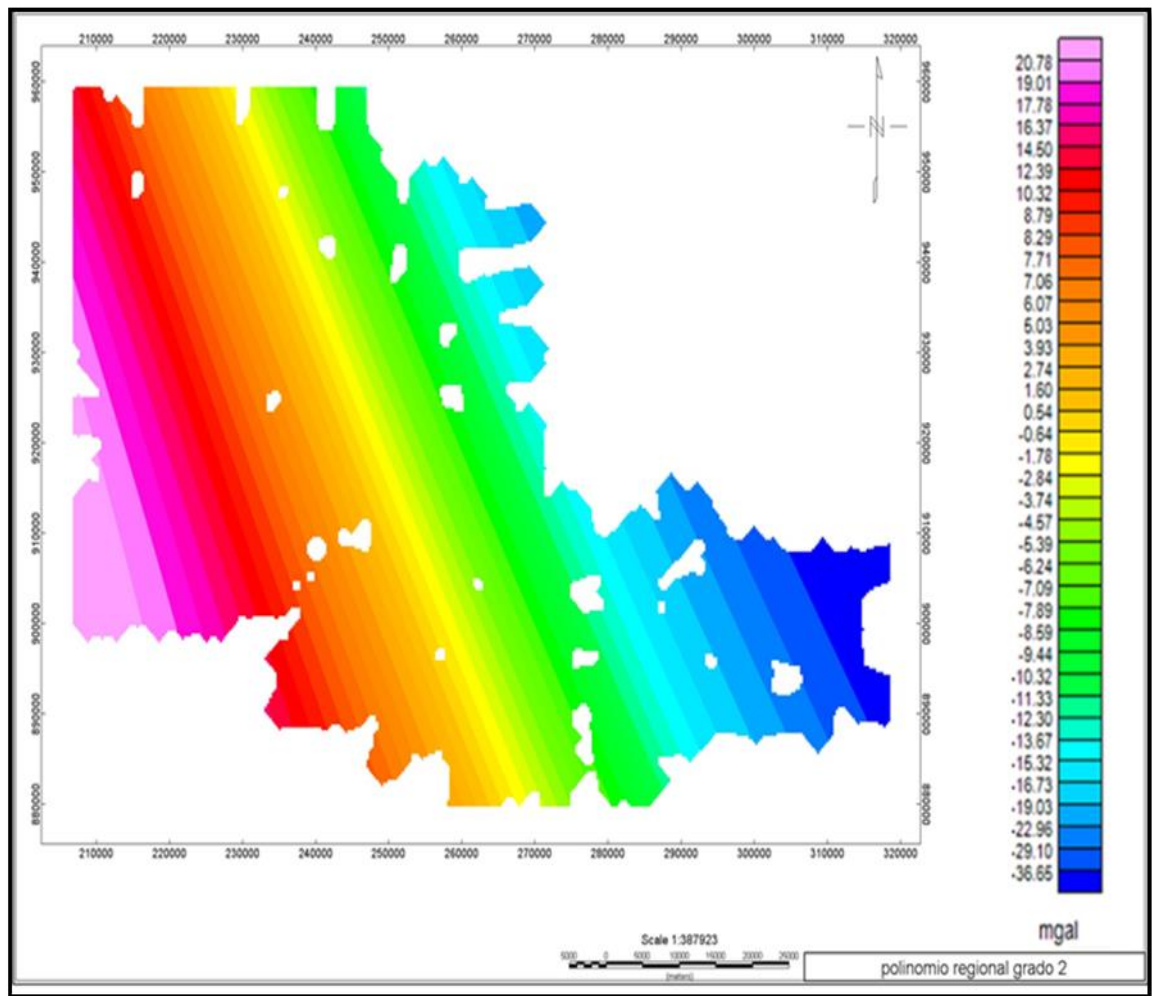


Figura 5.2. Mapa de anomalías regionales mediante la superficie polinómica de 2°

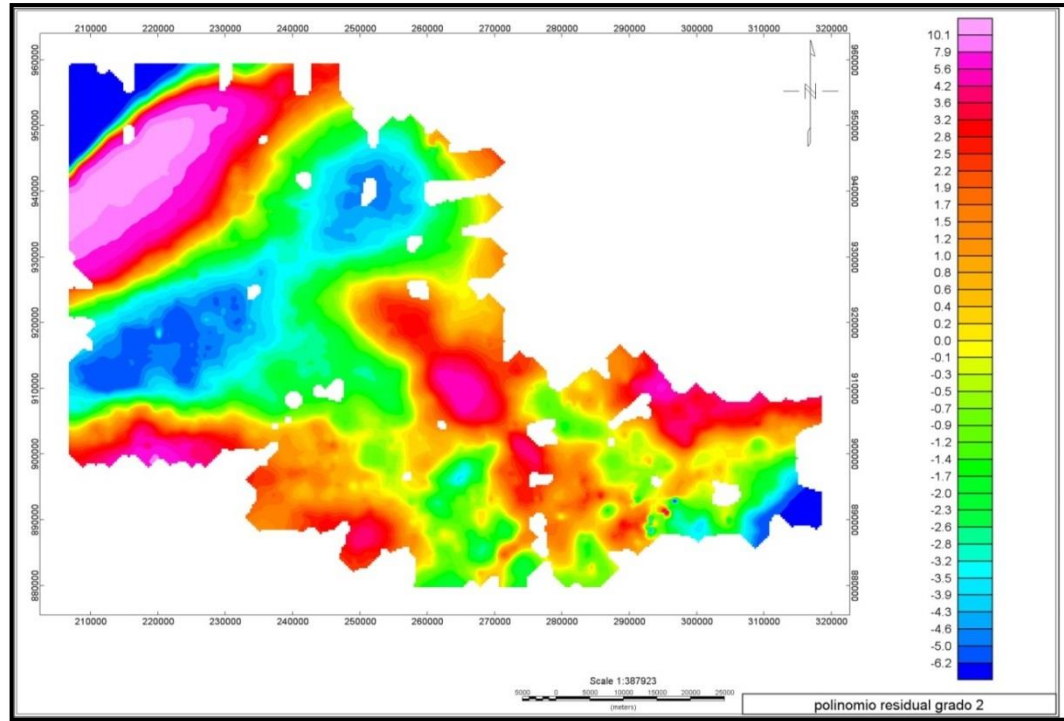


Figura 5.3. Mapa de anomalías residuales mediante la superficie polinómica de 2º

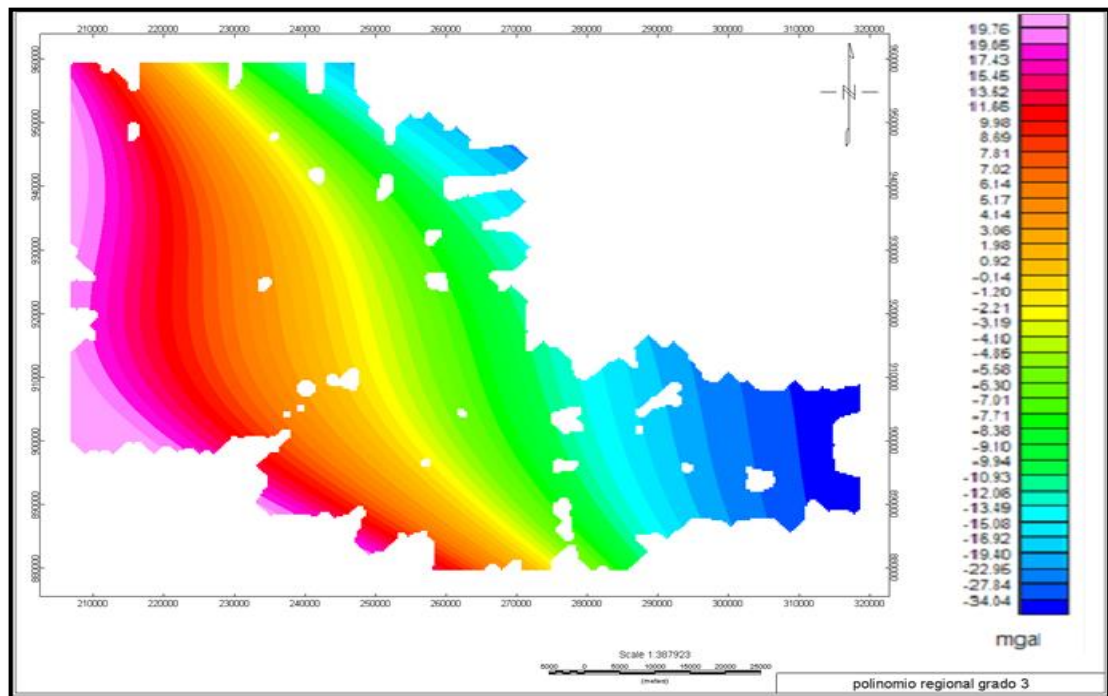


Figura 5.4. Mapa de anomalías regionales mediante la superficie polinómica de 3º

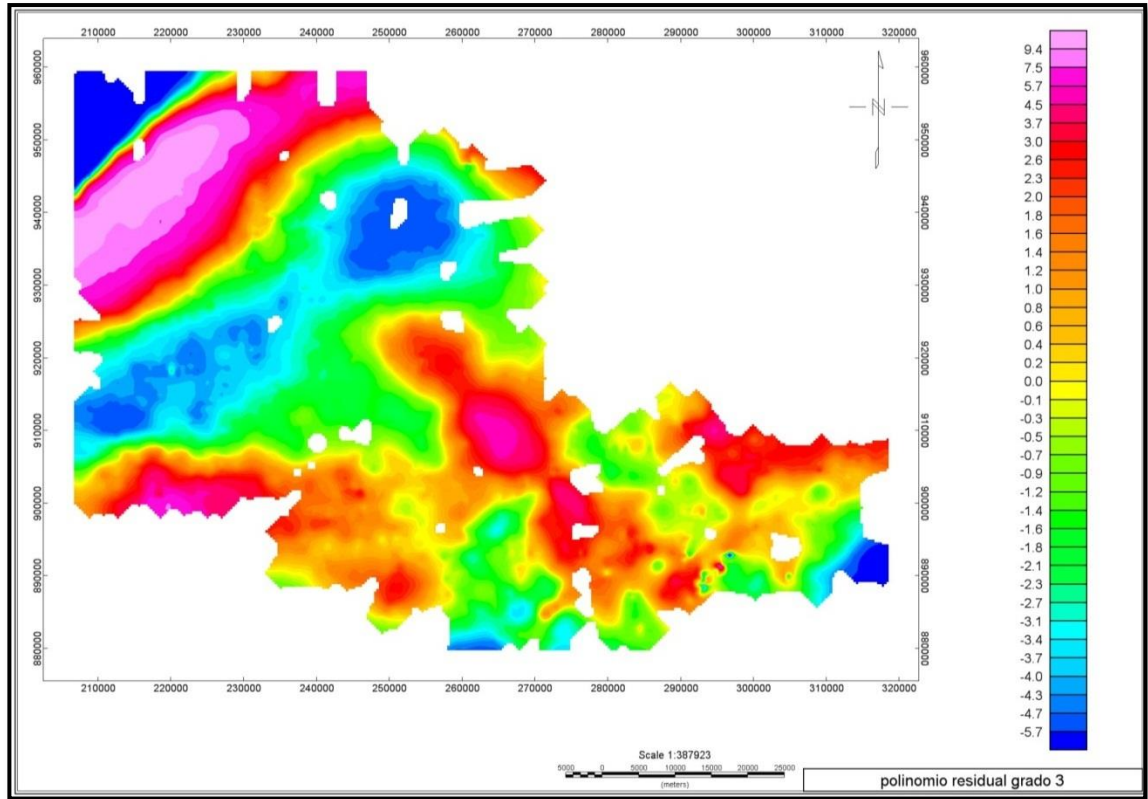


Figura 5.5. Mapa de anomalías residuales mediante la superficie polinómica de 3°

5.1.3. Análisis espectral para los valores de Anomalía de Bouguer

Para el análisis espectral se tienen 4 valores de profundidad cada uno asociado de la siguiente manera: nivel profundo con valor de 11 km asociado a una interfase intracortical, luego tenemos un nivel intermedio de aproximadamente 6 km que podría estar asociada al límite cámbrico-precámbrico y finalmente un nivel somero asociado al basamento ígneo-metamórfico. (Ver tabla 5.1)

Tabla 2. Valores de profundidad para las distintas fuentes de anomalía gravimétrica

	Profundidad estimada
Nivel profundo	11,21 km
Nivel intermedio	6,58 km
Nivel somero	1,76 km
Ruido	0,15km

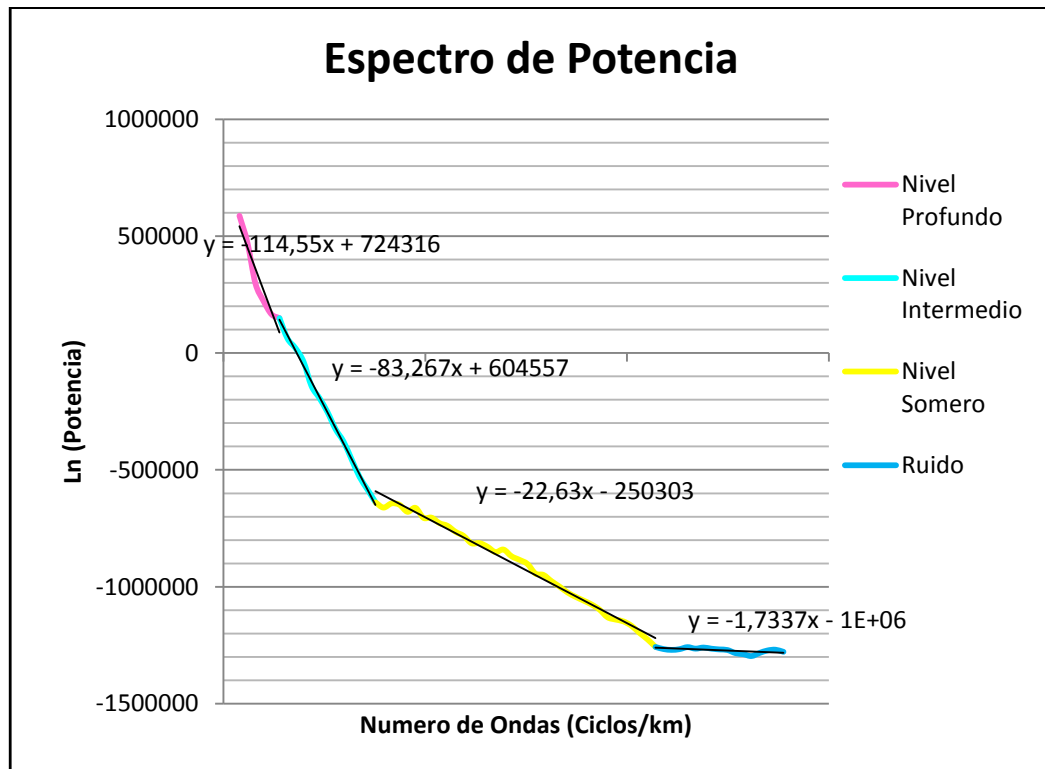


Figura 5.6. Gráfico de Análisis Espectral de los datos gravimétricos para el Bloque Junín

5.2 Método Magnético

5.2.1 Interpretación de mapa de Intensidad Magnética

En el mapa de IMT de la figura 5.7 se puede observar una tendencia preferencial en sentido Sureste con un aumento de la magnitud de las líneas isogammas de noreste a suroeste y valores que van desde 9920 hasta 9907 gammas aproximadamente. La tendencia general del mapa es coincidente con la disposición del alto de Altamira y sus estructuras. El efecto del adelgazamiento cortical hacia el sur, al cual se hizo referencia en el análisis gravimétrico, es evidenciado aparentemente por los máximos valores en el mapa de IMT, de la misma forma en que pareciera expresarse en los mapas de Bouguer.

De igual forma, se puede observar que los valores más altos de anomalía se encuentran en la parte sur entre las zonas B y C (latitud entre 860000-920000) y (longitud 200000-320000) con una magnitud máxima de 9920 gammas, mientras que los valores de anomalía más bajos se encuentran localizados al noreste del mapa (latitud entre 920000-980000 y longitudes entre 260000-320000) en la depresión de Carrizal, teniéndose como valor mínimo 9607 gammas. Este tipo de comportamiento permite inferir que la respuesta magnética es debida a la presencia de un alto estructural presente en el basamento de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Cabe destacar que la zona A y C poseen la misma orientación aunque al observar la zona C y la amplitud de onda que posee se podría asociar al cratón de Guayana, mientras que en zona A esta asociada al basamento paleozoico o a elementos mucho más recientes que el cratón debido a que son menos magnéticos y están en una zona donde la historia geológica muestra una evolución distinta a la de la zona C.

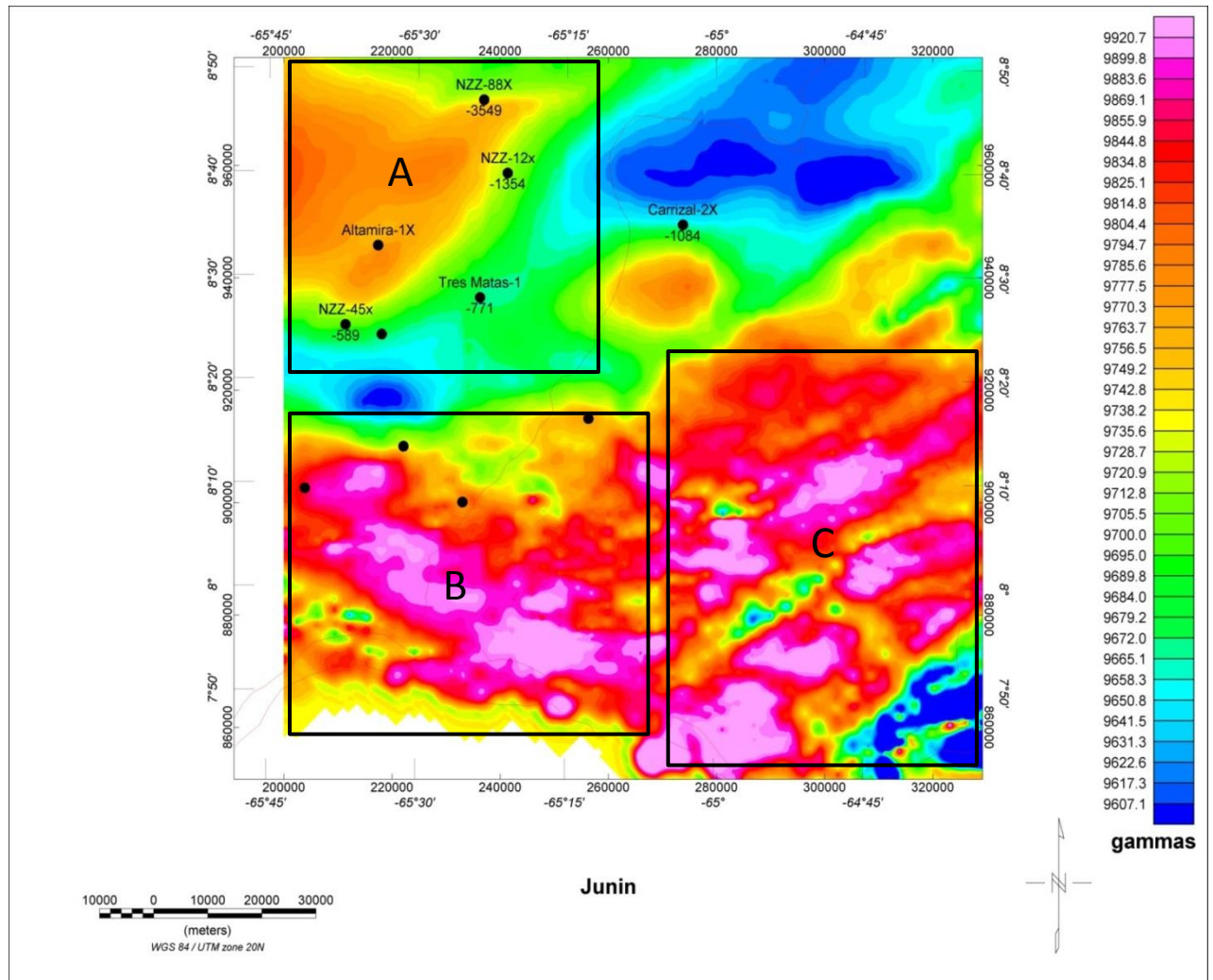


Figura 5.7. Mapa de Anomalía Magnética del Bloque Junín

5.2.2. Análisis espectral para los valores de Anomalía de Magnética

Para el análisis espectral del mapa de anomalías magnéticas se obtuvieron dos pendientes las cuales al ser utilizadas en la ecuación 3.8 arrojaron los siguientes valores de profundidad: 0.13 km asociada a la interface intracortical y 0.019 km asociado probablemente a los bajos o altos estructurales presentes en la zona.

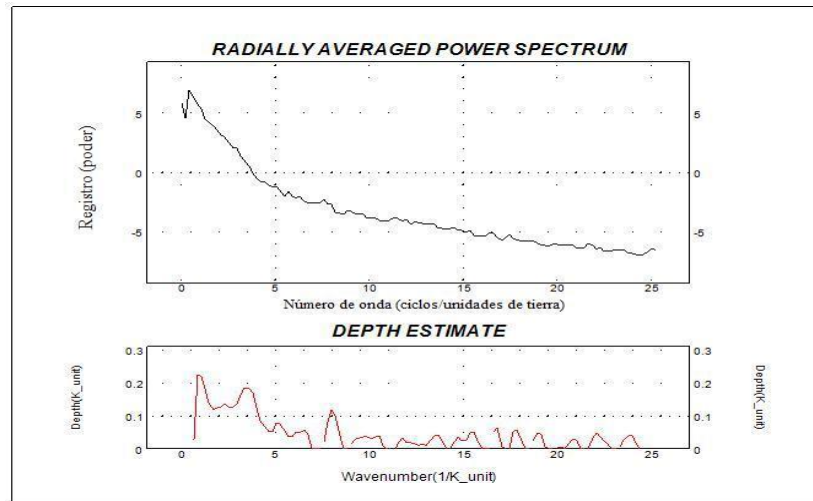


Figura 5.8.Espectro de potencia de anomalía magnética del Bloque Junín

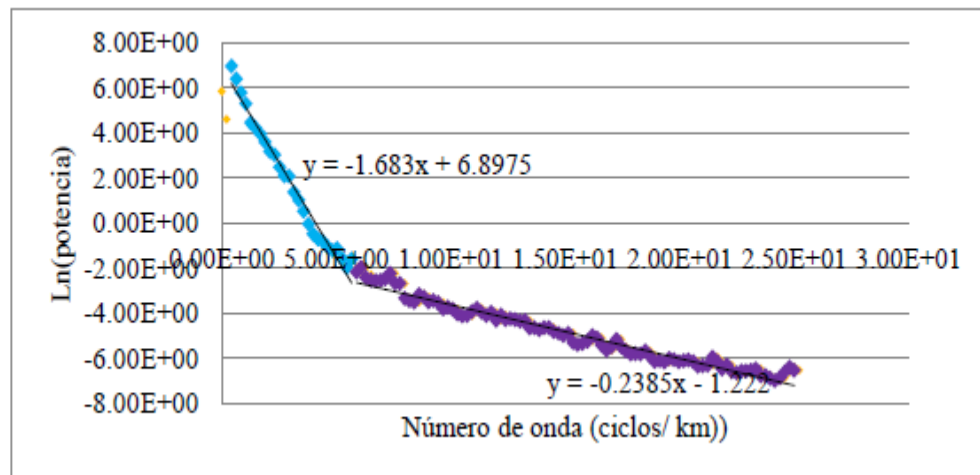


Figura 5.9. Gráfico de Análisis Espectral de los datos magnéticos para el Bloque Junín

5.3 Método Sísmico

5.3.1 Interpretación en tiempo

Luego de realizar la calibración sísmica-pozo, se procedió a seguir los reflectores en cada una de las líneas sísmicas 2D disponibles, es decir, se comenzaron a interpretar horizontes relacionados con los marcadores geológicos. Los horizontes interpretados fueron: basamento acústico, discordancia del Pre-Cretácico, discordancia del Cretácico y discordancia del Oligoceno (figura 5.10). Teniendo como prioridad el basamento acústico.

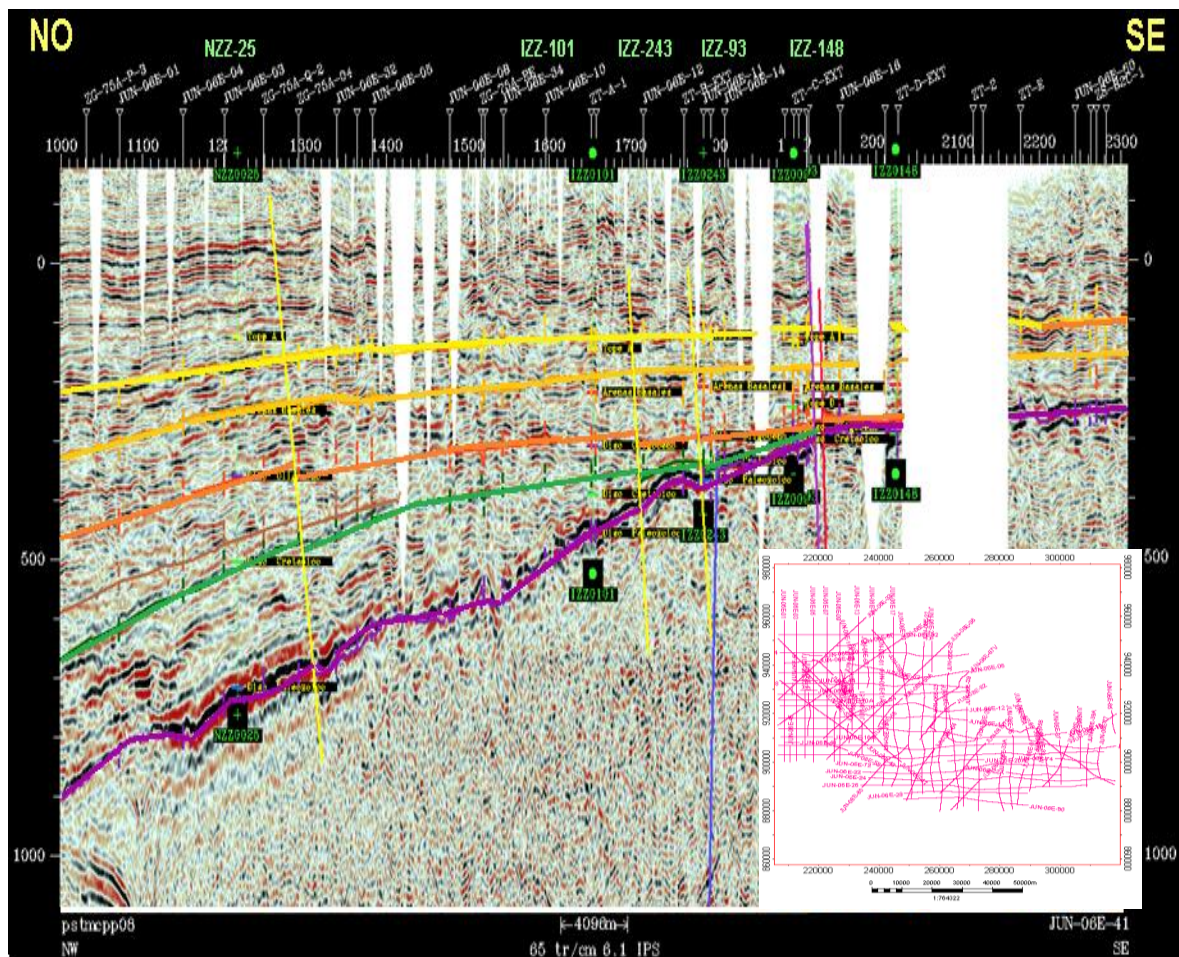


Figura 5.10. Línea sísmica Jun-06E-41 con las discordancias presentes en el Bloque Junín

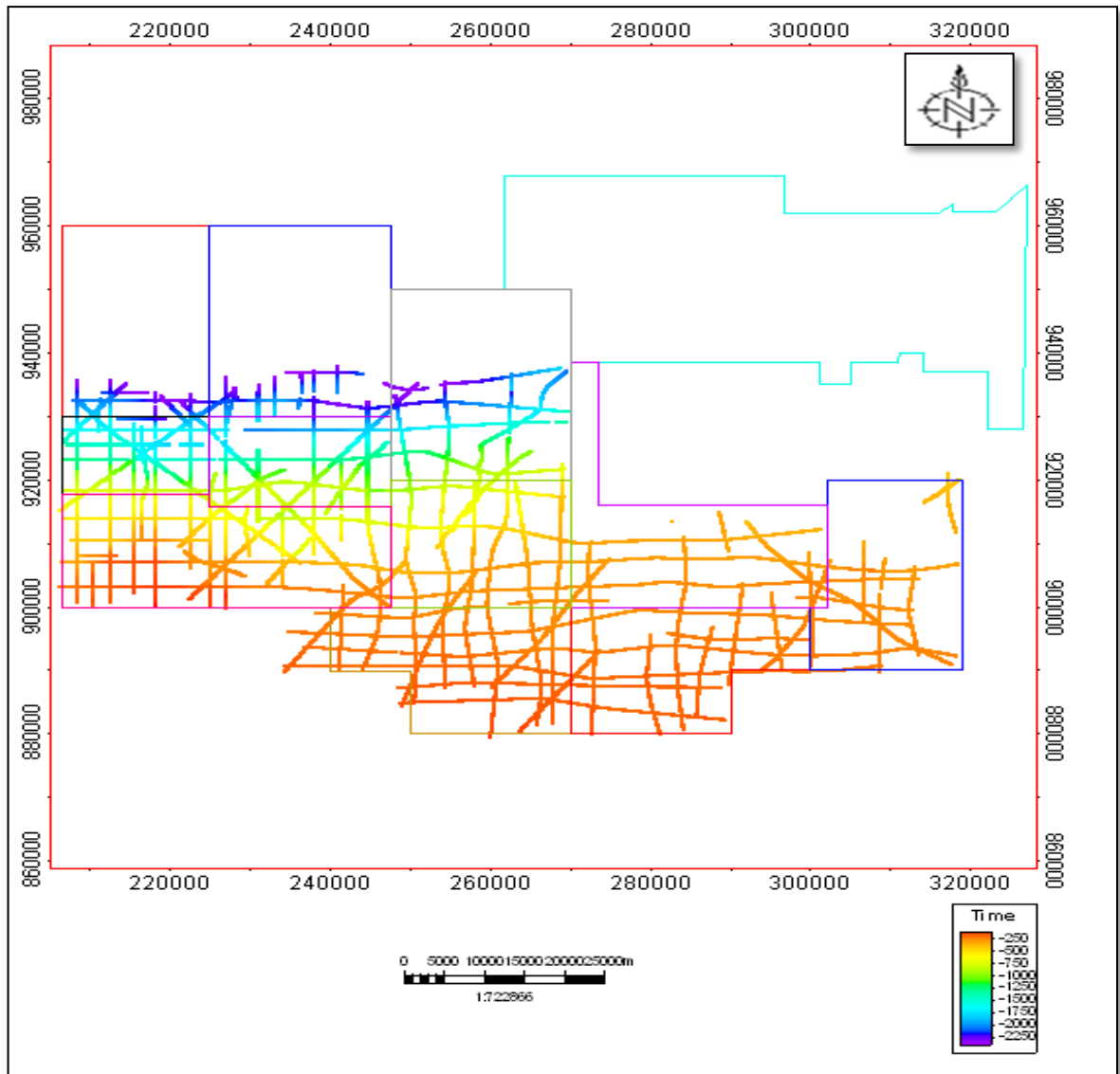


Figura 5.11. Horizonte de basamento interpretado en tiempo

El basamento acústico (Figura 5.11) fue interpretado en todas las áreas del Bloque Junín. Su profundidad en tiempo va desde los 200 milisegundos en el sur, hasta los 2000 ms debido a este tiempo se habla de basamento acústico y no basamento cristalino en la parte norte de Junín. Las estructuras principales son fallas normales y tienen una orientación N 60 – 70 E. Otro grupo de fallas se orientan en sentido este-oeste. La estructura geológica más destacada en la zona es sin duda es el mencionado graben de Espino, limitado al noroeste por la falla El Sabán y al sureste por la falla Altamira. Otra estructura a destacar es el Alto de Altamira al Este de la falla Altamira.

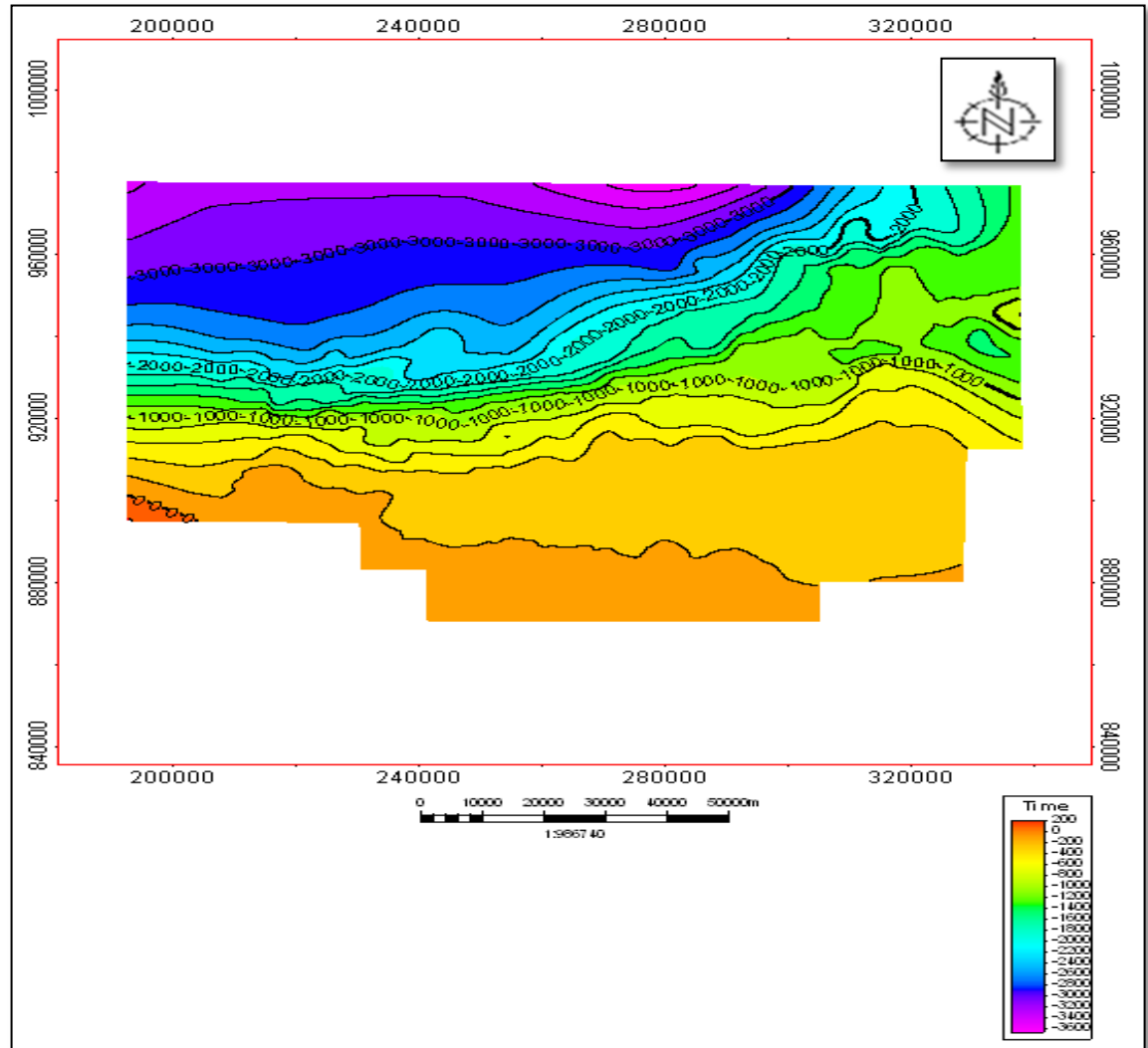


Figura 5.12. Mapa de basamento en tiempo

Como se observa en la figura 5.10, una característica de la Faja Petrolífera del Orinoco es el buzamiento de sus secuencias sedimentarias hacia el norte y el acúñamientos de las mismas hacia el sur.

5.3.2. Modelo estructural en profundidad

El basamento cristalino se extiende por toda la zona de estudio, buzando siempre hacia el norte (Figura 5.13), su profundidad va desde los 1.000 pies en el sur, hasta los 27.000 pies

justo en el área del graben de Espino donde alcanza su profundidad máxima. Sin embargo, excluyendo dicho graben la profundidad del basamento estaría solo entre los 1.000 y los 10.000 pies, razón por la cual es considerada la estructura más sobresaliente del área (Figura 5.14). Esta gran fosa de orientación N70E está delimitada por la falla Altamira al sureste (con un salto de falla de hasta 12.000 pies) y según Paranaud,(1980) su origen se remonta a la fase de “rift” ocurrida durante el Triásico tardío – Jurásico temprano cuando norte y sur América se separan (Parnaud et al.1980).

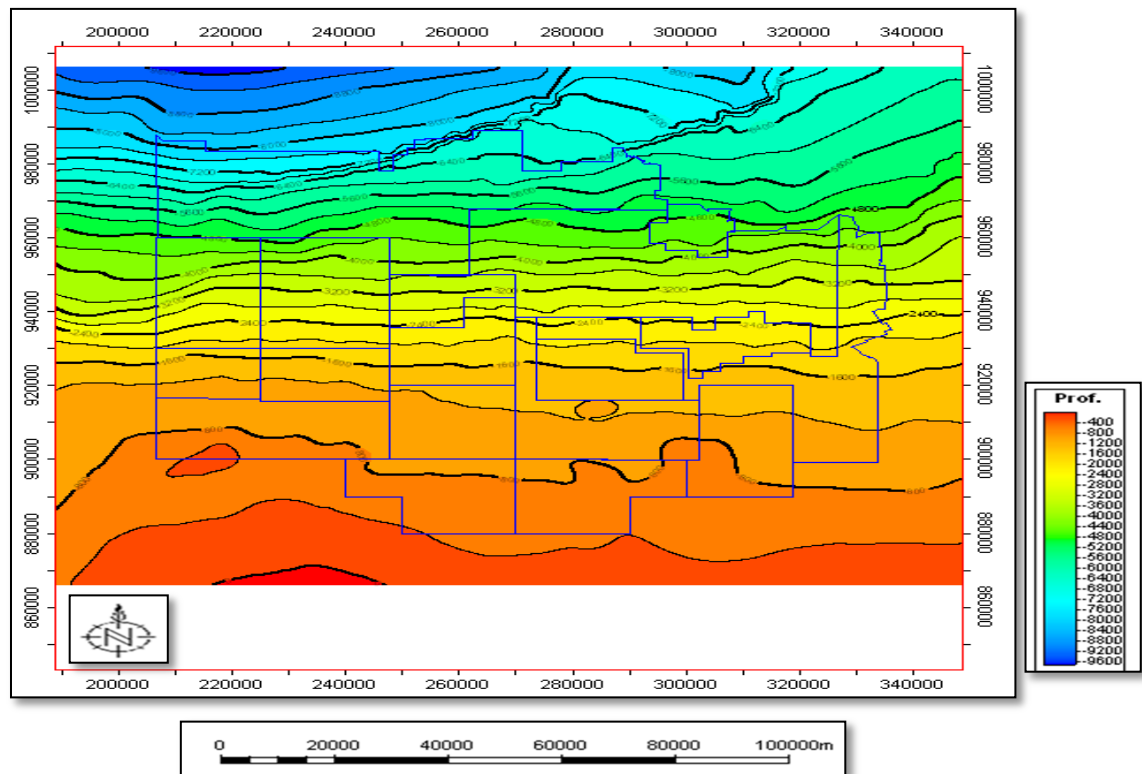


Figura 5.13. Mapa estructural del Bloque Junín en profundidad (ft)

Figura 5.10. Mapa estructural en profundidad (ft) del Bloque Junín

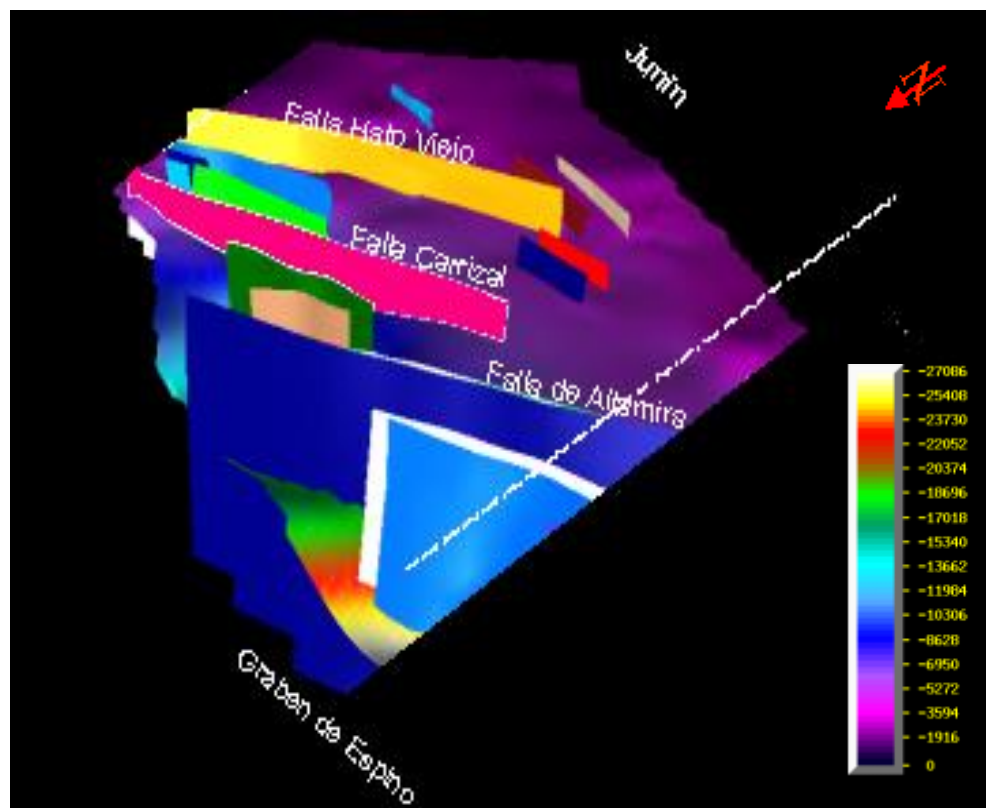


Figura 5.14. Modelo estructural en profundidad (ft). Tomado y modificado de (INTEVEP,2008)

CAPÍTULO VI

INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Luego de tener los resultados de los distintos métodos geofísicos utilizados se realizó la integración de cada una de las interpretaciones con la finalidad de generar y proponer un modelo estructural del basamento en el Bloque Junín que se acople con la geología presente en la zona.

Para la realización del modelado geológico se trazó un perfil A-A' en dirección N10°O (Figura 6.1), con una extensión de aproximadamente 70 km. Este perfil fue trazado sobre el mapa gravimétrico y magnético tomando en cuenta la zona de interés, el mismo atraviesa perpendicularmente el alto de Altamira. De esta manera se modela el basamento, resaltando que el mismo varía su espesor a lo largo de toda la zona. Debido que a poca distancia no existen cambios laterales de densidad y geológicos significativos se hizo una proyección del pozo NZZ-45 al perfil A-A'' (figura 6.1) debido a la cercanía entre ambos, se hizo un amarre entre los datos de profundidad del pozo y el modelo geológico.

Los valores de profundidad de Moho y basamento cristalino iniciales, están basados en investigaciones de sismica profunda (Schmitz et al., 2008). Los resultados obtenidos de estas investigaciones fueron: Profundidad de Moho, de 30 Km al norte de la Cuenca Oriental, hasta 45 Km en el Macizo Guayanés, con respecto al espesor o profundidad del basamento cristalino.

Al realizar la integración de los tres métodos se observó que la expresión del mapa gravimétrico y magnético es concordante, ocurre igual que en el mapa de anomalías magnéticas la zona A y la zona C (figura 5.1) poseen la misma dirección preferencial en sus contornos también se nota que poseen una historia geológica diferente ya que la zona C se encuentra asociada al cratón de Guayana y la zona A esta asociada al Alto de Altamira.(figura 5.1 y 5.7)

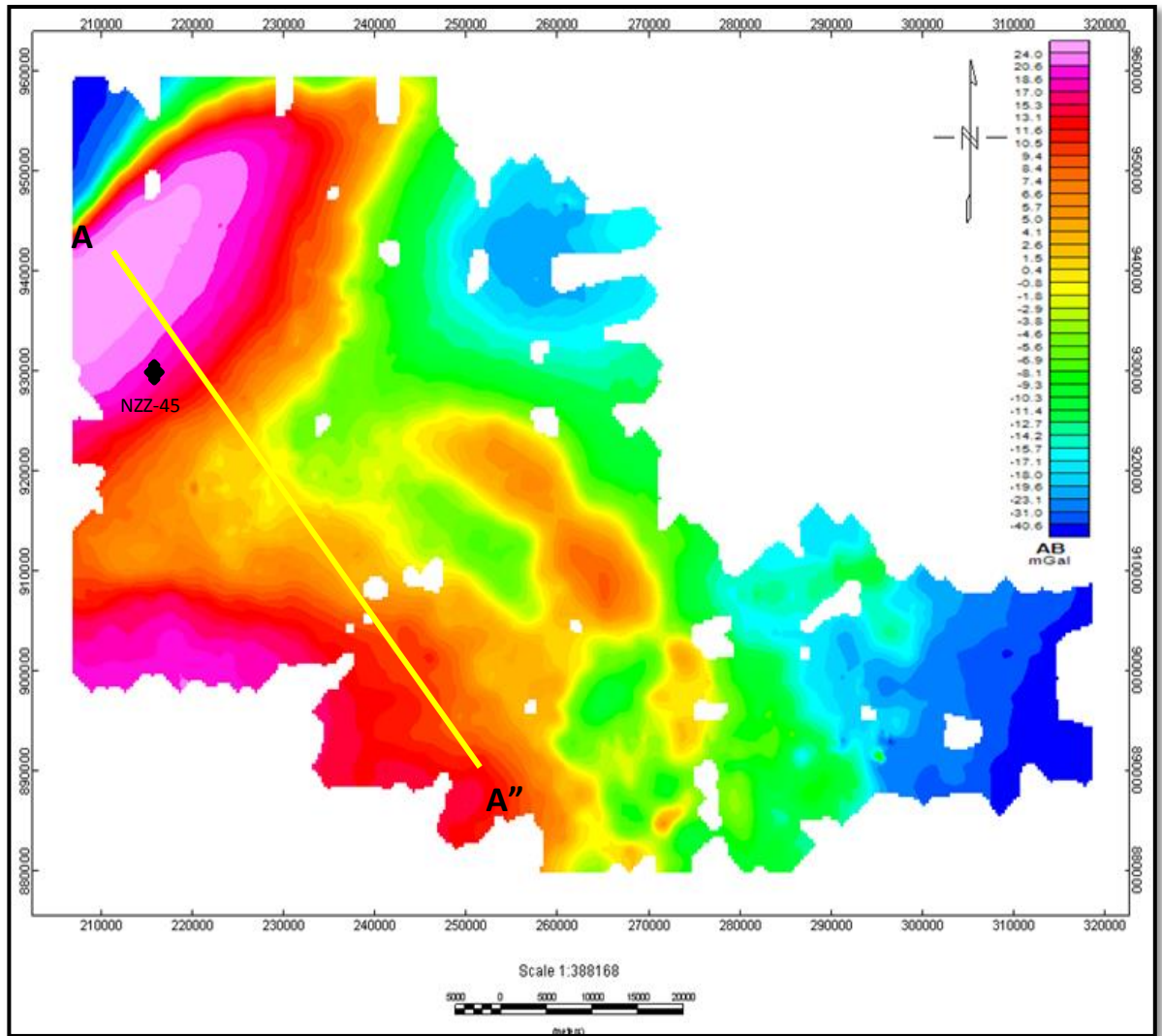


Figura 6.1. Mapa de Anomalía de Bouguer con perfil A-A

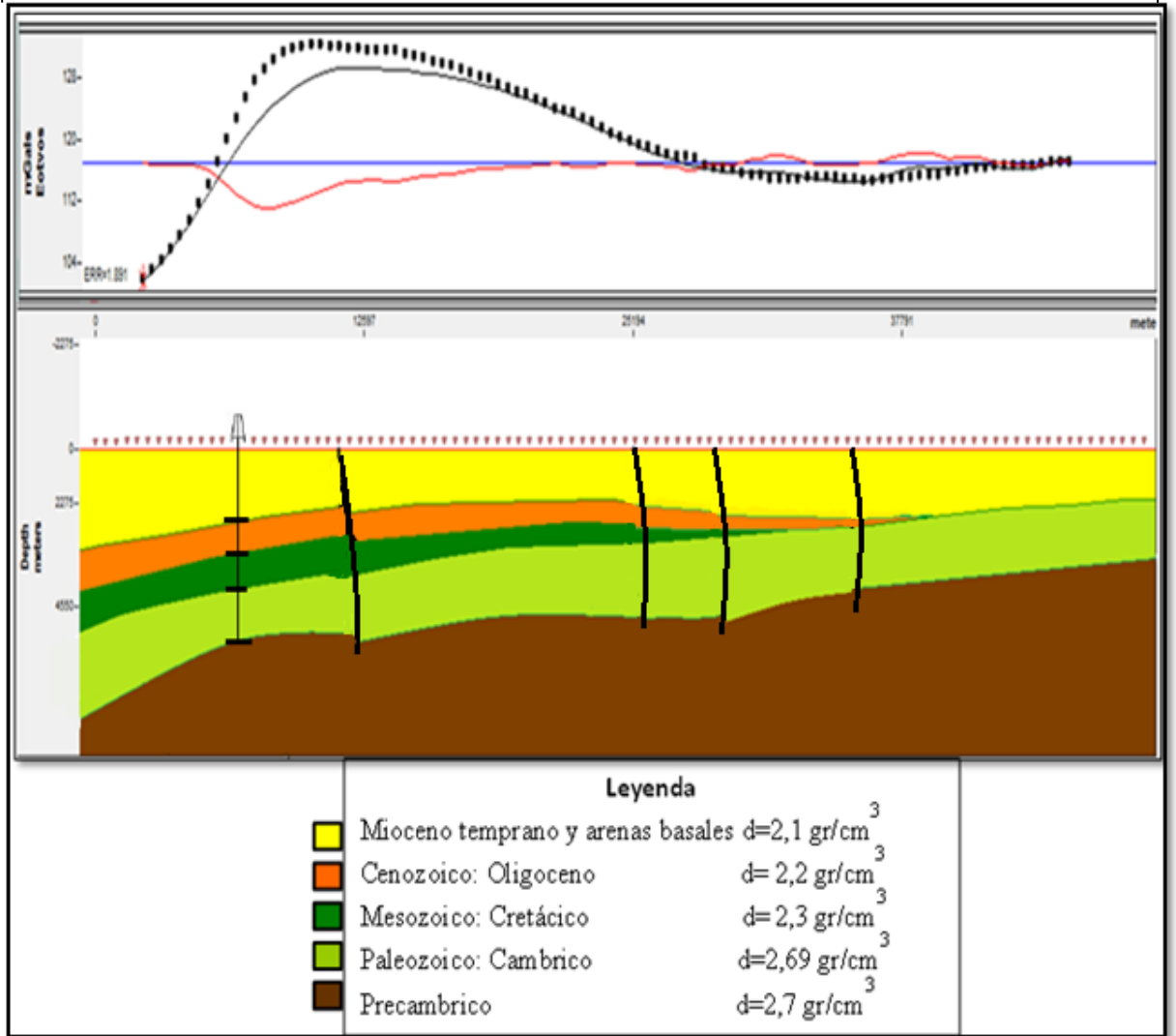


Figura 6.2. Modelo generado para el perfil principal (A-A') describiendo la geología de la zona de estudio.

En el modelo realizado sobre el perfil A-A'' (Figura 6.2) el límite entre la corteza superior e inferior varía en profundidad entre 27 y 30 km. El basamento presentó variaciones de norte a sur buzando siempre hacia el norte, obteniéndose los valores más someros hacia el sur. Se observa una segunda superficie (obtenida a través de estudios previos y del análisis

espectral) la cual posee un valor de profundidad promedio de 5.5 m la cual delimita la interface que representa el basamento de la región de edad cámbrico.

Así mismo se puede observar como al sureste se va acuñando el Cretácico de tal manera que no se observa en el resto de los bloques que pertenecen a la Faja Petrolífera del Orinoco. En la zona noroeste se observa un levantamiento a nivel de basamento lo que se interpreta como el Alto de Altamira este se produce por estar limitado por la falla de Altamira al sur y la falla Aníbal Ron al norte.

Finalmente al integrar los métodos geofísicos aplicados en la zona del bloque Junín se observó:

Para el método sísmico se tiene como resultado la línea sísmica (figura 3.10), el pozo NZZ-45 siendo este el único que toca basamento de todos los pozos cercanos a esta zona (figura 4.8) utilizado para la calibración sísmica y el núcleo IZZ-42 (ver apéndice) muy cercano a la zona del alto de Altamira arrojó que la discordancia del Paleozoico (Fm. Carrizal) se encuentra a una profundidad promedio de 1800 ft y a 1000ms en sentido Noroeste y 250 ms al sureste para el caso de la sísmica. Presenta una litología de arcilitas verdosas a gris oscuro, duras, masivas y densas, generalmente se observan arenas hacia la base (LEV III, 1997).

Por otro lado a través del análisis espectral, los mapas de anomalía gravimétrica (Bouguer) y anomalía magnética (IMT) y el modelo geológico realizado a través de la respuesta gravimétrica se tiene como resultado con una profundidad promedio de 5,5 km arrojado por el cálculo del espectro y en dirección preferencial de los contornos en sentido Sureste la presencia de la interface del precámbrico-cámbrico.

Por lo que se presume que debido a esta incongruencia lo que se está observando a nivel de la sísmica es el basamento acústico ya que la información que se encuentra por debajo de este reflector que se dice ser la discordancia del Paleozoico es muy difusa o dudosa. Así mismo con base en la geología, bibliografías y los resultados obtenidos con los otros dos métodos se presume la presencia de este límite precámbrico- paleozoico en la zona del bloque Junín.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La integración de los métodos geofísicos permitió establecer las siguientes conclusiones:

- Se tiene un límite o una interface de aproximadamente 5.5 km relacionado al tope del Paleozoico obtenido a través del análisis espectral utilizado como base en la gravimetría.
- Los mínimos y máximos gravimétricos sugieren la presencia de altos estructurales en la zona noroeste lo que se corresponde a la presencia del alto de Altamira y un mínimo no muy marcada en la parte noreste del área de estudio perteneciente a la depresión de Carrizal.
- El modelo estructural propuesto para el Bloque de Junín muestra evidencias de un régimen extensivo, debido a la presencia de fallas normales las cuales cortan basamento identificadas por medio de la interpretación sísmica. También se observan altos de basamento como el Alto de Altamira.
- El régimen estructural predominante es extensional, aun cuando hay evidencia de inversión tectónica en el Terciario, probablemente relacionado con la colisión de la Placa Caribe con la Suramericana. Las fallas principales son de rumbo N 60 – 70 E, pudiendo estar relacionadas con la fase de apertura del rift (Triásico Tardío-Jurásico Temprano). El grupo de fallas de rumbo este - oeste, ubicadas fundamentalmente hacia el sur pudieran estar relacionadas al efecto de bisagra causado por todo el peso de la columna sedimentaria al norte y ser de edad terciaria.
- En la interpretación de la sísmica se diferenciaron 5 interfaces o facies sísmicas; la más importante para la ejecución de este trabajo fue: El primer límite conocido como paleozoico a un tiempo aproximado de 1000ms hacia el noroeste y 250 ms al sureste, un reflector muy bien marcado que se va acuñando hacia el sur. Pero que se concluyó que debido al tiempo y la profundidad que arrojó el pozo NZZ-45 y el núcleo IZZ-42, lo que se ha interpretado del basamento acústico y no basamento cristalino.

- Para tener una mejor configuración en mejorar y aumentarla producción se recomienda realizar nuevas campañas de adquisición e interpretación sísmica donde se amplíe el tiempo de lectura (2000ms) de manera de llegar a niveles más profundos donde se tenga mejor iluminación del basamento y a su vez permitan ampliar y distribuir de manera más uniforme la información en la zona y así poder realizar la integración de los otros métodos con los datos ya existentes.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BACON, M.; SIMM, R.; REDSHAW, T. (2003). *3D Seismic Interpretation*. Cambridge University Press. New York, USA.

CANTOS, F. (1974). *Tratado de Geofísica Aplicada*. Litoprint, España. 520 p.

CASTILLO, J. (2007). *Análisis Secuencial Sismoestratigráfico de las Secuencias Terciarias desde el Bloque Junín – Norte hasta el Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela.

DOBRIN, M. (1961). *Introducción a la Prospección Geofísica*. Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. C, Barcelona. 438 p.

ERLICH, R. and S. BARRETT (1992). *Petroleum Geology of the Eastern Venezuelan Foreland Basin in Foreland Basins and Fold Belts*. Editores R.W. Macqueen and D.A. Leckie. Memorias de la AAPG 55: 341-362.

Espeso, A (2011). *“Geofísica-Interpretación”*. PDVSA. Intevep. 280pp.

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; J. ITURRALDE DE AROZENA y X. PICARD (1980). *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninves, Caracas. 1031p.

GONZÁLEZ, M. (2007). *Interpretación Sismoestratigráfica Detallada de la Sección Inferior (Intervalo Fluvial) de la Formación Oficina en el Área de Sincor, Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco*. Trabajo de Grado de Maestría. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

HEDBERG, H. and H. FUNKHOUSER (1947). *Oilfields of the Greater Oficina Area, central Anzoátegui, Venezuela*. AAPG, 31(12): 2089-2169.

ISEA, A., (1987). ***Geologycal syntesis of the Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela***. Journal of Petroleum Geology, 10(2): 135-148.

LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA [www.pdv.com/lexico]. Los Teques: PDVSA Intevep. Copyright © [1997]

KISER, (1987). ***Exploration Results, Machete Area, Orinoco Oil Belt, Venezuela***. Journal of Petroleum Geology, 10(2): 149-162.

MÉNDEZ, O. (1985). ***Historia Geológica Graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela***. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas. 1000-1040 p.

MOTICKA, P., (1985). ***Volcanismo mesozoico en el subsuelo de la Faja Petrolifera del Orinoco, Estado Guarico, Venezuela***. Mem. VI. Congr.Geol. Ven. 3pp. 1929-1943

NABIGHIAN, M.; V. GRAUCH; R. HANSEN; T. LAPER; Y. LI; J. PIERCE; J. PHILLIPS y M. RUDER (2005). ***The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration***. Geophysics, 70, pp 33ND–61ND. Recuperado en Mayo 5, 2007, de la base de datos de la Society of Exploration Geophysicists.

NETTLETON, L.L.,(1976). ***Gravity and Magnetics in Oil Prospecting***. McGraw-Hill, New York.

LOWRIE, WILLIAM. (2007). ***Fundamentals of Geophysics (Segunda Edición)***. Cambridge University Press. U.K.

PARASNIS, D. (1970). ***Principios de Geofísica Minera***. Editorial Paraninfo, Madrid.

PARNAUD, F.; Y. GOU; J. PASCUAL; I. TRUSKOWSKI; O. GALLANGO; H. PASSALACQUA y F. ROURE (1995). ***Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin***. American Association of Petroleum

Geologists (AAPG) Memoir 62: 741-756 p.

PATTERSON, J. and J. WILSON (1953). *Oil fields of Mercedes region, Venezuela, AAPG*. Boletín 37(12): 2705-2733.

PETROMACAREO (2012). Informe *Técnico de Modelo Estructural Junín 2*. PDVSA, Intevep. Puerto Ordaz.14 p.

PORRAS, J. (2003). *Estratigrafía secuencial del Oligo-Mioceno, Bloque Oritupano y Leona y Mata Acema, Área Mayor de Oficina, Cuenca Oriental de Venezuela*. Tesis de Post Grado. Universidad Central de Venezuela

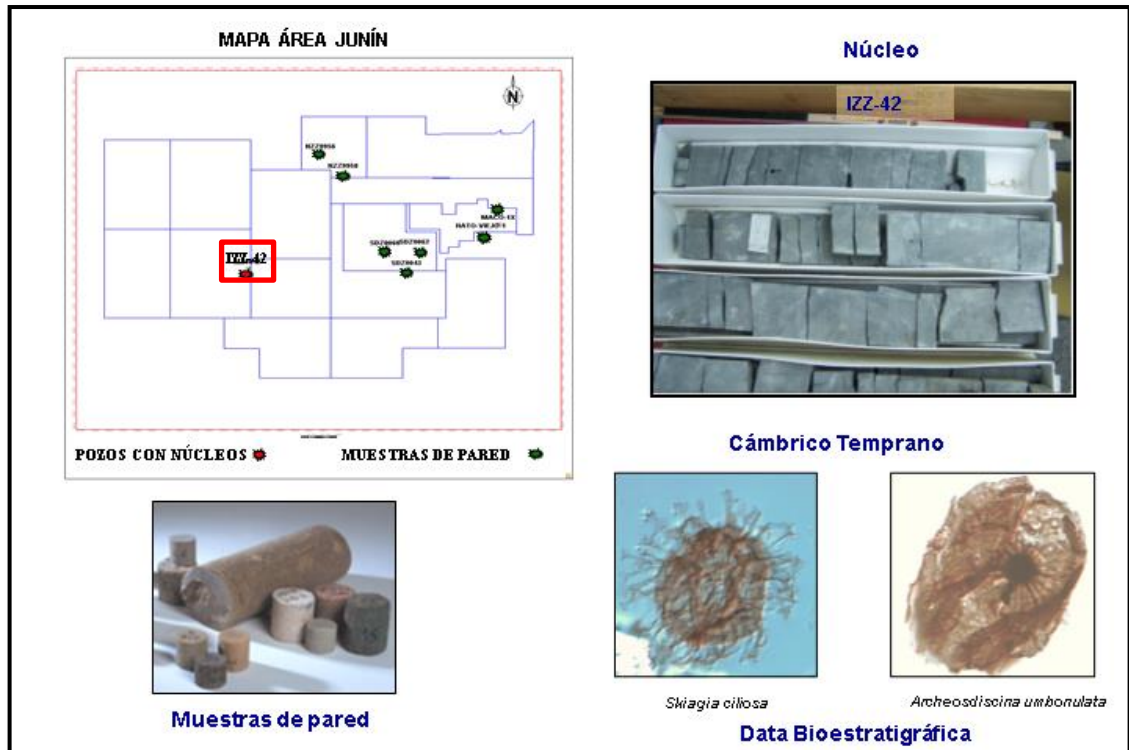
SHERIFF, E.; L. GELDART y W. TELFORD (1990). *Applied Geophysics*. New York. 772p.

SINCOR (2001). *Informe interno de SINCOR*, Departamento de Geofísica. Caracas, Venezuela.

TALWANI, M. (2002). *The Orinoco Heavy Oil Belt in Venezuela (Or Heavy Oil to the Rescue?)*. The James A. Baker III Institute for Public Policy of RICEUniversity. 34p.

APENDICE

APENDICE A: Núcleo IZZ-42 del Bloque Junín con tabla de referencia de profundidades del paleozoico



Apéndice A.1. Ubicación del núcleo IZZ-42

Tabla 1. Profundidades de los pozos.

POZOS CON PRESENCIA DE CARRIZAL EN EL BLOQUE JUNIN						
POZOS	PROF.	EDAD	BLOQUE	REFERENCIA		
L32-1S	1935'	CAMBRICO	SINCOR	GUZMAN (2000)		
SDZ-43X	2000'	CAMBRICO	SINCOR	E. Di Giacomo (2000)/ Solorzano et. Al (2000)		
SDZ-60	2150'	CAMBRICO	SINCOR	E. Di Giacomo (2000)		
SDZ-62	2050'	CAMBRICO	SINCOR	E. Di Giacomo (2000)		
IZZ0042	1454'	CAMBRICO	JUNIN 4			
SDZ052	2174'	CAMBRICO				
NZZ9956		CAMBRICO	SAN DIEGO			
NZZ9957		CAMBRICO	SAN DIEGO			