

Caracas, 01 de Agosto de 2002

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 Karla Ríos, titulado:

ESTIMACIÓN DE ESPESORES SEDIMENTARIOS DEL MESOZOICO EN EL GRABEN DE ESPINO A LO LARGO DE DOS TRANSECTOS REGIONALES EN EL ÁREA DE ANACO, ESTADO ANZOÁTEGUI

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. José Luis Perdomo

Prof. María G. Castillo

Jurado

Jurado

Prof. Inírida Rodríguez M.

Tutor Académico

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE ESPESORES SEDIMENTARIOS DEL MESOZOICO EN EL GRABEN DE ESPINO A LO LARGO DE DOS TRANSECTOS REGIONALES EN EL ÁREA DE ANACO, ESTADO ANZOÁTEGUI

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Ríos Luna, Karla Alexandra

Caracas, Agosto del 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE ESPESORES SEDIMENTARIOS DEL MESOZOICO EN EL GRABEN DE ESPINO A LO LARGO DE DOS TRANSECTOS REGIONALES EN EL ÁREA DE ANACO, ESTADO ANZOÁTEGUI

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Juan Francisco Arminio

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Ríos Luna, Karla Alexandra

Caracas, Agosto del 2002

DEDICATORIA

A Dios por guiar mis caminos...

AGRADECIMIENTOS

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela y a los profesores que me inculcaron sus valiosos conocimientos.

A la Gerencia de Visión País de PDVSA Exploración, por el patrocinio y apoyo técnico prestado; especialmente a los Ingenieros Roger Coriat, Nubia Di Santiago y Ángel González por su disposición y amabilidad.

Al Ingeniero Juan Francisco Arminio y a la profesora Inírida Rodríguez por guiar este Trabajo Especial de Grado con sus conocimientos y experiencia.

A los profesores J. L. Perdomo, D. Loureiro y M. Castillo por su valioso asesoramiento en la interpretación sísmica y a F. Fernández y N. Nevado, de INTEVEP, por su apoyo en el uso de las aplicaciones análisis espectral y reducción al polo.

A mis padres y abuela por darme el mejor ejemplo de vida y ser el continuo soporte a lo largo de la carrera, a mi hermano por ser mi mejor amigo. A mi novio por creer en mí y acompañarme, y a su familia por considerarme como parte de ellos.

A mis amigos Rosa, Analis, Joanna, Trina, Wladimir, Kenny, Jorge, Oswaldo y Sixto, por el inmenso cariño que me han brindado desde el primer semestre de la carrera. A Kristofer Álvarez, alguien que ha sido como un hermano, el mejor compañero de estudios y una persona de gran calidad humana. A Lizcar Romero, mi compañera durante el periodo de tesis, a quien admiro por su entereza e inteligencia. A Edixon Márques por ser un excelente compañero de trabajo y persona. A Janckarlos Reyes por ser de esas personas que le dan a la palabra amistad su significado. A Roberto, Ernesto, Héctor, Antonio, Juan Sandia, Javier, Gilberto, Martha, Marianela, Josmat y a todos mis compañeros de Geofísica por la amistad que nos une y los recuerdos que los hacen memorables.

Mil gracias a todos...

Ríos L. Karla A.

**ESTIMACIÓN DE ESPESORES SEDIMENTARIOS DEL
MESOZOICO EN EL GRABEN DE ESPINO A LO LARGO DE
DOS TRANSECTOS REGIONALES EN EL ÁREA DE
ANACO, ESTADO ANZOÁTEGUI**

Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez. Tutor Industrial: Ing. Juan F. Arminio.

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.

Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2002, 116 p.

Palabras claves: Graben de Espino, interpretación sísmica, modelaje gravimétrico y magnético

Resumen. El objetivo principal de este Trabajo Especial de Grado fue realizar un modelaje bidimensional integrando información de pozos, sísmica, gravimetría y magnetometría, con la finalidad de estimar espesores de los depósitos sedimentarios del Mesozoico, en el Graben de Espino, que sean consistentes con el modelo tectónico regional. Para ello, se modelaron dos transectos sísmicos, uno de 120 Km en sentido Suroeste-Noreste a lo largo del eje longitudinal del graben, y otro de 160 Km en dirección Sureste-Noroeste orientado en sentido transversal a dicha estructura.

La interpretación sísmica fue respaldada con datos litológicos de cinco pozos, incluyendo los dos únicos controles pre-margen pasivo registrados en el graben hasta la fecha. Una vez interpretados los transectos sísmicos e integrada la información de pozos, se llevó a cabo la conversión tiempo-profundidad para construir los modelos gravimétricos. Estos indican fuerte influencia de la geometría y contraste de densidad asociado a la discontinuidad de Mohorovicic. Posteriormente se procedió a realizar el modelaje magnético haciendo uso de la ubicación de los cuerpos anómalos indicados por el mapa de “Reducción al Polo” generado a partir de los datos aeromagnéticos adquiridos sobre el área de estudio.

Los resultados del modelaje efectuado se pueden resumir de la manera siguiente:

- El mayor espesor de la serie pre-cretácica (Jurásico) varía entre 2 y 2.5 Km a lo largo de los transectos estudiados.
- Los mayores espesores se registraron hacia el extremo Norte del área de estudio y borde oriental del graben.
- La variación de espesores parece estar controlada, en parte, por un paleo-alto del Paleozoico ubicado en la parte central de la zona de trabajo.
- La colada basáltica penetrada cerca del borde Sureste del Graben de Espino es de extensión local y se encuentra limitada por el sistema de fallas de Aníbal Ron.

ÍNDICE

Contenido	Páginas
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Resumen.....	v
Índice.....	vii
Lista de Figuras.....	xi
Lista de Tablas.....	xiv
Lista de Apéndices.....	xv
Lista de Anexos.....	xv
CAPÍTULO 1	
1. GENERALIDADES.....	1
1.1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.1. Objetivos.....	2
1.1.2. Localización del área de estudio.....	3
1.2. MÉTODO DE TRABAJO.....	4
CAPÍTULO 2	
2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	5
2.1. TECTÓNICA DEL CARIBE.....	5
2.2. CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA.....	10
2.2.1. Subcuenca de Guárico.....	11
2.3. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.....	12
2.3.1. Pre-Cámbrico.....	14

2.3.2.	Paleozoico.....	14
2.3.3.	Mesozoico.....	15
2.3.3.1.	Jurásico.....	15
2.3.3.2.	Cretácico.....	16
2.3.4.	Cenozoico.....	17
2.3.4.1.	Terciario.....	17
2.3.4.2.	Cuaternario-Reciente.....	20
2.4.	EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL.....	22
2.4.1.	“Rifting” o apertura continental.....	22
2.4.2.	Margen continental pasivo.....	23
2.4.3.	Cuenca “foreland” o antepaís.....	23
2.5.	GRABEN DE ESPINO Y SUS ESTRUCTURAS ASOCIADAS.....	24
2.5.1.	Falla de Urica.....	25
2.5.2.	Estructura de Anaco.....	25
2.5.3.	Falla de Altamira.....	28
2.5.4.	Semigraben de Aníbal Ron.....	28
2.5.5.	Falla de Tinajones.....	29
2.5.6.	Falla Guama Sabán.....	29
2.5.7.	Eje de Dragal.....	29
2.5.8.	Falla Camoruco.....	30
2.5.9.	Alto de El Baúl.....	30

CAPÍTULO 3

3.	MARCO TEÓRICO.....	31
3.1.	INTERPRETACIÓN SÍSMICA.....	31
3.2.	CORRELACIÓN DE INFORMACIÓN DE POZOS.....	35
3.2.1.	Registros de Pozos.....	35

3.2.1.1.	Sónico.....	35
3.2.1.2.	Densidad de Formación.....	36
3.2.1.3.	Curva de Potencial Espontáneo.....	37
3.2.1.4.	Neutrón.....	39
3.2.1.5.	Resistividad.....	40
3.2.1.6.	Rayos Gamma.....	41
3.3.	EVALUACIÓN DE FORMACIONES.....	42
3.3.1.	“Mud Log”.....	42
3.3.2.	Núcleos.....	43
3.4.	INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA.....	44
3.5.	INTERPRETACIÓN MAGNETOMÉTRICA.....	45

CAPÍTULO 4

4.	MODELAJE BIDIMENSIONAL Y SUS RESTRICCIONES.....	48
4.1.	DE INFORMACIÓN DE POZOS.....	49
4.1.1.	Núcleos.....	49
4.1.2.	Registros.....	52
4.2.	DE LOS DATOS SÍSMICOS.....	59
4.2.1.	Conversión tiempo-profundidad.....	60
4.2.2.	Migración.....	62
4.3.	DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.....	65
4.3.1.	Anomalías de Bouguer en los perfiles AA' y BB'.....	65
4.3.2.	Densidad de los cuerpos de los modelos.....	67
4.3.3.	Análisis Espectral.....	70

4.4.	DE LOS DATOS MAGNÉTICOS.....	72
4.4.1.	Intensidad de las Anomalías Magnéticas en los perfiles AA' y BB'...	72
4.4.2.	Rangos de susceptibilidad y magnetismo teóricos.....	74
4.4.3.	Análisis Espectral.....	77
4.4.4.	Reducción al Polo y al Ecuador.....	78

CAPÍTULO 5

5.	INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA.....	81
5.1.	MODELAJE GRAVIMÉTRICO DE LOS PERFILES AA' Y BB'.....	81
5.2.	MODELAJE MAGNETOMÉTRICO DE LOS PERFILES AA' Y BB'.....	94
5.3.	IMPLICACIONES REGIONALES DEL MODELO.....	99

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	102
--	------------

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	104
--	------------

APÉNDICES.....	111
-----------------------	------------

ANEXOS	
---------------	--

LISTA DE FIGURAS

Figura N°	Página
1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	3
2. Jurásico medio a tardío (Modificado de Ostos, 1990).....	5
3. Neocomiense ~125 Ma (Modificado de Ostos, 1990).....	6
4. Albiense tardío ~100 Ma (Modificado de Ostos, 1990).....	7
5. Santoniense a Eoceno temprano (Modificado de Ostos, 1990).....	8
6. Eoceno medio a tardío ~40 Ma (Modificado de Ostos, 1990).....	9
7. Oligoceno tardío (Modificado de Ostos, 1990).....	9
8. Mioceno tardío (Modificado de Ostos, 1990).....	10
9. Corte geológico conceptual de la Subcuenca de Guárico en dirección N-S (WEC, 1997).....	12
10. Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela (PDVSA-INTEVEP, 1997).....	13
11. Corte esquemático del Graben de Espino (Motiscka, 1985).....	26
12. Mapa de estilos estructurales (Choppin et al., 1989).....	27
13. Interpretación de una sección sísmica (segmento tomado del transecto 1).....	32
14. Sismograma sintético del pozo “A”.....	34
15. Ondículas teóricas (Schlumberger, 1981).....	35
16. Registro sónico con efectos de cavernas (Sylvail J. Pirson en Hung, 1997)	36
17. Dispositivo de Densidad Compensada (Schlumberger en Hung, 1997)	37
18. Origen del potencial espontáneo (John T. Dewan en Hung, 1997).....	38
19. Esquema del dispositivo neutrónico (Schlumberger en Hung, 1997)	39
20. Circuito equivalente del flujo de corriente de un lateroperfil (Schlumberger en Hung, 1997).....	40
21. Perfil de Rayos Gamma y SP (John T. Dewan en Hung, 1997)	41
22. Presentación de los datos del registro de lodo (J. D. Haun y L. W. Leroy en Hung, 1997).....	42
23. Foto de muestras de núcleos.....	43

24. Parámetros del modelo magnético.....	46
25. Aplicación de la Reducción al Polo (TechBriefs en pagina web, 2002).....	47
26. Secuencia de trabajo.....	48
27. Mapa de ubicación de transectos sísmicos y pozos.....	50
28. Panel de registros del pozo “A”.....	53
29. Gráfico de profundidad vs porosidad del pozo “A”.....	54
30. Correlación de los registros de los pozos “A” y “B” para determinar la base de la secuencia antepaís.....	56
31. Correlación de los registros de los pozos “B” y “C” para determinar la base de la secuencia antepaís.....	57
32. Correlación de los registros de los pozos “C” y “D” para determinar la base de la secuencia antepaís.....	57
33. Segmento de diagrama de trazos del transecto 1.....	61
34. Segmento del transecto 2 migrada/sin migrar.....	62
35. Segmento del transecto 1 (roll-over migrado).....	63
36. Segmento del transecto 1/ transecto 2 (relación señal/ruido).....	64
37. Mapa de anomalía de Bouguer.....	66
38. Análisis espectral de los datos gravimétricos.....	70
39. Mapa de Intensidad Magnética Total.....	73
40. Análisis espectral de los datos magnéticos.....	77
41. Mapa de Reducción al Polo.....	79
42. Mapa de Reducción al Ecuador.....	80
43. Modelo gravimétrico del perfil gravimétrico AA’.....	83
44. Modelo gravimétrico del perfil gravimétrico BB’.....	84
45. Modelo gravimétrico de la región central de Venezuela en la sección 66°00’00’’ (Reyes, 2002).....	85
46. Modelo gravimétrico experimental sin presencia de manto.....	87
47. Modelo gravimétrico experimental sin presencia de la corteza inferior.....	88
48. Modelo gravimétrico experimental asumiendo que la capa observada en el pozo “A”, sin información bioestratigráfica, contiene depósitos paleozoicos.....	89

49. Modelo gravimétrico experimental asumiendo que la capa observada en el pozo “A”, sin información bioestratigráfica, contiene depósitos jurásicos.....	90
50. Modelo gravimétrico experimental sin presencia de basaltos jurásicos.....	91
51. Modelo gravimétrico experimental con presencia de un cuerpo basáltico de menor extensión.....	92
52. Modelo gravimétrico experimental con presencia de un cuerpo basáltico de mayor extensión.....	93
53. Modelo magnético del perfil AA’.....	97
54. Modelo magnético del perfil BB’.....	98
55. Parámetros de entrada para realizar la Reducción al Polo y al Ecuador en el programa MAGPICK de Geometrics.....	113

LISTA DE TABLAS

Tablas N°	Página
1. Columna estratigráfica generalizada del área del Graben de Espino.....	21
2. Síntesis de la evolución tectónica regional (Modificado de Kingston et al., 1983).....	24
3. Datos de núcleos del pozo “A”.....	49
4. Datos de núcleos del pozo “B”.....	50
5. Datos de núcleos del pozo “C”.....	51
6. Datos de núcleos del pozo “D”.....	51
7. Datos de núcleos del pozo “E”.....	51
8. Datos de correlación del pozo “A”.....	55
9. Datos del perfil “Densidad de formación” del pozo “A”.....	68
10. Densidades medias propuestas por Magnolia Petroleum Co (Parasnis, D. S., 1970).....	68
11. Densidades calculadas a partir de los datos de sísmica profunda de FUNVISIS (Martins et al., 2002).....	69
12. Densidades utilizadas para el modelaje gravimétrico.....	69
13. Profundidades de las fuentes anómalas estimadas a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos.....	71
14. Valores teóricos de susceptibilidad (K). “Compilación de datos geológicos, geofísicos y mineros” de Gamero, Martiz y Rodríguez (1987).....	75
15. Valores de susceptibilidad propuestos por Orihuela y Ruiz (1990).....	75
16. Valores de magnetización propuestos por Bosch y Rodríguez (1992).....	76
17. Valores de susceptibilidad y magnetización propuestos para el modelaje magnético.....	76
18. Estimación de profundidades de las fuentes anómalas estimadas a partir del análisis espectral de los datos magnéticos.....	78
19. Interfases interpretadas a partir del análisis espectral gravimétrico.....	81
20. Interfases interpretadas a partir del análisis espectral magnético.....	95

LISTA DE APÉNDICES

<i>Apéndice N°</i>	<i>Página</i>
1. Magmap (Geosoft).....	111
2. Magpick (Geometrics).....	113
3. GM-SYS (Geosoft).....	114
4. Tablas T-Z de los pozos “D” y “E”.....	115

LISTA DE ANEXOS

Anexo N°

1. Panel de Registros del pozo “A”
2. Diagrama de trazos del transecto 1
3. Diagrama de trazos del transecto 2
4. Mapa de anomalía de Bouguer (escala 1:1.000.000)
5. Mapa de Intensidad Magnética Total (escala 1:1.000.000)

CAPÍTULO 1

1. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El Graben de Espino es una estructura asociada a apertura continental, que se extiende en sentido Suroeste-Noreste bajo el margen pasivo cretácico-paleogeno y el relleno antepaís de la Cuenca Oriental de Venezuela. Interpretaciones magnéticas sugieren que se prolonga desde el Noreste del Estado Anzoátegui hasta la Cuenca Barinas-Apure, atravesando las ciudades de Barcelona, Zaraza y San Fernando de Apure (Feo Codecido et al., 1984). Esta estructura, de edad jurásica, se encuentra ubicada dentro de la Subcuenca de Guárico, la cual comprende los campos del Estado Guárico y parte norte del Estado Anzoátegui (WEC, 1997).

La estructura del Graben de Espino ha llamado la atención a partir del hallazgo de basalto tholeítico de edad jurásica en uno de los pozos ubicados en Santa María de Ipire. Dicho hallazgo cambió el modelo estructural que presentaba un alto en la alineación de Altamira, el cual había sido concebido al encontrarse material ígneo en el pozo Altamira-1. Tras esta concepción las hipótesis prejuiciaron la interpretación de los datos magnéticos, de manera tal que se propusiera el Alto de Altamira como estructura pre-margen pasivo, cuando la respuesta realmente se debía a la presencia de coladas basálticas de espesor y extensión limitada.

Posteriormente se han realizado varios estudios, interpretaciones gravimétricas, magnetométricas y de reflexión sísmica (PDVSA, 1983; Moticska, 1985; Choppin et al., 1989), sin embargo faltan datos de espesores sedimentarios que permitan generar modelos bidimensionales del Graben de Espino que ayuden a entender la evolución tectónica de la Cuenca Oriental, así como a orientar la actividad exploratoria en secuencias pre-cretácicas.

Para modelar bidimensionalmente el graben se requiere recopilar la información existente de geología y profundidades de espesores sedimentarios a través de información de pozos e interpretación sísmica, y complementarlo con modelajes de gravimetría y

magnetometría, lo cual permite que el análisis cualitativo y cuantitativo que se realice sea más preciso y que respete el marco estructural y tectónico de la zona.

1.1.1 Objetivos

El presente Trabajo Especial de Grado tiene como propósito proponer modelos bidimensionales del Graben de Espino a lo largo de dos transectos en el área de estudio, apoyado en todos los datos geológicos de superficie, del subsuelo y toda la información geofísica disponible del área. Ello, a través de las siguientes actividades:

- Interpretación estratigráfica y estructural de dos transectos sísmicos y su conversión tiempo-profundidad.
- Correlación de los datos geofísicos con información de pozos.
- Modelaje gravimétrico y magnético de los perfiles AA' y BB', a través de los cuales se valide la interpretación de los dos transectos sísmicos y la correlación con información de los pozos.

1.1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica entre el Estado Guárico y el Estado Anzoátegui, limita por el norte con la Serranía del Interior Oriental, al sur con el Escudo de Guayana, al este con la Subcuenca de Maturín y al oeste con el Alto de El Baúl (Figura N° 1).

La ventana de trabajo abarca un área de 17000 Km² aproximadamente y se ubica dentro de las coordenadas:

LATITUD: 8°45'00"N - 10°10'00"N

LONGITUD: 64°30'00"W - 65°30'00"W

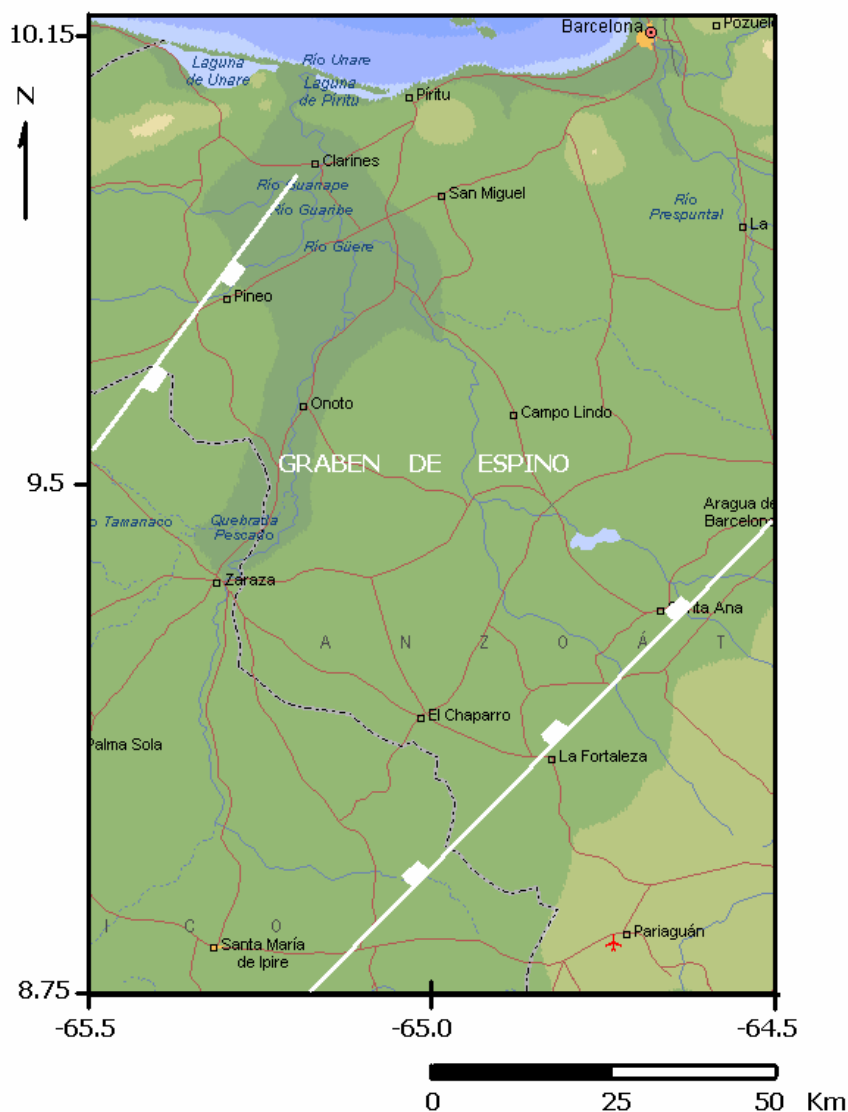


Figura N° 1. Mapa de ubicación del área de estudio

1.2 MÉTODO DE TRABAJO

La metodología seguida comprende:

- Revisión bibliográfica: Revisión e investigación de trabajos previos en el área de estudio.
- Recopilación de información geofísica ya existente del área de estudio: Mapas de Anomalía de Bouguer, Mapa de Anomalías Magnéticas, información de líneas sísmicas y registros de pozos.
- Interpretación sísmica a lo largo de los transectos regionales AA' y BB'.
- Construcción de los modelos gravimétrico y magnético sobre los dos perfiles bidimensionales en los mapas de anomalías e interpretación de los mismos en el marco estructural, utilizando el programa "GM-SYS de Geosoft" (Apéndice 3).
- Modelaje y análisis geofísico integrado: Correlación e interpretación de los perfiles bidimensionales (gravimétricos y magnéticos) con la información sísmica y pozos del área de interés.

- Jurásico tardío a Cretácico tardío o Terciario temprano: En esta etapa el borde Norte de Suramérica se comporta como un margen pasivo (Figura N° 3). La placa del Caribe cambió su dirección de migración de Sureste a Noreste en el Barremiense-Aptiense (120 Ma). Durante el Cretácico medio (aproximadamente 80 Ma) la colisión de una placa oceánica con el arco de islas del Proto-Caribe provocó la inversión de la polaridad de la subducción en América Central (Duncan y Hargraves, 1984; Burke, 1988), por lo cual el sistema de arco de islas del Caribe tuvo que migrar hacia el Noreste (Figura N° 4).

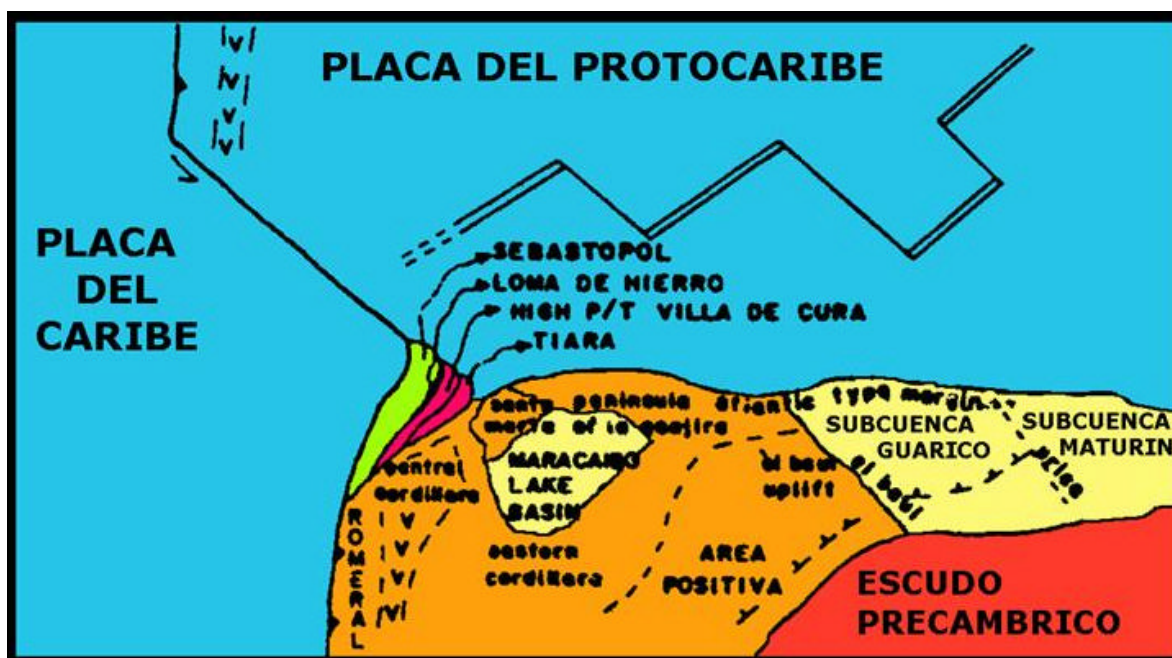


Figura N° 3. Neocomiense ~125 Ma (Modificado de Ostos, 1990).

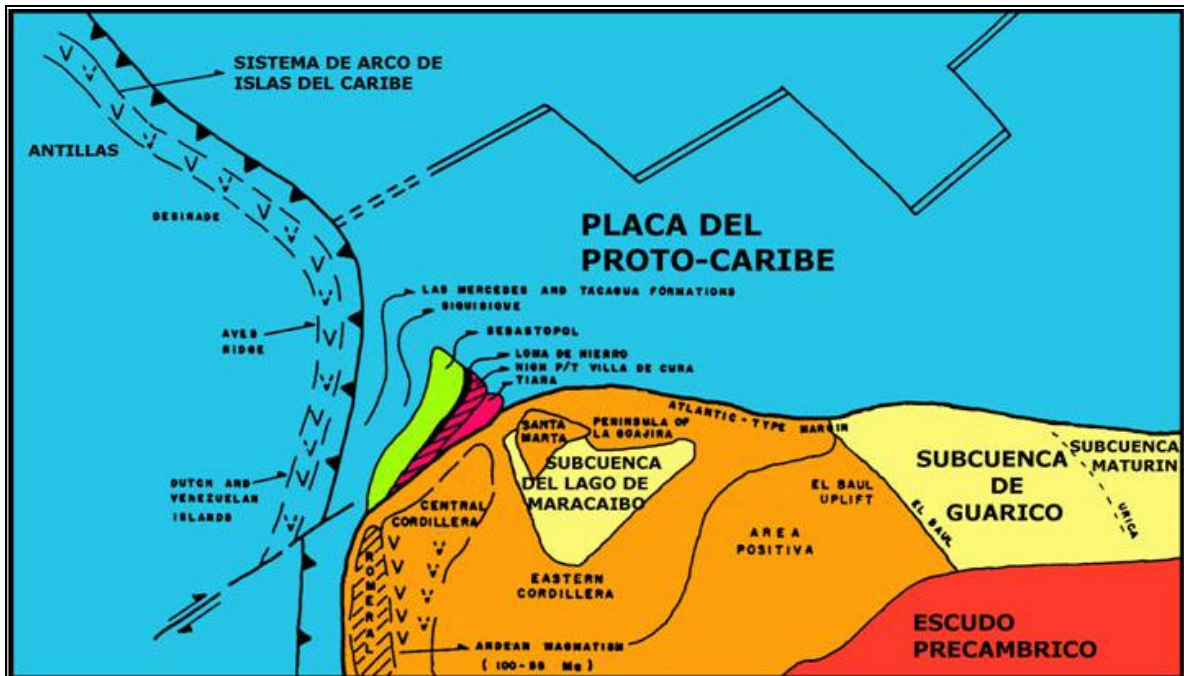


Figura N° 4. Albiense tardío ~ 100 Ma (Modificado de Ostos, 1990)

- Cretácico tardío a Reciente: Este periodo se caracteriza por la transgresión que ocurre al cesar la separación entre Norteamérica y Suramérica. Alrededor del Caribe empiezan a generarse levantamientos a causa de la orogénesis que provoca la interacción entre la Placa del Caribe y el Proto-Caribe. La cordillera intra-oceánica entre el Norte y el Sur de América se extinguió en el Santoniense-Campaniense, etapa en la cual también la placa del Proto-Caribe alcanza su máxima extensión (Pindell et al., 1988; Ross and Scotese, 1988), y el arco primitivo de islas del Caribe se desarrolla sobre el arco de islas del Proto-Caribe. Por otra parte el Caribe migra hacia el Noreste debido a la colisión entre el Sur del sistema del arco de islas del Caribe y el bloque de Sebastopol (Figura N° 5).

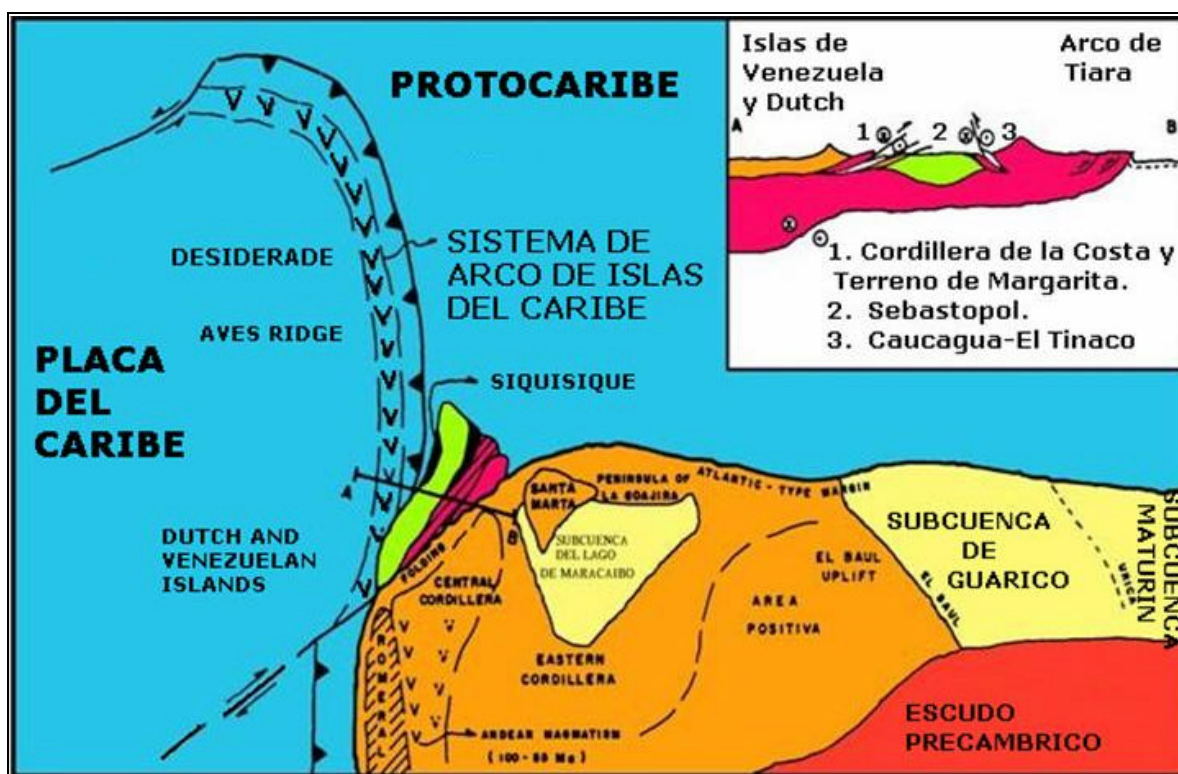


Figura N° 5. Santoniense a Eoceno temprano (Modificado de Ostos, 1990)

- Eoceno a Reciente: Durante esta etapa en el margen septentrional de Venezuela se presenta un intenso tectonismo a causa del incremento de la compresión, en dirección Noroeste a Sureste, en el Norte de América del Sur, debido a que el movimiento relativo de Suramérica con respecto a Norteamérica cambió a convergente. Al mismo tiempo la placa del Caribe se movió hacia el Este debido a la colisión entre las Antillas y las Bahamas, lo que ocasionó una rotación en sentido de las agujas del reloj del terreno transpresional de Venezuela (Figura N° 6). Durante el Oligoceno tardío el terreno transpresional continúa su movimiento hacia el Oriente a través de la zona de fallas transcurrentes generadas por la migración de la placa del Caribe (Figura N° 7).

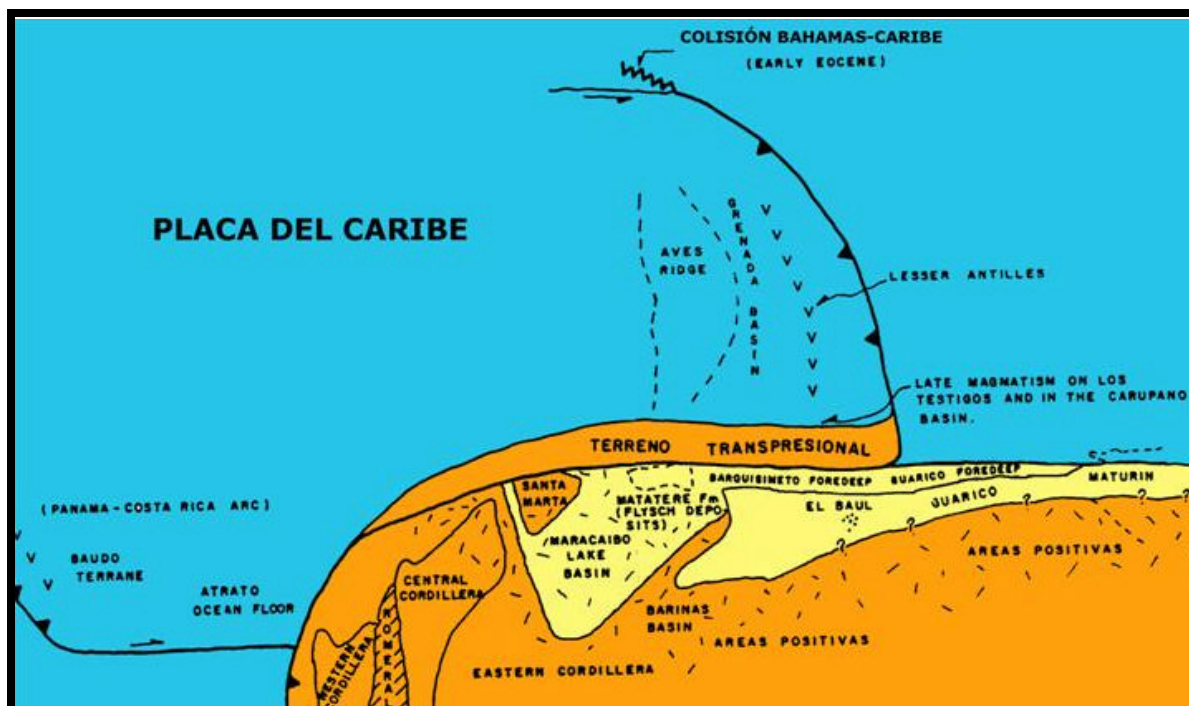


Figura N° 6. Eoceno medio a tardío ~ 40 Ma (Modificado de Ostos, 1990)



Figura N° 7. Oligoceno tardío (Modificado de Ostos, 1990)

- Mioceno a Reciente: La convergencia entre Norteamérica y Suramérica caracteriza a este periodo por deformaciones a lo largo de todo el Caribe (Figura N° 8).

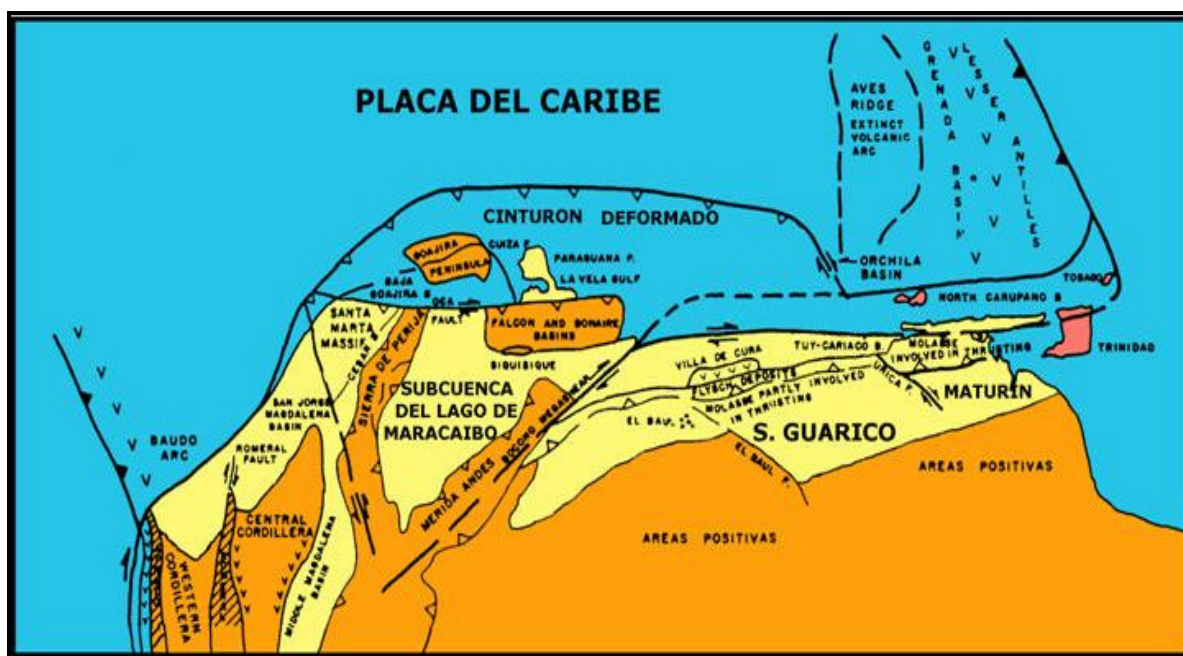


Figura N° 8. Mioceno tardío (Modificado de Ostos, 1990)

2.2 CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

La Cuenca Oriental de Venezuela, conformada por las subcuencas de Guárico y Maturín, es una de las cuencas atlánticas más extensas del Norte de Suramérica. Sus límites vienen dados por las rocas precámbricas del Escudo de Guayana al Sur, el arco de El Baúl al Oeste, la plataforma continental del Atlántico al Este, y la Cordillera de la Costa/Villa de Cura y los cinturones ígneos y metamórficos de Araya/Paria al Norte (Mascle y Letouzey, 1990).

Las subcuencas de Guárico y Maturín se encuentran separadas por el Arco de Urica, el cual estuvo activo desde el Mioceno hasta el Holoceno (Young et al., 1956; Dallmus, 1965; González de Juana et al., 1980). El área total de la cuenca es de aproximadamente 165000 Km² (Cepet, 1989; Aymard et al., 1990).

Durante el periodo de relleno, la cuenca tenía forma de “U” abierta hacia el Este; una cordillera en proceso de levantamiento formaba su extremo Norte y una plataforma de aguas someras apoyada sobre el borde estable del Cratón de Guayana, su extremo Sur. Esta configuración determina el inicio asimétrico de la cuenca, con su zona axial situada hacia el Norte donde se acumuló el mayor volumen de sedimentos (González de Juana *et al.*, 1980). En cuanto a los ambientes de depositación se tiene que las condiciones continentales (conglomerados, capas rojas y volcánicas alcalinas) durante el Jurásico fueron reemplazadas por condiciones pelágicas en el Cretácico asociadas con el ciclo transgresivo. Posteriormente una regresión diacrónica indica el probable comienzo de la subducción o colisión en el Noroeste de Sur América (Ostos, 1990).

2.2.1 Subcuenca de Guárico

La Subcuenca de Guárico comprende la parte Oeste de la Cuenca Oriental de Venezuela. Geográficamente se ubica en el Estado Guárico y en la parte Norte del Estado Anzoátegui. Estructuralmente, la parte Norte de la subcuenca, presenta un marco tectónico complejo a causa del frente de deformación donde se ubica el sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga sedimentos cretácicos y terciarios. Contrario a esta situación, en el Sur, las estructuras son más sencillas y están definidas por evidencias de depresiones estructurales en las que se preservan depósitos jurásicos y paleozoicos, con acuñamiento de las rocas cretácicas y terciarias hacia el Escudo de Guayana (WEC, 1997).

La Subcuenca de Guárico se ve limitada al Este por el corrimiento de Anaco y la proyección de la falla de Altamira, al Oeste por el Arco de El Baúl, al Norte por el corrimiento frontal de la Serranía del Interior y al Sur por el Escudo de Guayana.

El arco de Urica representa el límite estructural entre las Subcuencas de Guárico y Maturín, donde se observan domos y pliegues cónicos cortados por fallas transcurrentes dextrales paralelas a la falla de Urica (Campos *et al.*, 1985). Las fallas de Cerro Pelado y Anaco representan las fallas normales lístricas que fueron activadas desde el Cretácico hasta el Mioceno temprano. Posteriormente durante el Mioceno medio la extensión

continuó, provocando que las fallas de Cerro Pelado y Anaco siguieran creciendo. En el Mioceno medio a tardío las fallas lístricas se invirtieron a causa de la orogénesis que levantó el Noreste de Anzoátegui, creando domos con orientación N80E (Campos et al., 1985). A partir del Mioceno tardío hasta el Reciente no ha habido más evidencias de compresión, a excepción de los desplazamientos de terrazas del Pleistoceno por la falla de Urica (Campos, et al., op. cit.).

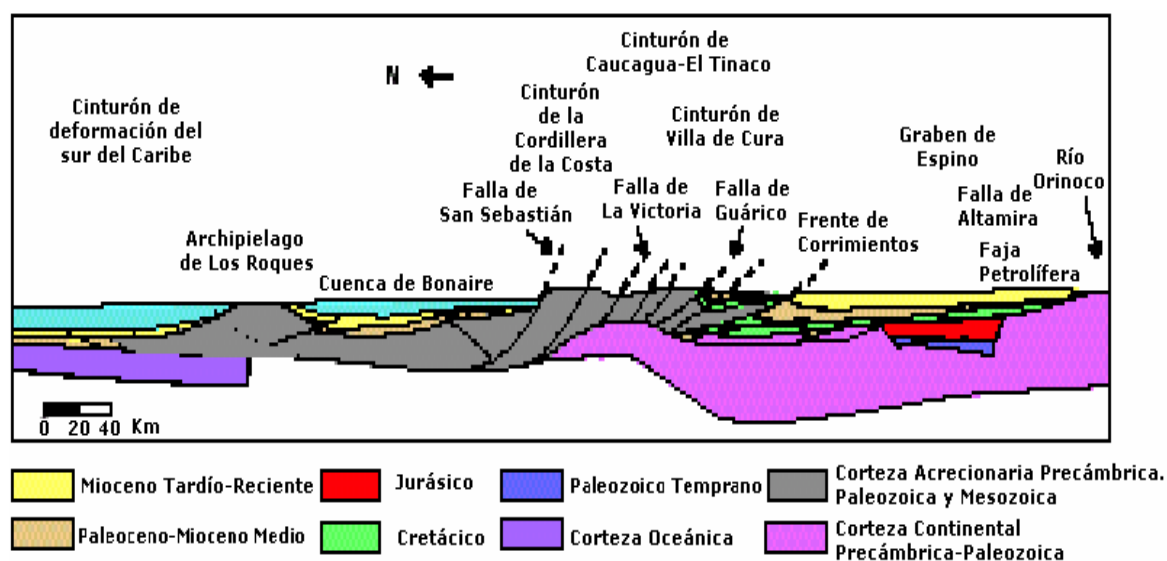


Figura N° 9. Corte geológico conceptual de la Subcuenca de Guárico en dirección N-S (WEC, 1997)

2.3 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La Subcuenca de Guárico se presenta como una depresión estructural localizada al Occidente de la Cuenca Oriental de Venezuela, que preserva depósitos que abarcan desde el Paleozoico hasta el Reciente, los cuales suprayacen sobre el complejo de rocas ígneo-metamórficas que conforman a la estructura precámbrica del Escudo de Guayana.

Los eventos tectónicos que afectaron en mayor grado la configuración de esta subcuenca, tuvieron lugar en el periodo Triásico(?)-Jurásico, durante la formación del graben de Espino, las fallas de Hato Viejo y estructuras menores de rumbo Noreste-

2.3.1 Pre-Cámbrico

Denominado basamento ígneo-metamórfico, pertenece al Cratón precámbrico del Escudo de Guayana; está compuesto por rocas de composición granítica de edades comprendidas entre 3600 a 800 Ma y tiende a profundizar hacia el Norte, desde el río Orinoco hasta la parte inferior del pliegue frontal de la Serranía del Interior.

2.3.2 Paleozoico

Está representado por las formaciones Hato Viejo, Carrizal y una unidad constituida por sedimentos de edad carbonífero preservados en el Graben de Espino.

➤ Formación Hato Viejo

La unidad es esencialmente una arenisca de grano fino a grueso, colores gris-rosado, gris y gris oscuro, friable, dura, maciza y áspera, ligeramente calcárea y en partes muy micácea y pirítica; los granos son redondeados y muy bien cementados. La arenisca contiene conglomerados y peñas de cuarcita a intervalos irregulares; localmente, se presentan vetas de calcita a lo largo de fracturas. La edad de esta formación ha sido modificada a Cámbrico temprano, de acuerdo al cambio en edad sufrido por la Formación Carrizal, suprayacente (Di Giacomo, 1985). El ambiente de sedimentación es continental, y sus sedimentos representan el relleno de cuenca (facies fluvial y/o piedemonte) de una fase erosiva, contemporánea o subsiguiente a un período de intensa actividad tectónica.

➤ Formación Carrizal

La Formación Carrizal está constituida por una espesa secuencia de arcilitas verdosas a gris oscuro, duras, masivas y densas, ocasionalmente teñidas de rojo, duras y compactas. Di Giacomo (1985) le asignó una edad Cámbrico temprano. Esta formación fue depositada bajo condiciones de ambiente marino (nerítico), en aguas someras y condiciones de corriente típicas de llanuras de marea.

➤ ***Carbonífero (?) sin diferenciar***

En un pozo ubicado en el área de Zuata, que penetró las secuencias depositadas dentro de la fosa tectónica llamada Graben de Espino, se halló una secuencia sedimentaria desconocida en otras parte de la cuenca y que corresponde a los sedimentos paleozoicos. Se trata de una secuencia de clásticos finos cuya edad en base a determinaciones palinológicas corresponde al Carbonífero medio a tardío (PDVSA, 1983).

2.3.3 Mesozoico

Los sedimentos mesozoicos empiezan a depositarse en el Jurásico tras un largo periodo erosivo; dichos depósitos comprenden capas rojas continentales y coladas basálticas que se asocian a la apertura continental (“rift”) que en el Jurásico superior marca la creación del Golfo de México.

2.3.3.1 Jurásico

Durante este periodo se depositó una secuencia sedimentaria compuesta por alternancia de areniscas y lutitas, de colores rojos y verdes típicamente correspondientes a secuencias de capas rojas conocida como la Formación Ipire; esta unidad está restringida al Graben de Espino. El ambiente sedimentario es fluvial y lacustre, cambiante y efímero, con deposición rápida, continua y de escaso transporte.

A corta distancia del tope de esta formación, se encuentra intercalada una colada lávica de 113 m de espesor, conocida como Basalto de Altamira; tras ser analizada se concluyó que se trata de basaltos alcalinos con tendencia toleítica emplazados como producto de una colada sub-aérea de efusión fisural. Las dataciones radiométricas realizadas a dichas coladas, por el método K/Ar, le confieren edades absolutas de: 157 ± 5 m.a. a 162 ± 8 m.a. (Moticska, 1985), lo que corresponde al Jurásico medio-tardío. Por lo general, estos sedimentos terrígenos son estériles, sólo en el pozo exploratorio NZZ-108 a

8330' de profundidad, se halló un horizonte con polen y esporas de edad Jurásico temprano a tardío (PDVSA-INTEVEP, 1997).

2.3.3.2 Cretácico

Discordante sobre la secuencia del Jurásico, dentro del Graben de Espino, y sobre la Formación Carrizal fuera del graben, se encuentran presentes los sedimentos clásticos cretácicos nombrados como Grupo Temblador. Esta unidad se divide en las formaciones Canoa y Tigre.

➤ Formación Canoa

Está compuesta por conglomerados de grano fino y areniscas conglomeráticas, areniscas, limolitas y arcilitas generalmente moteadas con manchas grises, gris verdoso, amarillo, marrón, rojo, púrpura (Hedberg, 1950). En el subsuelo de Guárico, consta de lutitas y arcilitas irregularmente estratificadas, típicamente abigarradas, en tonos de gris, verde, rojo, amarillo y morado, con algunas areniscas moteadas (Patterson y Wilson, 1953). La unidad se adelgaza hasta desaparecer al sur, hacia el escudo de Guayana, así como hacia el área de Hamaca (Latreille et al., en Isea, 1987). Sinanoglu (1984) concluyó que la edad más probable es Aptiense(?)-Albiense medio. La presencia de conglomerados y restos de plantas, sugiere su depositación en ambientes continentales (Hedberg y Funkhouser, 1947).

➤ Formación Tigre

La Formación Tigre se define como una secuencia variable, irregularmente estratificada, de areniscas y limolitas de grano fino, glauconíticas, gris a gris verdoso areniscas gruesas friables y espesas, limolitas gris a gris verdoso y lutitas carbonosas y fosfáticas (Hedberg y Funkhouser, op cit). Hay intercaladas en la sección, calizas dolomíticas y dolomías en capas blanquecinas, delgadas, duras y con frecuencia fosilíferas y glauconíticas. Se presentan pocos intervalos de arcilitas blancas y moteadas (Hedberg y Funkhouser, op. cit.).

La presencia en forma persistente en la región de Guárico de un nivel de calizas (Patterson y Wilson, 1953) ha dado lugar a una división de la formación en tres miembros: La Cruz, Infante y Guavinita. Van Erve (1985) establece con base en la presencia de palinomorfos, un rango de edad variable entre el Albiense y el Santoniense, con un hiatus en el Cenomaniense. El ambiente sedimentario de la formación es generalmente profundo y de tipo talud, con el desarrollo de ambientes de plataforma hacia el Sur de la región de Guárico. La transición fue muy suave y con pocas diferencias. La plataforma presentaba variaciones en extensión, lo que causó variación en los espesores y texturas de las calizas (Cabrera y Villain, 1987).

2.3.4 Cenozoico

Esta secuencia está constituida por tres ciclos sedimentarios de transgresión-regresión, siendo el más antiguo en el Oligoceno y los otros dos restantes en el Mioceno.

2.3.4.1 Terciario

➤ Formación Roblecito

La formación consiste de lutitas gris a gris oscuro, medianamente duras, físis, comúnmente limosas, no-calcáreas, frecuentemente glauconíticas y microfosilíferas. Los 150-160 m, tanto basales como superiores, se vuelven más limosos y finamente arenosos, carbonáceos y micáceos, gradando en muchos niveles a areniscas laminadas muy arcillosas de grano muy fino. Las lutitas, limolitas y areniscas de la parte basal muestran bioturbaciones, laminaciones onduladas, rizaduras de corriente, estratificación cruzada de torrente ("hummocky cross-bedding") y estratificación de espina de pescado ("herringbone cross-bedding"), además de niveles de pelecípodos (PDVSA-INTEVEP, 1997).

La formación se acuña erosionalmente hacia el Oeste contra el Arco de El Baúl, y se acuña estratigráficamente al este de los pozos de Retumbo, Aníbal y Las Ollas, contra el

Alto de Anaco. La edad asignada es Eoceno-Oligoceno, con un ambiente marino profundo entre plataforma externa y batial (PDVSA-INTEVEP, 1997).

➤ **Formación Merecure**

Según Funkhouser et al. (1948), la Formación Merecure incluye mas de 50% de areniscas, de color gris claro a oscuro, masivas, mal estratificadas y muy lenticulares, duras, de grano fino a grueso, incluso conglomeráticas, con estratificación cruzada y una variabilidad infinita de porosidad y permeabilidad; en las que el crecimiento secundario de cuarzo es común. Se separan por láminas e intervalos delgados de lutitas de color gris oscuro a negro, carbonáceas, irregularmente laminadas, algunas arcilitas ferruginosas y ocasionales lignitos.

Arnstein et al. (1985) plantean que la Formación Merecure, del flanco sur de la subcuenca de Maturín, es de edad Mioceno medio, mientras que en la región noreste, la unidad equivalente es Oligoceno y está representada por las formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual. Campos et al. (1985) interpretan un ambiente de deposición variable de lagunas y aguas salobres a francamente marinas.

➤ **Formación Oficina**

Audemard et al. (1985) describen la Formación Oficina dividiéndola en tres unidades: la Unidad I (Miembro Morichal del área de Cerro Negro; Formación Oficina Inferior en Zuata) caracterizada por areniscas masivas progradantes y la intercalación de lutitas y areniscas transgresivas; la Unidad II (Miembro Yabo del área de Cerro Negro; Formación Oficina Media en Zuata) representa una secuencia lutítica con intercalaciones ocasionales de areniscas y limolitas; la Unidad III (miembros Jobo y Pilón del área de Cerro Negro; Formación Oficina Superior de Zuata) es una secuencia predominantemente arenosa. En lo que respecta a la edad, Campos et al. (1988), propone que la Formación Oficina pertenece al Mioceno temprano y medio. El ambiente sedimentario puede resumirse como repeticiones de ciclos caracterizados por transgresiones marinas, asociadas a caídas del nivel del mar, y progradaciones de la plataforma (Campos et al., op cit.).

➤ **Formación Freites**

Según Hedberg y Funkhouser (1947) la Formación Freites está compuesta por lutitas físis verdes a gris verdoso, con areniscas en el tope y la base, que permiten la subdivisión de la unidad en tres intervalos: un intervalo superior de unos 100 m, con capas delgadas de areniscas arcillosas de grano fino, de color blanco verdoso, algo glauconíticas y muy persistentes lateralmente, seguido de un intervalo predominantemente lutítico, y un intervalo inferior de aproximadamente 100 m de lutitas intercaladas con areniscas verde-amarillentas, de grano medio a grueso, glauconíticas, calcáreas o sideríticas y muy fosilíferas. Las zonaciones de Isea (1987) y Audemard et al. (1985) ubican a la formación en el Mioceno medio.

En la mayor parte de la cuenca, la Formación Freites representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media. La parte superior corresponde de nuevo a ambientes de aguas llanas.

➤ **Formación Las Piedras**

La Formación Las Piedras consiste en areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, interlaminada con lutitas gris a verdoso, arcilitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg, 1950). También se encuentran algunas calizas arenosas duras y de color verde.

González de Juana (1946) atribuyó una edad Plioceno, basado en su posición estratigráfica discordante encima de la "Formación Punche" (Freites) de edad "decididamente Mioceno tardío". Los pocos fósiles y sus relaciones estratigráficas indican la edad de Mioceno tardío a Plioceno. En cuanto al ambiente de depositación se determinó que la formación fue depositada en un ambiente deltáico a marino somero (Barnola, 1960).

2.3.4.2 Cuaternario-Reciente

➤ Formación Mesa

La Formación Mesa consiste de arenas de grano grueso y grava, con cemento ferruginoso, cementadas y muy duras; conglomerado rojo a casi negro, arenas blanco-amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limonita (González de Juana, 1946). En la Mesa de Tonoro se observan capas lenticulares de conglomerado, arenas, y algunas arcillas. Al noroeste de Santa Rosa existe una capa lenticular de conglomerado, de más de 25 m de espesor, con delgadas intercalaciones de arenas.

El espesor de la Formación Mesa es muy variable, pero en términos generales disminuye de norte a sur, como consecuencia del cambio en la sedimentación fluvio-deltáica y aumenta de oeste a este, por el avance de los sedimentos deltáicos (González de Juana et al., 1980).

Esta formación presenta fósiles de agua dulce, asociados con arcillas ligníticas y restos de madera silicificada (González de Juana et al., op cit.). Con base en la relación transicional con la Formación Las Piedras (Plioceno), se ha postulado una edad Pleistoceno para la Formación Mesa.

Según González de Juana (op cit.), la Formación Mesa es producto de una sedimentación fluvio-deltáica y paludal, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma que avanza hoy el delta del río Orinoco. El mayor relieve de las cordilleras septentrionales desarrolló abanicos aluviales que aportaban a la sedimentación clásticos de grano más grueso, mientras que desde el sur el aporte principal era de arenas. En la zona central se ha postulado la existencia de cienagas. Coplanarh (1974) considera que los sedimentos de la formación representan depósitos torrenciales y aluviales, contemporáneos con un levantamiento de la Serranía del Interior.

EDAD		FORMACIÓN	LITOLOGÍA	FASE TECTÓNICA
CENOZOICO	RECIENTE	ALUVIONES		CUENCA ANTEPAÍS Y PLEGAMIENTOS
	PLEISTOCENO	MESA	Arenisca de grano grueso y grava	
	MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO	LAS PIEDRAS	Areniscas micáceas gris verdosas	
	MIOCENO MEDIO-TARDÍO	FREITES	Lutitas físis verdes a gris con areniscas en el tope y base	
	MIOCENO TEMPRANO-MEDIO	OFICINA	Secuencias de areniscas, lutitas y limolitas	
	MIOCENO MEDIO-OLIGOCENO	MERECURE	Areniscas mal estratificadas y lutitas irregularmente laminadas	
	EOCENO-OLIGOCENO	ROBLECITO	Lutitas grises, limosas, no calcáreas y microfósilíferas	MARGEN PASIVO
MESOZOICO	ALBIENSE-SANTONIENSE	TIGRE	Areniscas y limolitas de grano fino gris y verdes	
	APTIENSE-ALBIENSE	CANOA	Conglomerados de grano fino, areniscas, limolitas y arcillitas	APERTURA "RIFTING"
	JURÁSICO MEDIO-TARDÍO	IPIRE	Areniscas y lutitas de colores rojos y verdes	
PALEOZOICO	CARBONÍFERO (?)	-	Areniscas y limolitas multicolores	PRE - APERTURA
	?	?	?	
PRECÁMBRICO		-	Rocas cristalinas	BASAMENTO

Tabla N° 1. Columna estratigráfica generalizada del área del Graben de Espino, donde se aprecia la relación de la litoestratigrafía con las fases evolutivas de la cuenca. Por no haber penetración del basamento cristalino dentro del Graben, se desconoce la naturaleza y composición de la serie paleozoica por debajo del nivel Carbonífero (?) penetrado hasta la fecha. La presencia de las formaciones cámbricas Carrizal y Hato Viejo fuera del graben hace factible su presencia dentro de éste.

2.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL

La evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela (Tabla N° 2) se puede dividir en tres etapas: “Rifting” o apertura continental Jurásico-Cretácico del sustrato Paleozoico, margen pasiva del Cretácico-Oligoceno y cuenca “foreland” o antepaís del Mioceno-Plioceno. Originalmente, el área donde se formó la Cuenca Oriental pertenecía al supercontinente de Pangea, y con base en evidencias como la tasa y ambiente de sedimentación de las rocas que se depositaron durante el Paleozoico se ha sugerido que, previo a la apertura, dicha área fue parte de un escenario paleozoico continental a marino marginal (Stover, 1967; Gonzalez de Juana et al., 1980; Feo Codecido et al., 1984; Erlich y Barret, 1990).

2.4.1 “Rifting” o apertura continental

El “rifting” que afectó la configuración del norte de Suramérica fue consecuencia de la apertura diacrónica del Atlántico Norte central, cuando Norteamérica se separó de Gondwana (Pindell y Dewey, 1982). Con base en estudios sedimentológicos se ha indicado que el “rifting” en el este de Venezuela fue al menos pre-Barremiense. Aportes de datos radiométricos en rocas ígneas atribuyen una edad Triásico tardío-Jurásico Temprano para la fase de ruptura (Macdonald y Opdyke, 1974; Feo Codecido et al., 1984; Moticska, 1985). Las capas rojas que distinguen los depósitos del Triásico-Jurásico se observan en Colombia, al Noroeste de Venezuela, y se presentan con intercalaciones de basaltos del Jurásico Tardío en el Graben de Espino en la Cuenca Oriental de Venezuela (González de Juana et al., 1980; Feo Codecido et al., op cit.; Moticska, op cit).

2.4.2 Margen continental pasivo

Con el comienzo de esta etapa finaliza la apertura continental durante el Jurásico tardío o Cretácico temprano, para dar paso a una sedimentación de clásticos mayormente marinos que fueron depositados a lo largo de la margen continental formada en el Norte de Suramérica (Erlich y Barret, 1992). Dichos clásticos parecen haber empezado a ser

depositados en el área de estudio durante el Neocomiense con areniscas continentales/fluviales/deltaicas y lutitas de la Formación Barranquín (Hedberg, 1950; Osten, 1957; González de Juana et al., 1980; Rossi et al., 1987).

Los clásticos marino/costeros del Grupo Temblador, depositados durante el Aptiense-Santoniense, conforman las rocas sedimentarias preservadas en la Subcuenca de Guárico (Erlich y Barret, 1992)

2.4.3 Cuenca “foreland” o antepaís

Según Erlich y Barret (1990), el proceso de compresión en el este de Venezuela comenzó en el Oligoceno medio, provocando que la fase de margen pasiva terminara diacrónicamente a lo largo del margen norte de Suramérica, siendo la primera evidencia estratigráfica de ello la erosión de la sección del Paleoceno tardío-Eoceno Temprano, consecuencia de la colisión y emplazamiento de la Cordillera de la Costa/Villa de Cura sobre el margen pasivo Suramericano. El proceso de deformación aún continúa como consecuencia del movimiento relativo hacia el este de la Placa del Caribe con respecto a Suramérica.

En la Subcuenca de Guárico la sedimentación de la cuenca “foreland” comenzó tras el levantamiento inicial y emplazamiento en el Eoceno temprano a medio. La sección del Mioceno-Plioceno se adelgaza por la depositación y erosión al Norte y Sur, y por erosión al Oeste de la Subcuenca de Guárico.

EDAD	TECTÓNICA	FACIES	GRÁFICO
PLIO-CUATERNARIO	CUENCA FORELAND	CONTINENTAL	
PLIOCENO MIOCENO	CUENCA FORELAND	CONTINENTAL	
OLIGOCENO CRETÁCICO	MARGEN PASIVO	CONTINENTAL MARINO	
TRIÁSICO(?)-JURÁSICO	RIFTING	MARINO CONTINENTAL	

Tabla N° 1. Síntesis de la evolución tectónica regional
(Modificado de Kingston et al., 1983)

2.5 GRABEN DE ESPINO Y SUS ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Esta depresión estructural de edad jurásica se encuentra ubicada en la Subcuenca de Guárico y se formó como consecuencia del periodo de “rifting” causado por la separación de las placas de Norte América y Sur América. Esta fosa tectónica preserva los únicos depósitos del Jurásico y del Carbonífero que se tienen en la Subcuenca de Guárico. Principalmente se sitúa al sureste de Guárico, pero estudios magnéticos sugieren que se extiende a través de Guárico, desde Barcelona, Anzoátegui, hasta la frontera con Colombia (Feo Codecido, et al., 1984).

El Graben de Espino contiene depósitos de capas rojas molásicas, equivalentes a la Formación La Quinta, los cuales presentan intercalaciones de coladas basálticas de carácter continental anorogénico cuyo emplazamiento se relaciona genéticamente con el sistema de fallas de Altamira, estableciendo un carácter de fallas corticales profundas para dicho sistema. Bajo el intervalo de capas rojas infrayacen depósitos carboníferos, y se ha encontrado evidencia palinológica en un núcleo tomado a 3435 m; sin embargo el espesor

total de esta secuencia es desconocido. Con respecto a la disposición del graben y los sedimentos que contiene se han hecho algunas estimaciones como por ejemplo el corte esquemático presentado por Moticska (1985) el cual se muestra en la Figura N° 11.

Las estructuras que se asocian al Graben de Espino son, principalmente: la Falla de Urica, la estructura de Anaco, la Falla de Altamira, el Semigraben de Aníbal Ron, la Falla de Tinajones, la Falla Guama Sabán, el Eje Dragal, la Falla Camoruco y el Alto de El Baúl (Figura N° 12).

2.5.1 *Falla de Urica*

La falla de Urica separa la Subcuenca de Maturín dentro de una zona de compresión, caracterizada por imbricaciones hacia el Norte, de una zona de tensión, que se distingue por trenes de fallamiento normal hacia el Sur. Además representa una de las mayores geosuturas en la evolución tectónica del Noreste de Venezuela.

Su extensión abarca 350 Km aproximadamente, prolongándose desde la zona de la falla de Coche al noroeste hasta el área de Tucupita al Sureste. Su desplazamiento es transcurrente de 35 Km aproximadamente. A través de interpretaciones sísmicas ha sido definida como una amplia zona de dislocación, de 10 Km o más de ancho, con un patrón de geometría “en flor” que es característico de fallas transpresivas (Munro y Smith, 1984).

2.5.2 *Estructura de Anaco*

El corrimiento de Anaco representa una línea de corrimiento de rumbo Noreste y buzamiento promedio de 45° al Noroeste (González de Juana et al., 1980). Se ubica en la parte central del Estado Anzoátegui con una extensión aproximada de 85 Km, desde el Sur del Campo El Toco hasta el Este del Campo La Ceiba. Su desplazamiento decrece de Este a Oeste, alcanzando un valor máximo de 7000' (2133.60m) en Santa Rosa y un valor mínimo de hasta unos 700' (213.63m) en Santa Ana; hacia el Oeste del Campo El Toco tiende a desaparecer. Al respecto se indica que antiguas interpretaciones sísmicas indican la presencia de una falla normal que continúa hacia el Oeste (Banks y Driver, 1957).

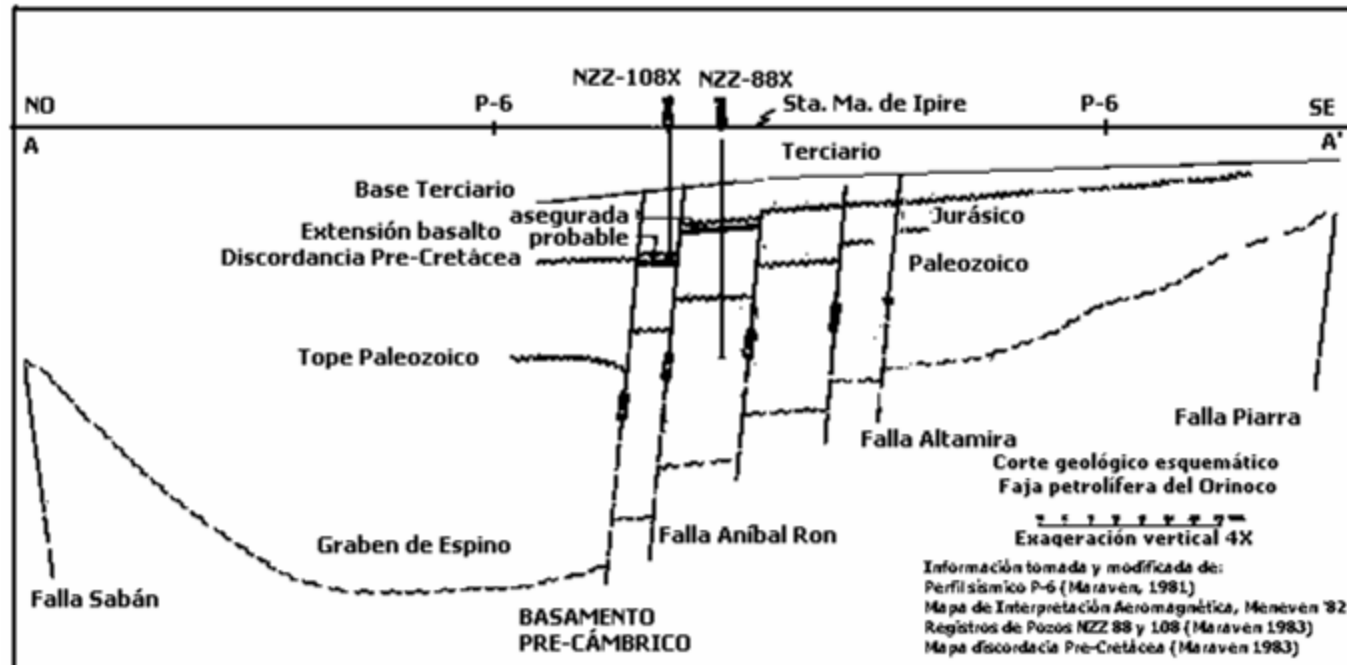


Figura N° 11. Corte esquemático del Graben de Espino
(Modificado de Motiscka, 1985)

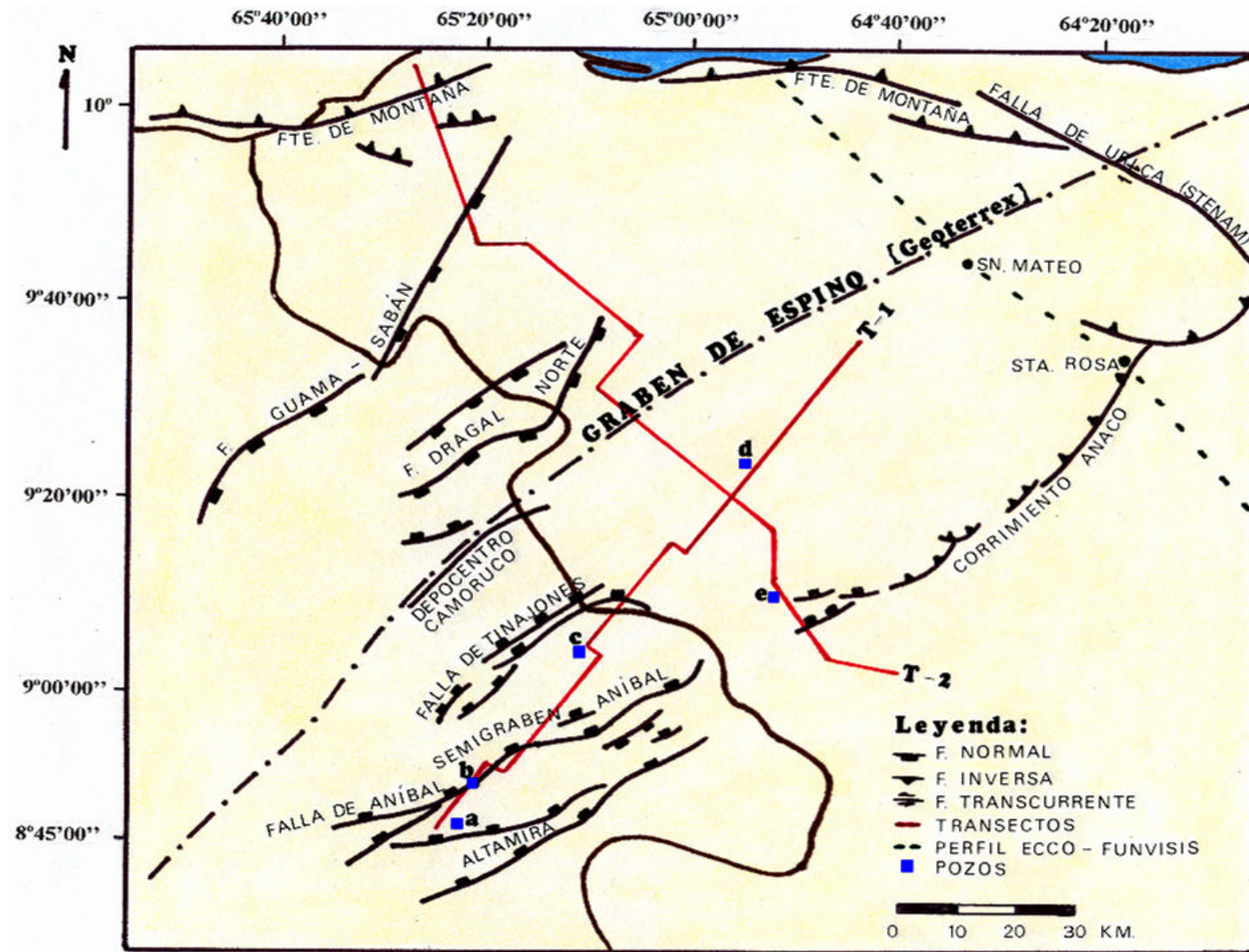


Figura N° 12. Mapa de estilos estructurales (Modificado de Choppin et al., 1989)

Banks (1956), basándose en el adelgazamiento anormal de ciertos estratos en el lado Sur de la falla, que pudo actuar como un labio levantado, opina que en un principio esta falla fue normal de buzamiento al Noroeste, y que fue invertida, posteriormente, a su posición actual. De hecho, en varias localidades del flanco Norte del corrimiento de Guárico se observan pliegues de arrastre que sugieren la presencia de fallas normales, posteriormente transformadas en corrimientos.

2.5.3 *Falla de Altamira*

Esta falla de tipo normal se extiende por 85 Km en dirección Noroeste. Se ubica al Norte de la Faja Petrolífera del Orinoco y se extiende hasta la estructura de Anaco. Esta falla parece estar conectada con dos fracturas escalonadas de extensión local, las cuales están inclinadas y tienen un desplazamiento hacia el Norte de unos 76 m (Gill y Betoret, 1975).

2.5.4 *Semigraben de Aníbal Ron*

Este semigraben se desarrolla debajo del Jurásico inferior y a partir de la Falla de Aníbal. Interpretaciones sísmicas destacan que el espesor máximo de los sedimentos que lo rellenan es de 12000' (3500m) y las velocidades intervállicas indican que dicho relleno es de tipo continental y que pertenece a una sola secuencia, la cual no presenta evaporitas.

Las fallas de Aníbal se presentan con una dirección N70°E. Dichas fallas son normales, con el lado deprimido hacia el Noroeste, y de rotura del basamento con apertura del graben. Presentan un salto vertical de varios miles de metros e información sísmica señala que los depósitos sedimentarios en el lado deprimido ocurrieron de modo sincrónico con el juego de fallas. A partir de correlaciones se ha determinado que la mayor actividad de las fallas ocurrió entre el Pérmico temprano y el Jurásico medio, siendo la edad más lógica Triásico (probable) y Jurásico confirmado por tres dataciones radiométricas K/Ar (Choppin et al., 1989).

2.5.5 *Falla de Tinajones*

Son fallas normales de orientación N45°E que desaparecen hacia el Noroeste, limitando con el levantamiento Aragua de Barcelona, planteándose la hipótesis de una falla transcurrente N50°E, para explicar esta brusca desaparición. Su periodo más activo ocurrió durante el periodo Pérmico-Jurásico. Hacia el suroeste, las fallas disminuyen rápidamente de salto vertical en el área del levantamiento Eje de Guárico, a medida que se aproximan a la Falla de Aníbal. (Choppin et al., 1989)

2.5.6 *Falla Guama Sabán*

La falla de Guama-Sabán no presenta basaltos asociados, tal como las fallas de Aníbal y de Altamira, sin embargo cumple funciones similares a las de dichas fallas al Noroeste del Graben de Espino. Presenta diferentes comportamientos y cambio de dirección en sus extremos al Este y Oeste, lo cual puede ser atribuido a la tectónica compresiva con componente sinistral del Cretáceo temprano (Choppin et al., 1989).

2.5.7 *Eje de Dragal*

Es una estructura compresiva, que puede ser descrita como un antiformal de orientación N60°E que se presenta plegado, muy fallado y erosionado antes del Cretáceo tardío, la cual fue posteriormente afectada por rejuvenecimientos de fallas paralelas al eje. La estructura muestra, paralela a su eje, una falla mayor llamada Dragal Norte con un salto hacia el Sur y unas fallas antitéticas, llamadas Dragal Sur.

Su origen corresponde al Cretáceo temprano, época de un régimen compresivo con componente sinistral, asociado al movimiento relativo de América del Norte respecto a América del Sur y de África.

Hacia el Suroeste, el Eje de Dragal se atenúa y parece desplazado de 8-10 Km hacia el Sureste por fallas transcurrentes; esta zona de rotura parece asociarse con la zona de cambio de dirección de la Falla Guama-Sabán (Choppin et al., 1989).

2.5.8 *Falla Camoruco*

La Falla de Camoruco se ubica en el extremo Noroeste de la parte alta del Depocentro de Camoruco y su dirección es paralela al eje de dicho depocentro.

Esta falla se observa claramente en la respuesta sísmica como una falla normal principal con el lado deprimido hacia el Noroeste. Su mayor periodo de actividad se presenta durante el pre-Cretáceo, reactivándose posteriormente antes del Oligoceno y al fin del Mioceno tardío (Choppin et al., 1989).

2.5.9 *Alto de El Baúl*

En el arco de El Baúl aflora una secuencia de rocas volcánicas mayormente efusivas sin evidencias de deformación, las cuales fueron designadas como Grupo Volcánico de Guacamayas y yace discordante sobre rocas metamórficas más antiguas. No se han encontrado evidencias que vinculen genética o temporalmente a dichas rocas volcánicas con la intrusión granítica de El Baúl, siendo las primeras las rocas más jóvenes expuestas en la zona (González de Juana et. al., 1980).

CAPÍTULO 3

3. MARCO TEÓRICO

3.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

La interpretación sísmica es utilizada como una herramienta geofísica a partir de la cual se pueden obtener estimaciones de la geometría de las capas, o estratos, y estructuras geológicas, con base en el análisis de las señales producto de las ondas acústicas que se reflejan en capas subyacentes.

Una superficie de discontinuidad entre dos capas produce que parte de la energía sónica incidente se refleje como consecuencia de un cambio de propiedades entre un medio y otro, generando un reflector sísmico. Una sección sísmica representa a dichos reflectores en un plano vertical que indica los tiempos de ida y vuelta que tarda la onda acústica en propagarse desde que es generada en superficie, por una fuente de energía, hasta ser detectada nuevamente en superficie, tras haberse reflejado.

Para lograr que una sección sísmica se presente libre de interferencias e interpretable es necesario que ésta sea modificada por procesos de transformación que, basándose en algoritmos matemáticos, mejoren la relación señal-ruido, la resolución vertical y la posición de los eventos geológicos.

La relación señal-ruido es la razón entre la energía de los eventos deseados (señal) y la energía restante (ruido). El ruido puede ser eliminado a través de la aplicación de filtros que eliminan las frecuencias no deseadas, sin embargo esto sacrifica parcialmente la señal.

La resolución vertical disminuye con la profundidad y se define como la menor distancia vertical entre dos interfaces litológicas que producen reflexiones discretas, las cuales puedan separarse visualmente.

Para corregir las distorsiones y ubicar las estructuras geológicas en su posición original se utiliza un proceso matemático que se llama migración, el cual corrige el ángulo

de buzamiento y la longitud de las capas subyacentes. Sin embargo, este artificio computacional puede incrementar el nivel de ruido, y generar eventos fantasmas y efectos de sonrisa (“smile”).

El proceso de interpretación sísmica enmarca, principalmente, tres pasos: La identificación de reflectores continuos correlacionables, la determinación de su continuidad y la relación de cada reflector con el horizonte geológico correspondiente (Figura N° 13).

POZO “A”

POZO “B”

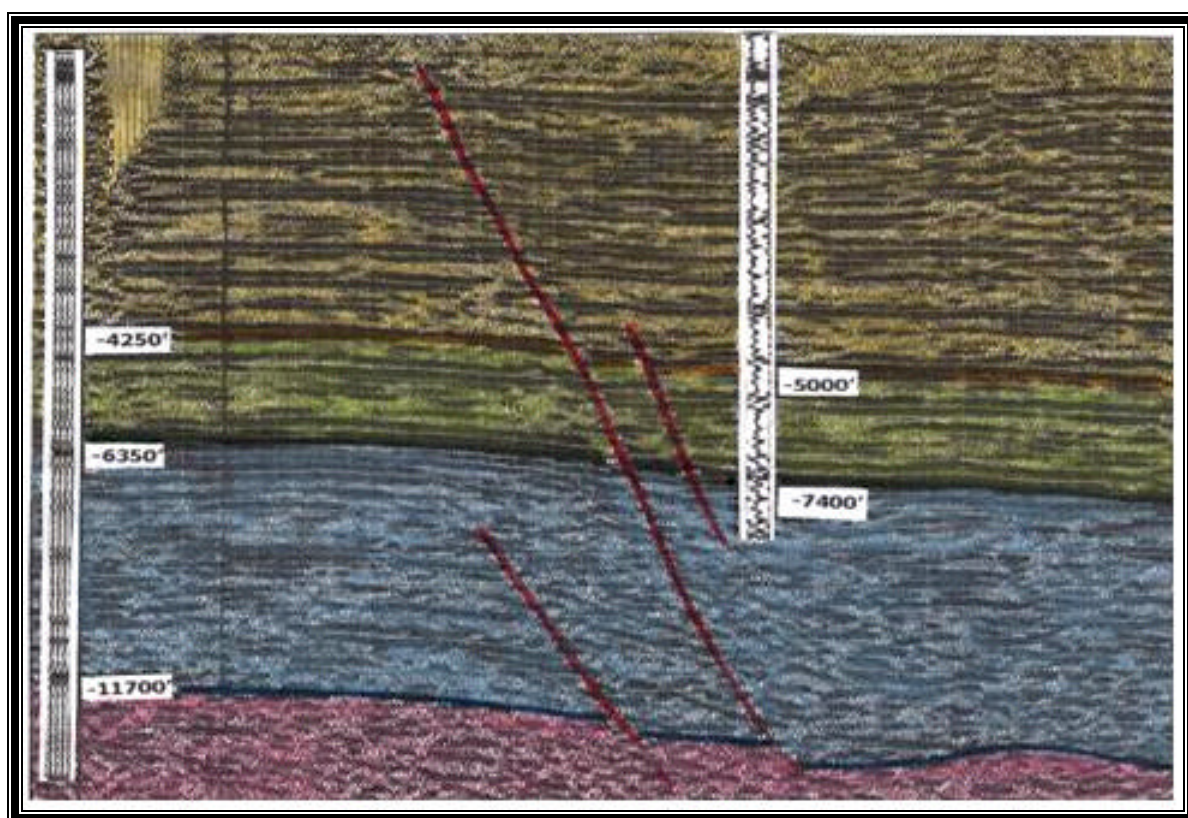


Figura N° 13. Interpretación de una sección sísmica (segmento tomado del transecto 1). Haciendo uso de los sismogramas sintéticos como herramientas de correlación sísmica-pozos de manera tal que los reflectores sísmicos interpretados se relacionen con su horizonte geológico correspondiente.

Para llevar a cabo el primer paso se deben reconocer los patrones o formas de las trazas, los cuales se distinguen por la amplitud de fase y la frecuencia. El segundo paso se basa en el reconocimiento de un evento en trazas sucesivas a lo largo de las secciones. Finalmente, el tercer paso se realiza para darle sentido geológico a la interpretación, para lo cual deben correlacionarse los datos sísmicos con los datos de pozos, lo que requiere que todos los perfiles registrados en función de la profundidad, sean representados en función del tiempo, y esto se logra conociendo la relación tiempo-profundidad. La conversión de la sección sísmica en tiempo a una sección en profundidad se logra a través del uso de datos de perfiles de pozos como “checkshots”, VSP (Perfil Sísmico Vertical), y/o a partir de sismogramas sintéticos.

Los “checkshots” son generados por un equipo que mide el tiempo que tarda en llegar un pulso de onda de sonido generado en superficie a un geófono anclado a una profundidad determinada en el pozo. Este registro también es utilizado para la calibración del perfil sísmico tal que, los valores Δt en cada intervalo coincidan con el tiempo medido por el “checkshot” entre los dos niveles que limitan dicho intervalo.

El sismograma sintético es una traza sísmica teórica que representa la convolución entre un pulso de onda teórico y los coeficientes aparentes de reflexión (R), calculados a partir de las informaciones del perfil de densidad y del sísmico (Figura N° 14).

La fuente de energía no emite un pulso de onda teórico, sin embargo la deconvolución de las señales recibidas en superficie por los geófonos produce señales que, teóricamente, son las que se obtendrían si dicha fuente generara un pulso teórico. Los tipos de pulso de onda teóricos utilizados generalmente en el cálculo del sismograma sintético se representan en la Figura N° 15.

El coeficiente de reflexión (R) se determina a partir del cociente entre la amplitud de la presión de la onda reflejada sobre la amplitud de la presión de la onda incidente. Dichas presiones pueden ser expresadas en función de las densidades (ρ) y velocidades de sonido (V) de las formaciones inmediatamente por encima y por debajo de la interfase.

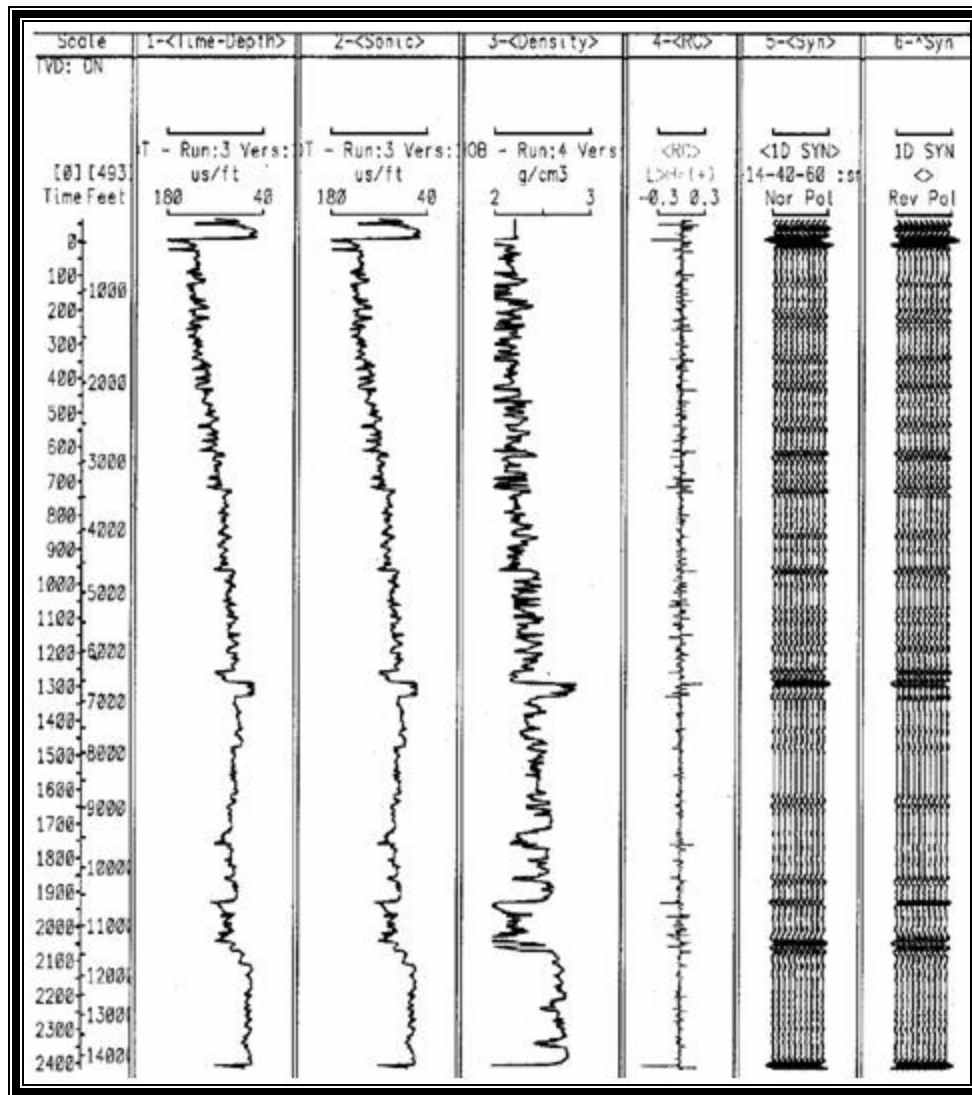


Figura N° 14. Sismograma sintético generado con los registros del pozo “A”

La relación de presiones así definida es:

$$R = P_r / P_i = (\rho_2 * V_2 - \rho_1 * V_1) / (\rho_2 * V_2 + \rho_1 * V_1)$$

Donde $\rho * V$ es la impedancia acústica del medio.

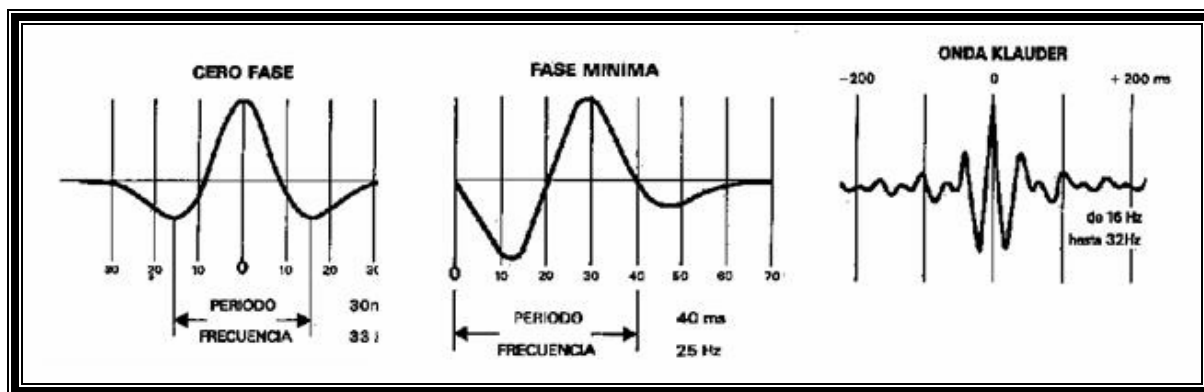


Figura N° 15. Ondículas teóricas (Schlumberger, 1981)

3.2 CORRELACIÓN DE INFORMACIÓN DE POZOS

La correlación de información de pozos relaciona las distintas mediciones o datos puntuales que se obtienen de distintos pozos, permitiendo representar la variación de las características y propiedades físicas de las formaciones en el subsuelo.

3.2.1 Registros de Pozos

Los registros representan la respuesta, en forma continua, de mediciones de las propiedades eléctricas, acústicas y radioactivas a lo largo del pozo.

3.2.1.1 Sónico

Esta herramienta se basa en la propagación de ondas acústicas para determinar la porosidad de la roca en la formación. Está conformado por un transmisor que emite un impulso sónico y por un receptor que lo capta y registra el tiempo, t , que requiere la onda acústica en recorrer un pie de formación. Dicho tiempo también es conocido como tiempo de tránsito interválico Δt y es el inverso de la velocidad de la onda. El valor de Δt en una formación depende de la litología y de la porosidad; entonces, conocida la litología, hace que el Perfil Sónico sirva como registro de porosidad.

Este perfil acústico presenta mediciones anómalas en casos como: 1) La presencia de cavernas por derrumbes en el pozo, donde la curva sónica presenta desviaciones

abruptas en sentido opuesto a las cavernas (Figura N° 16). 2) En arenas no consolidadas tiende a sobreestimar las porosidades, para lo cual debe aplicarse un factor de corrección en el cálculo.

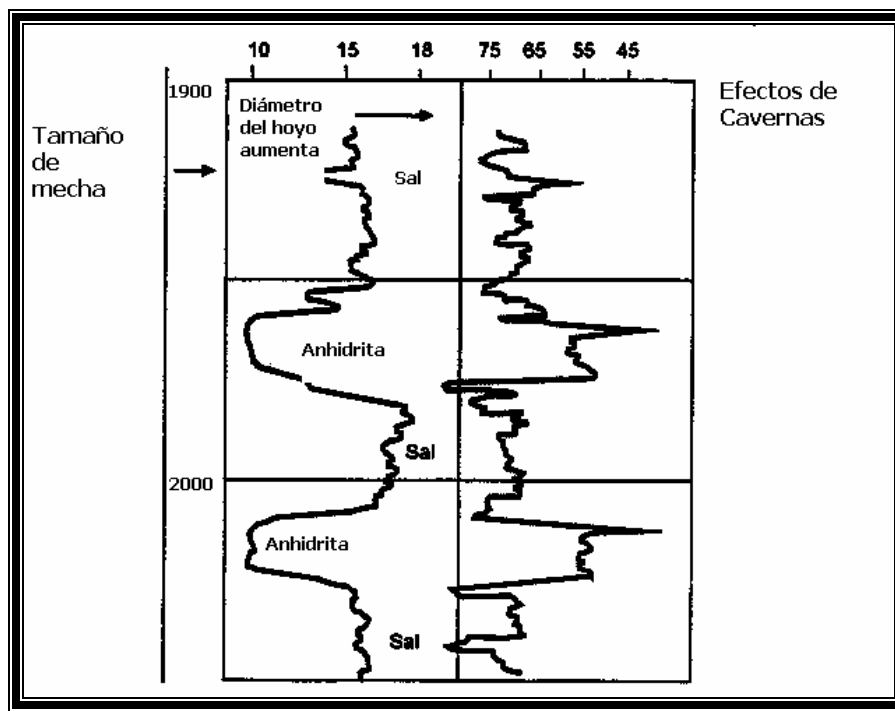


Figura N° 16. Registro sónico con efectos de cavernas
(Sylvain J. Pirson en Hung, J. E., 1997)

3.2.1.2 Densidad de Formación

Este perfil, además de estimar la densidad de las rocas se usa para determinar la porosidad de la formación y, empleado junto con otros perfiles, es utilizado para evaluar formaciones de litología compleja, formaciones arcillosas, identificar minerales y detectar arenas gasíferas.

La herramienta (Figura N° 17) consta de dos fuentes y dos detectores de rayos gamma. Los rayos gamma emitidos continuamente por la fuente penetran en la formación, en la cual colisionan con los electrones, lo que provoca que los rayos pierdan energía y se dispersen en todas direcciones. Los detectores captan estos rayos gamma de baja energía y generan una pulsación eléctrica que es enviada a la superficie. La densidad total de

formación puede ser determinada a través de este registro, pues la dispersión depende sólo de la densidad de los electrones en la formación, y ésta a su vez se relaciona directamente con la densidad total de la formación.

El dispositivo genera mediciones anómalas al ser utilizado en formaciones con contenidos de gas o lutitas, provocando, en ambos casos, disminución de la densidad aparente leída.

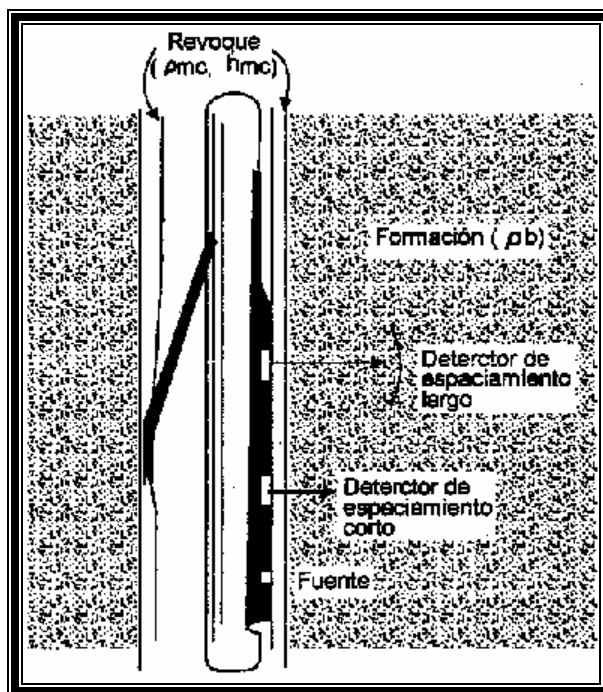


Figura N° 17. Dispositivo de Densidad Compensada (Schlumberger en Hung, J. E. 1997)

3.2.1.3 Curva del potencial espontáneo

Este perfil registra la diferencia entre el potencial eléctrico de un electrodo móvil en el pozo y el potencial eléctrico de un electrodo fijo en la superficie. El potencial espontáneo de la formación puede ser medido sólo si el lodo de perforación utilizado es conductor, pues éstos proveen la continuidad eléctrica entre el electrodo del SP y la formación. Además, si la resistividad del filtrado de lodo y la del agua de formación son relativamente iguales, las deflexiones de la curva de SP serán mínimas al igual que sus variaciones. Se utiliza principalmente para identificar zonas permeables y porosas, correlacionar las

unidades litológicas, y determinar el valor de resistividad del agua y de la arcillosidad de la formación.

Generalmente en zonas lutíticas la curva del potencial espontáneo muestra una línea más o menos recta que se denomina “línea base de lutitas”. En zonas permeables, la curva sufre desviaciones de dicha línea base, inclusive en las capas suficientemente gruesas, tienden a alcanzar una desviación esencialmente constante a la que se le designa el nombre de “línea de arenas” (Figura N° 18). El sentido de la deflexión (negativo o positivo) depende fundamentalmente de la diferencia de salinidad entre el agua de formación y el filtrado del lodo de perforación. Si la salinidad del agua de formación es mayor, la deflexión será hacia la izquierda y viceversa.

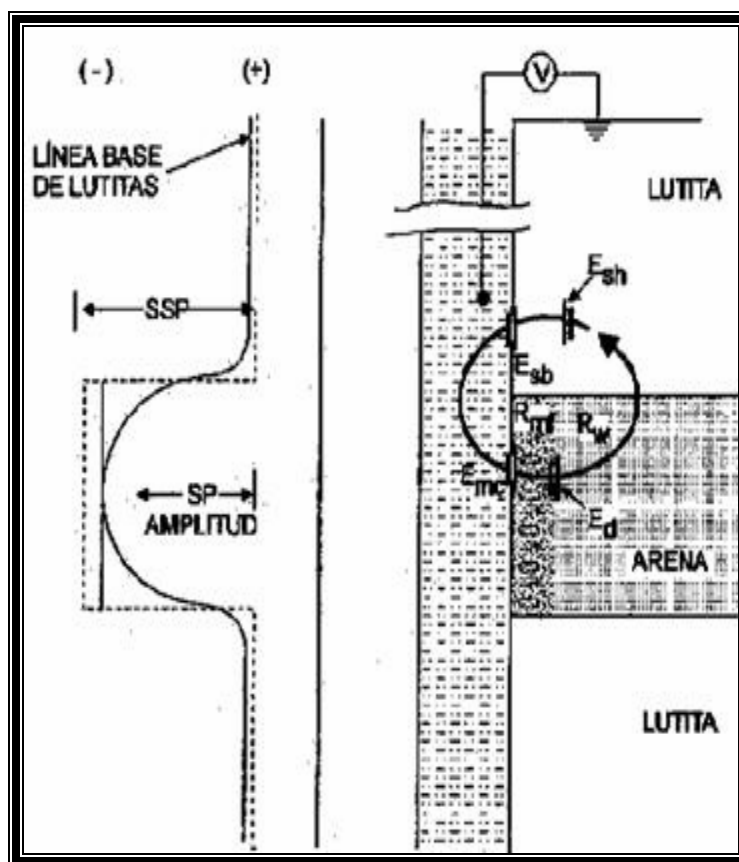


Figura N° 18. Origen del potencial espontáneo (John T. Dewan en Hung, J. E., 1997)

3.2.1.4 Neutrón

El dispositivo neutrónico está conformado por una fuente de neutrones rápidos y dos detectores (Figura N° 19). Los detectores están ubicados a una distancia de la fuente tal que el número de neutrones lentos contados sea inversamente proporcional a la concentración de hidrógenos en la formación. Dado que la presencia de hidrógeno se debe generalmente a los fluidos de la formación, y el volumen de los fluidos es directamente proporcional al volumen poroso, entonces la lectura determina directamente la porosidad de la formación. Este perfil puede correrse tanto a hoyo desnudo como entubado y con cualquier fluido dentro del pozo.

La herramienta presenta problemas de medición en arenas gasíferas pues el reemplazo del líquido por gas en el espacio poroso de una roca disminuye la concentración de hidrógeno del fluido en los poros. Como resultado de esto, la curva de perfil neutrónico, calibrada en función de la porosidad saturada de líquido, dará una porosidad anormalmente baja.

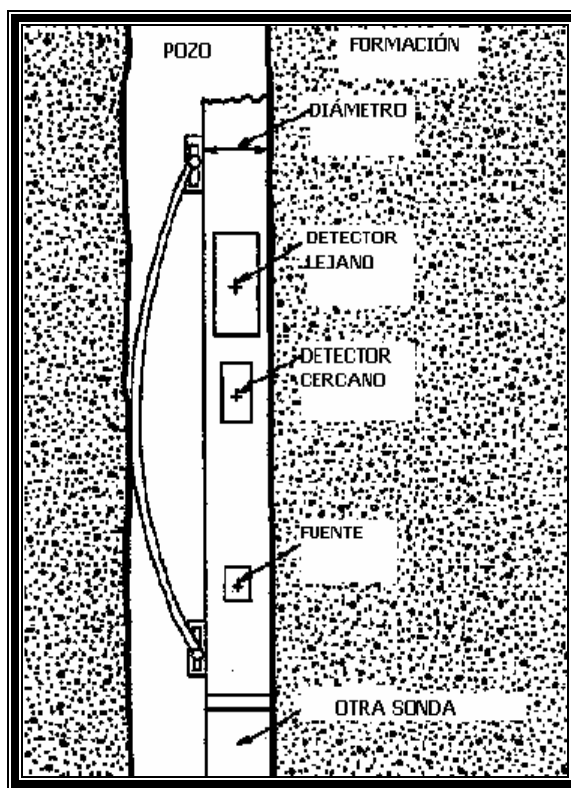


Figura N° 19. Esquema del dispositivo neutrónico (Schlumberger en Hung, J. E., 1997)

3.2.1.5 Resistividad (Lateroperfil)

El dispositivo de Resistividad emplea una serie de electrodos múltiples para desplazar la corriente lateralmente a través del lodo hasta la formación. En vista de que la corriente fluye en serie a través de la columna de lodo, el revoque, la zona invadida y la zona virgen, consiguiendo resistencia en cada una de estas zonas, se requiere corregir las lecturas por cada uno de estos factores, para determinar la resistividad de la zona virgen, R_t , (Figura N° 20).

Las ventajas que ofrece el dispositivo son: capacidad para operar en lodos muy salados y excelente definición de las capas. Sin embargo presenta problemas de medición cuando los pozos son perforados con lodos salinos, la formación presenta altas resistividades (más de 200 ohm-m) y las capas son más delgadas de diez pies.

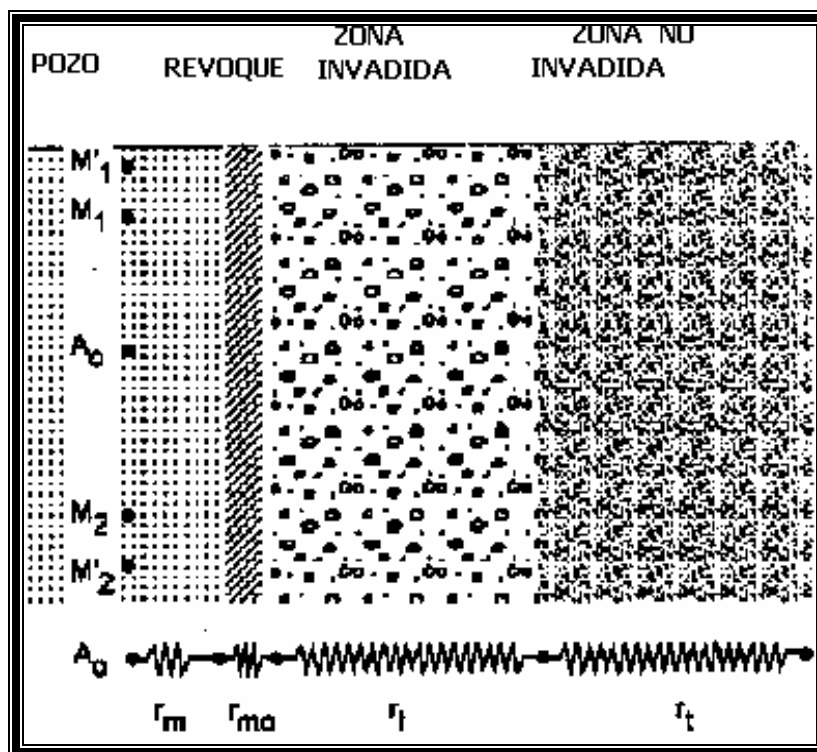


Figura N° 20. Circuito equivalente del flujo de corriente de un lateroperfil
(Schlumberger en Hung, J. E., 1997)

3.2.1.6 Rayos Gamma

A través de este registro se obtienen, de manera continua, mediciones de la radioactividad natural de las formaciones. Principalmente se utiliza para: correlacionar, determinar el contenido de arcillas de la formación y análisis mineralógico. Se fundamenta en la medición de las radiaciones naturales emitidas espontáneamente por algunos elementos radioactivos, como el Uranio, el Potasio y el Torio los cuales están presentes en las formaciones. Las lutitas son las que contienen mayor concentración de sales radioactivas y por lo general, son mucho más radioactivas que las arenas, calizas y dolomitas, salvo algunas excepciones.

Este perfil puede correrse en pozos desnudos o revestidos, vacíos o llenos de fluido de cualquier tipo. La medición se realiza en unidades API, generalmente, las arenas limpias y los carbonatos tienen radioactividad que varían desde 15 a 20 unidades API, mientras que en lutitas la fluctuación es entre 120 y 240 (Figura N° 21).

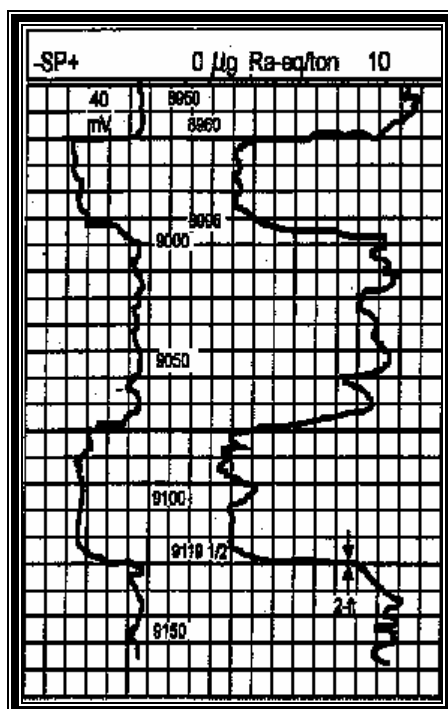


Figura N° 21. Perfil de Rayos Gamma y SP
(John T. Dewan en Hung, J. E., 1997)

3.3 Evaluación de Formaciones

Es el proceso que usa las mediciones hechas en un pozo (“in situ”) para evaluar las características físicas de las formaciones.

3.3.1 “Mud Log”

Se basa en mediciones relacionadas con las operaciones de perforación en sí y las relacionadas con la evaluación de formaciones (Figura N° 22).

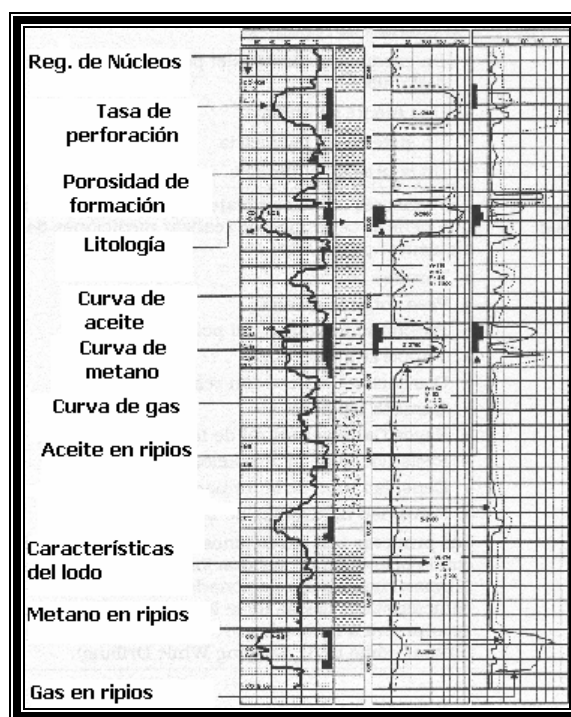


Figura N° 22. Presentación de los datos del registro de lodo
(J. D. Haun y L. W. Leroy en Hung, J. E., 1997)

Este método representa una gran ayuda en el estudio de pozos exploratorios ya que le proporciona al evaluador datos en tiempo real. Las mediciones de interés para el evaluador de formaciones son: Rata de penetración, detección y análisis de gas presente en el lodo, detección y análisis del gas presente en los cortes (ripios) y descripción y análisis de los cortes.

En la descripción y análisis de los ripios se efectúa una inspección visual que generalmente determina lo siguiente: Litología, color, textura, tamaño de los granos, fósiles, porosidad aproximada, presencia de hidrocarburos. Las limitaciones de este método se relacionan con la gran dependencia de la calidad de los equipos y de la habilidad de los operadores, por lo que la mayoría de los resultados deben ser considerados como un aproximado.

3.3.2 *Núcleos*

La toma de núcleos se realiza con la finalidad de extraer muestras de la formación y sus fluidos porales, directamente del subsuelo hasta la superficie, preservarlos y transportarlos a laboratorio para ser analizados (Figura N° 23). Basados en su forma de extracción, estas muestras pueden ser de dos tipos: Núcleos continuos y núcleos de pared.



Figura N° 22. Foto de muestras de núcleos

Los principales factores responsables de que las muestras extraídas no conserven su estado original son: la Invasión del filtrado de lodo, y la reducción de la presión y la temperatura.

3.4 INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

Un mapa de Anomalías de Bouguer muestra las variaciones de la gravedad debido a los contrastes de densidad entre las distintas masas de rocas presentes en profundidad. La disposición de las curvas isoanómalas se corresponde con la sumatoria de los efectos que las distintas estructuras provocan en el campo gravitatorio terrestre. Las estructuras sedimentarias más próximas producen variaciones más rápidas y relativamente más agudas que las estructuras más profundas, las cuales producen variaciones más amplias y menos marcadas.

La interpretación cuantitativa de los mapas gravimétricos se refiere al modelaje de la disposición de las masas de rocas y sus aportes de densidad, lo cual genera una respuesta calculada de la anomalía gravimétrica que es comparada con la anomalía medida; si ambas coinciden, se tendría entonces una posible solución para la forma, profundidad y distribución de densidades de los cuerpos en el subsuelo. Sin embargo, la combinación de los parámetros antes mencionados permite obtener infinitos modelos que semejen la respuesta gravimétrica, es por ello que el control geológico y geométrico de los cuerpos generadores de la anomalía debe ser lo más exacto posible.

Siendo la forma, la profundidad y la distribución de densidades, los parámetros que rigen la respuesta gravimétrica, tener la mejor aproximación de sus valores disminuye la ambigüedad del modelo. La manera más exacta de controlar la forma de los cuerpos es a través de la interpretación de secciones sísmicas. La distribución de densidades puede restringirse si se utiliza información de perfiles de pozo tales como el de “Densidad de Formación”; también puede ser calculada a partir de la Ecuación de Gardner si se tiene información de las velocidades interválicas de los cuerpos. La Ecuación de Gardner et al. (1974) relaciona empíricamente a las velocidades acústicas con las densidades de las masas de rocas, a través de la siguiente expresión:

$$\rho = 0.23 * V^{0.25}$$

La profundidad de las capas puede ser determinada a partir de la interpretación sísmica y por el análisis espectral de los datos gravimétricos observados. Dicho análisis se

basa en la aplicación de filtros, en el dominio de Fourier, a una malla de datos en el dominio del espacio para transformarlo al dominio de la frecuencia. Entonces, dado que el espectro de energía promediado radialmente es una función del número de onda y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de onda, cuando se considera una malla de datos que es lo suficientemente grande como para incluir distintas fuentes, el logaritmo del espectro de estos datos puede ser interpretado para determinar la profundidad estadística de los topes de las fuentes usando la siguiente relación:

$$\text{Log } E(r) = 4\pi hr$$

La profundidad de un conjunto estadístico de fuentes viene determinada por la expresión:

$$h = -s / 4p$$

Donde h es la profundidad y s es la pendiente del logaritmo del espectro.

3.5 INTERPRETACIÓN MAGNETOMÉTRICA

Los mapas de Anomalías Magnéticas representan la respuesta de la litología infrayacente debido al campo magnético que las rocas generan a su alrededor a causa del contenido de minerales que actúan espontáneamente como imanes bajo la influencia del campo magnético terrestre.

La interpretación cuantitativa de los mapas magnéticos se basa en la comparación de la anomalía obtenida, con la producida por los cambios de susceptibilidad magnética y magnetización en los cuerpos de geometría previamente establecida en el modelo gravimétrico.

Los parámetros del modelaje magnético son, principalmente (Figura N° 24): 1) Inclinação Magnética (I) y Declinación Magnética (D); 2) Campo Magnético Total (T); y 3) Profundidad del cuerpo.

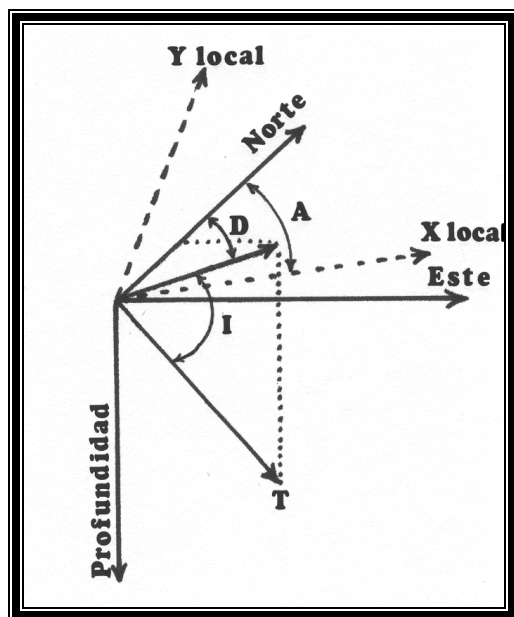


Figura N° 24. Parámetros del modelo magnético

La inclinación y declinación magnética dependen de la latitud y longitud donde se ubique el área de estudio. La susceptibilidad se define como la capacidad que tiene un cuerpo para adquirir imantación inducida y es proporcional al contenido de magnetita en una roca. La profundidad de la masa puede ser estimada a partir del análisis espectral de la respuesta magnética. Este procedimiento tiene las mismas bases matemáticas del análisis espectral gravimétrico antes explicado. Debido a la naturaleza bipolar de los cuerpos magnéticos y a que se desconoce en que proporción el magnetismo de la masa es inducido o remanente, la ubicación de los cuerpos generadores de la anomalía es un factor difícil de determinar. No obstante se pueden tener estimaciones bastante precisas, bajo ciertas consideraciones, mediante la aplicación de la “Reducción al Polo” y la “Reducción al Ecuador”.

El método de “Reducción al Polo y al Ecuador” reprocesa la intensidad magnética total de los datos adquiridos asumiendo que el campo magnético inducido tiene una inclinación de 90° y una declinación de 0° , para la Reducción al Polo, e inclinación de 0° , para la Reducción al Ecuador. Esto transforma las anomalías magnéticas bipolares a anomalías monopolares centradas directamente sobre el cuerpo que las causa, simplificando

la interpretación de los datos (Figura N° 25). Este método asume que las rocas están magnetizadas bajo inducción, o sea en dirección al campo magnético terrestre. Es por ello que este método no es resolutivo si los cuerpos poseen magnetismo remanente. Cuando se hace la Reducción al Polo, la declinación debe ser mayor de 10° , y la latitud magnética debe tener valores mayores de 30 grados, ya que esta aplicación no es resolutiva en datos adquiridos en áreas cercanas, o sobre, el ecuador magnético. En estos casos la aplicación de Reducción al Ecuador es más precisa, de igual manera esta aplicación empieza a hacerse deficiente si la latitud magnética es mayor de 60° .

En la interpretación cualitativa se observa la disposición de las curvas de anomalía, buscando ejes negativos y positivos, tal que se identifiquen las discontinuidades magnéticas, posterior a ello el estilo de las curvas debe ser tomado en cuenta, pues la frecuencia, anchura, forma, intensidad y orientación de las anomalías, al igual que en el caso gravimétrico, suelen ser indicativas de la disposición, profundidad y prolongación de la fuente.

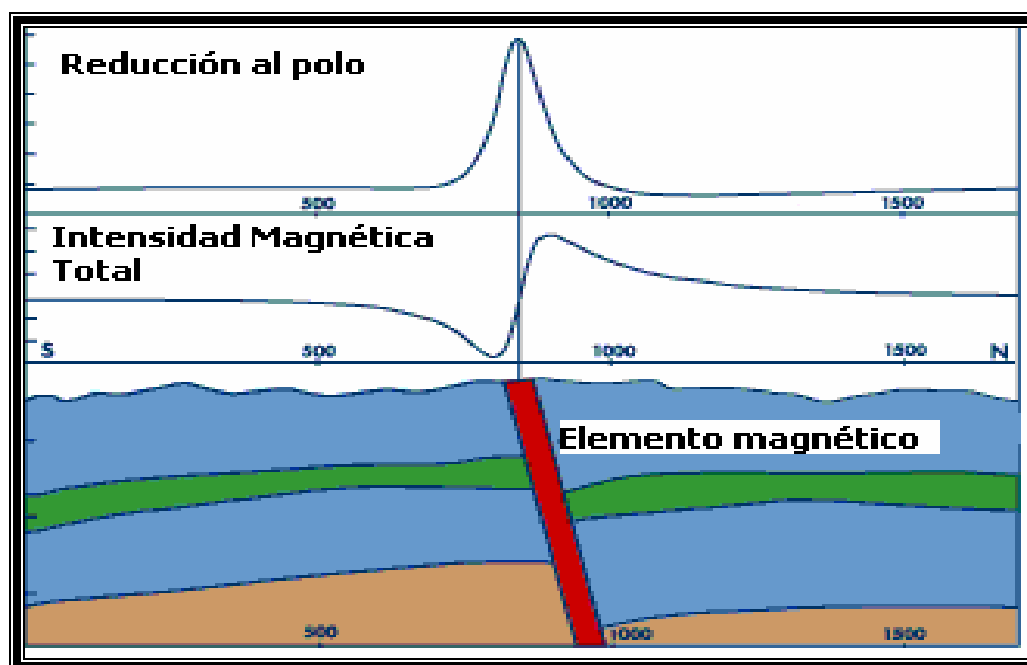


Figura N° 25. Aplicación de la Reducción al Polo
(Modificado de TechBriefs en página web, 2002)

CAPÍTULO 4

4. MODELAJE BIDIMENSIONAL Y SUS RESTRICCIONES

Para realizar el modelaje en dos dimensiones es necesario recaudar la mayor cantidad de información y datos de profundidad y de geometría de los cuerpos que en el mismo se proponen. En tanto se tenga mayor cantidad de información que corrobore el modelo propuesto, tanto menor será la ambigüedad del mismo. Los datos utilizados en este Trabajo Especial de Grado fueron aportados por la Gerencia Visión País de PDVSA Exploración. La secuencia de trabajo seguida en esta investigación se ilustra en la Figura N° 26.

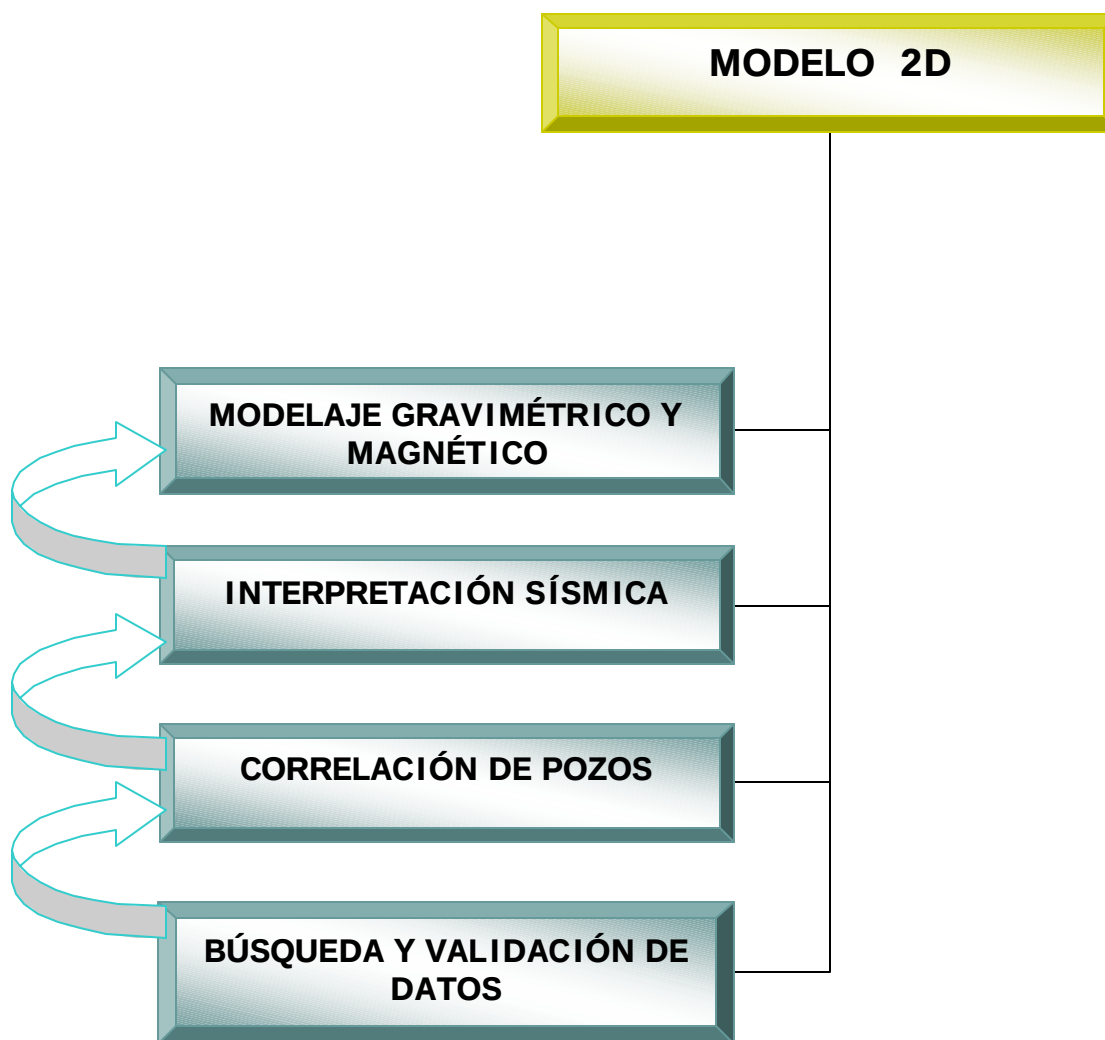


Figura N° 26. Secuencia de trabajo

4.1 INFORMACIÓN DE POZOS

La información que proviene de las perforaciones es la más exacta a la cual se debe amarrar un modelo. Dichos datos, al ser puntuales, requieren ser correlacionados con los datos tomados de otros pozos, a fin de darle continuidad a tan valiosa información; sin embargo, se debe tomar en cuenta que entre un pozo y otro pueden darse distintas situaciones geológicas y estructurales que dificulten la correlación, es por ello que éstos son empleados en conjunto con interpretaciones sísmicas que corroboren la disposición y seguimiento de las secuencias.

En la Figura N° 27 se puede observar la ubicación de los pozos y de los transectos sísmicos utilizados en esta investigación. La elección de los pozos se basó en las secuencias sedimentarias que atraviesan y en la distancia entre éstos y los transectos sísmicos, la cual debe ser máximo 5 Km. La correlación de pozos se realizó sobre el transecto 1, pues sobre éste se encuentran las dos únicas penetraciones del pre-Cretácico en la zona.

4.1.1 Núcleos

La información de núcleos se recopiló en las siguientes tablas:

➤ **Pozo “A”:**

UBICACIÓN	Estado Guárico
PROF. TOTAL	14238' (pies)
ELEV. DE MESA ROTARIA	493' (pies)
INFORMACIÓN DE NÚCLEOS	Litología: ➤ 6375'-11475': Capas rojas con intercalaciones de areniscas, lutitas y limolitas. ➤ 6890'-6900: Basaltos Bioestratigrafía: ➤ 780': Mioceno ➤ 4110': Cretácico ➤ 6559': Basalto datado por K/Ar $(160 \pm 5) \cdot 10^6$ años ➤ 6330': Jurásico ➤ 11720': Carbonífero

Tabla N° 3. Datos de núcleos del pozo “A”

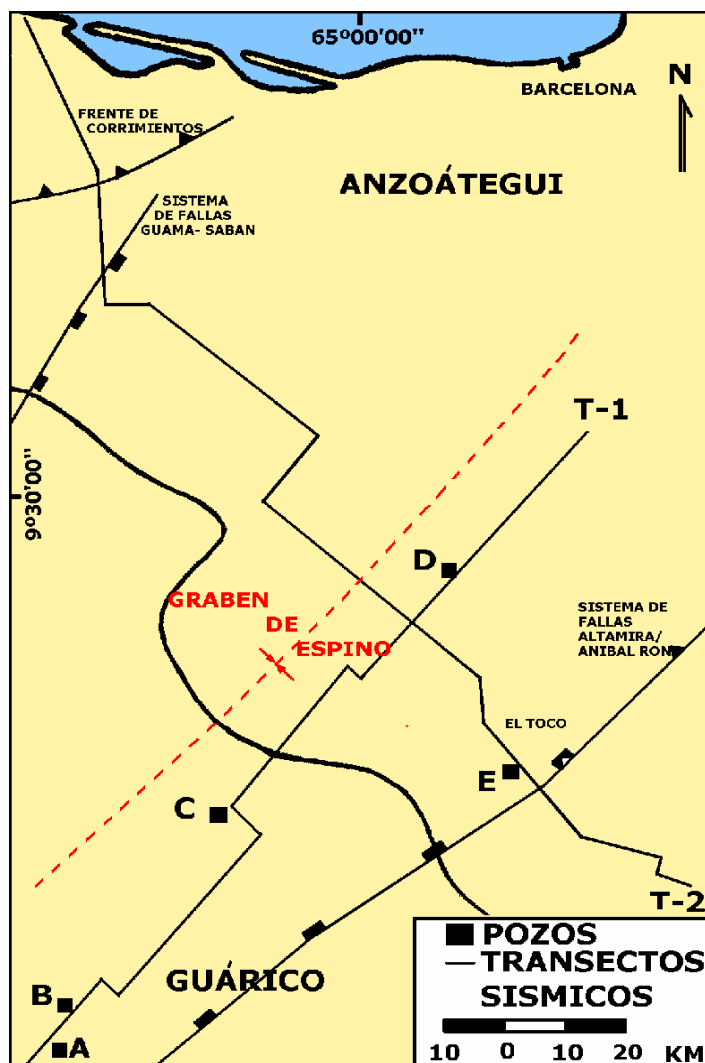


Figura N° 27. Mapa de Ubicación de los transectos sísmicos y pozos

➤ **Pozo “B”:**

UBICACIÓN	Estado Guárico
PROF. TOTAL	8158' (pies)
ELEV. DE MESA ROTARIA	404' (pies)
INFORMACIÓN DE NÚCLEOS	Bioestratigrafía: ➤ 7040': Albiense ➤ 8330': Jurásico

Tabla N° 4. Datos de núcleos del pozo “B”

➤ **Pozo “C”:**

UBICACIÓN	Estado Guárico
PROFUNDIDAD TOTAL	6843’ (pies)
ELEV. DE MESA ROTARIA	357’ (pies)
INFORMACIÓN DE NÚCLEOS	Bioestratigrafía: ➤ 6824’: Formación Roblecito ➤ 7063’: Formación Tigre

Tabla N° 5. Datos de núcleos del pozo “C”

➤ **Pozo “D”:**

UBICACIÓN	Estado Anzoátegui
PROFUNDIDAD TOTAL	12232’ (pies)
ELEV. DE MESA ROTARIA	253’ (pies)
INFORMACIÓN DE NÚCLEOS	Bioestratigrafía: ➤ 5200’, 6400’, 6950’, 7455’ y 9365’: Mioceno Temprano ➤ 12000’: Paleoceno Tardío?

Tabla N° 6. Datos de núcleos del pozo “D”

➤ **Pozo “E”:**

UBICACIÓN	Estado Anzoátegui
PROFUNDIDAD TOTAL	11788’ (pies)
ELEV. DE MESA ROTARIA	403’ (pies)
INFORMACIÓN DE NÚCLEOS	Bioestratigrafía: ➤ 4153’: Tope Mioceno Temprano ➤ 6803’: Tope Oligoceno ➤ 10003’: Tope Cretácico

Tabla N° 7. Datos de núcleos del pozo “E”

4.1.2 Registros

Los registros se utilizaron para añadir información a los pozos en los intervalos donde no se tenían datos bioestratigráficos y de esta manera darle continuidad a las secuencias a interpretar. Para realizar la correlación entre los pozos se utilizaron, principalmente, los registros de rayos gamma, resistividad y potencial espontáneo. A partir de éstos se observó:

➤ Pozo “A”:

La información lito y bioestratigráfica disponible para las únicas penetraciones precretácicas del área (pozos “A” y “B”) resulta insuficiente para diferenciar la lito y cronoestratigrafía del pre-Cretácico:

- En el pozo “A” hay dos indicaciones de edad:
 1. Un acritarco carbonífero a 11720’ (PDVSA, 1983)
 2. Edad absoluta por medio de datación K/Ar en los basaltos (160 Ma) a 6570’ (Motiscka, 1985).
- El pozo “B” sólo dispone una indicación de polen jurásico sin diferenciar a 8330’ (PDVSA-INTEVEP, 1997).

Con base en las dataciones anteriormente mencionadas se ha asumido que el Jurásico, en el pozo “A”, se extiende desde 6330’ hasta 11720’. Por tal razón, en este caso en particular, se desplegaron los datos de resistividad, densidad, potencial espontáneo, rayos gamma y “mud log” contra profundidad (Figura N° 28) a fin de establecer patrones de compactación de la columna de dicho pozo. El panel completo de los registros del pozo “A” puede apreciarse en el Anexo N° 1.

Al observar el comportamiento de los registros se pueden apreciar distintos cambios en los patrones de las curvas que fueron correlacionados con las tectono-secuencias penetradas. Sin embargo, dentro de la secuencia de apertura continental o

“rifting” se puede observar que el comportamiento de los registros cambia considerablemente entre 9000’ y 11400’.

Dado que el cambio de los factores en la depositación de los sedimentos se refleja en la tendencia o patrón del comportamiento de la porosidad de éstos, y en vista de que la observación en los registros mencionada anteriormente podría representar un evento importante dentro de la secuencia jurásica, se realizó un gráfico de Porosidad vs. Profundidad (Figura N° 29) haciendo uso de los datos del registro neutrón del pozo “A”.

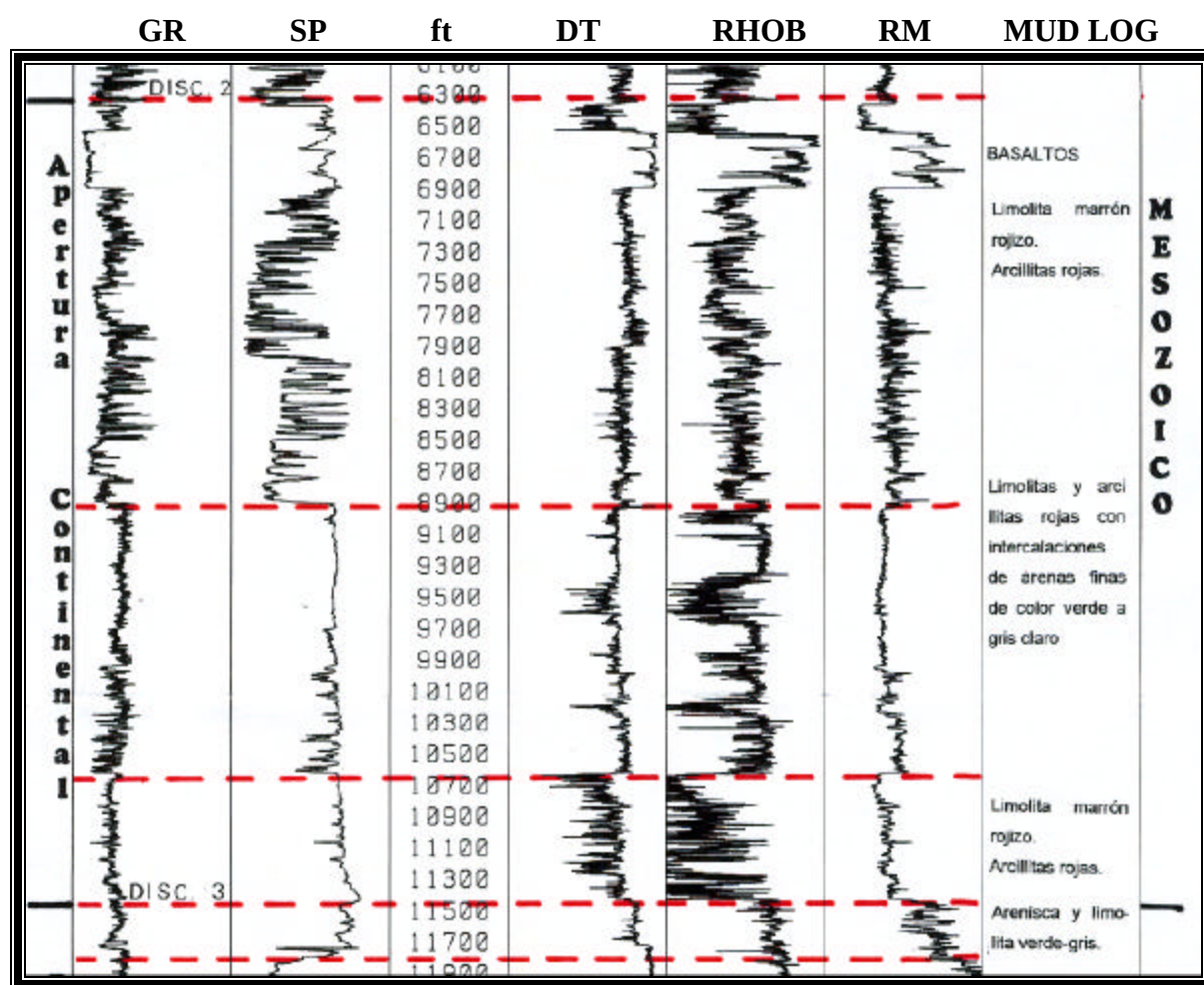


Figura N° 28. Panel de registros del pozo “A”.

El primer cambio se observa a 4300' aproximadamente, donde se encuentra el cambio de la secuencia de los depósitos de la cuenca antepaís a los del margen continental pasivo. El segundo se extiende desde 4300' hasta 6500' aproximadamente, lo cual se refiere a los depósitos del margen pasivo. El tercer cambio se presenta desde 6500' hasta 9000', aproximadamente, lo que representaría el Jurásico Superior datado a 6330'. El cuarto cambio se observa desde 9000' en adelante, acotando que la dispersión de puntos se hace mayor, incrementando la dificultad para discriminar subpoblaciones que indiquen cambios de arenas.

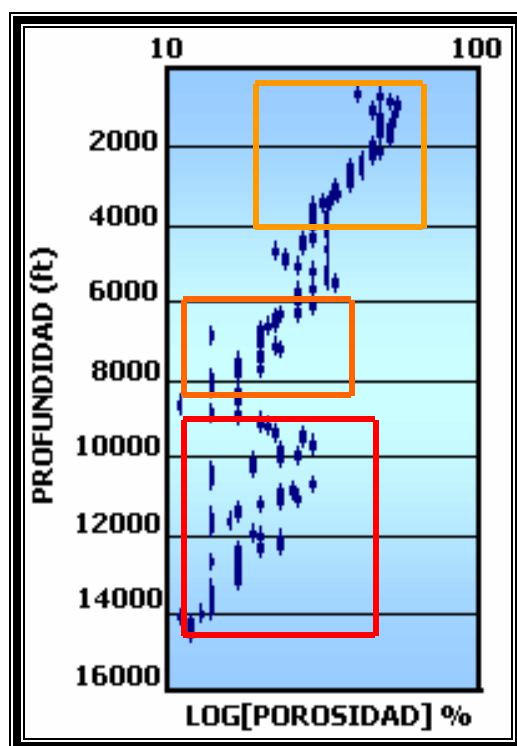


Figura N° 29. Gráfico de Profundidad vs. Porosidad del pozo "A"

Una vez integrada la información litológica proporcionada por el registro de lodo (Anexo N° 1), la correlación del pozo "A" utilizada como referencia para interpretar los transectos sísmicos quedó establecida de la siguiente manera:

CRONO- ESTRATIGRAFÍA	LITO - ESTRATIGRAFÍA	PROF. (pies)	TIEMPO SÍSMICO (mseg)	SECUENCIA TECTÓNICA	MARCADOR
Mio- Plioceno	Fm. Merecure Fm. Oficina Fm. Freites Fm. Las Piedras Fm. Mesa	0' a 4220'	0 a 1075	Antepaís	
-	-	4220'	1075	-	Discordancia 1
Cretácico- Oligoceno	Fm. Tigre Fm. Canoa	4220' a 6330'	1075 a 1430	Margen Pasivo	
-	-	6330'	1430	-	Discordancia 2
Jurásico	Fm. Ipire	6330' a 6570'	1430 a 1480	Apertura Continental ("RIFT")	
Jurásico	Basaltos De Altamira	6570' a 6900'	1480	Apertura Continental ("RIFT")	BASALTOS
Jurásico	Fm. Ipire	6900' a 9000'	1480 a 1810	Apertura Continental ("RIFT")	
Jurásico (?)	Sin diferenciar	9000' a 11720'	1810 a 2300	Apertura Continental (?)	
-	-	11720'	2300	-	Discordancia 3
Carbonífero (?)	Paleozoico Sin diferenciar	11720' a 14230'	2300 a 2600	Pre-apertura Continental	

Tabla N° 8. Datos de correlación del pozo "A"

➤ **Pozo “B”:**

En este pozo no se dispone de información bioestratigráfica que permita asignar una edad concreta al reflector que separa la secuencia antepaís de la del margen pasivo. Como éste si ha sido datado en el pozo “A” se hizo una comparación entre el comportamiento de los registros de rayos gamma, SP y resistividad de ambos pozos, a partir de lo cual se determinó que dicho reflector se ubicaba a 5000’ aproximadamente, lo que posteriormente fue corroborado con la interpretación sísmica. En la Figura N° 30 se puede observar la correlación entre los registros de los dos pozos.

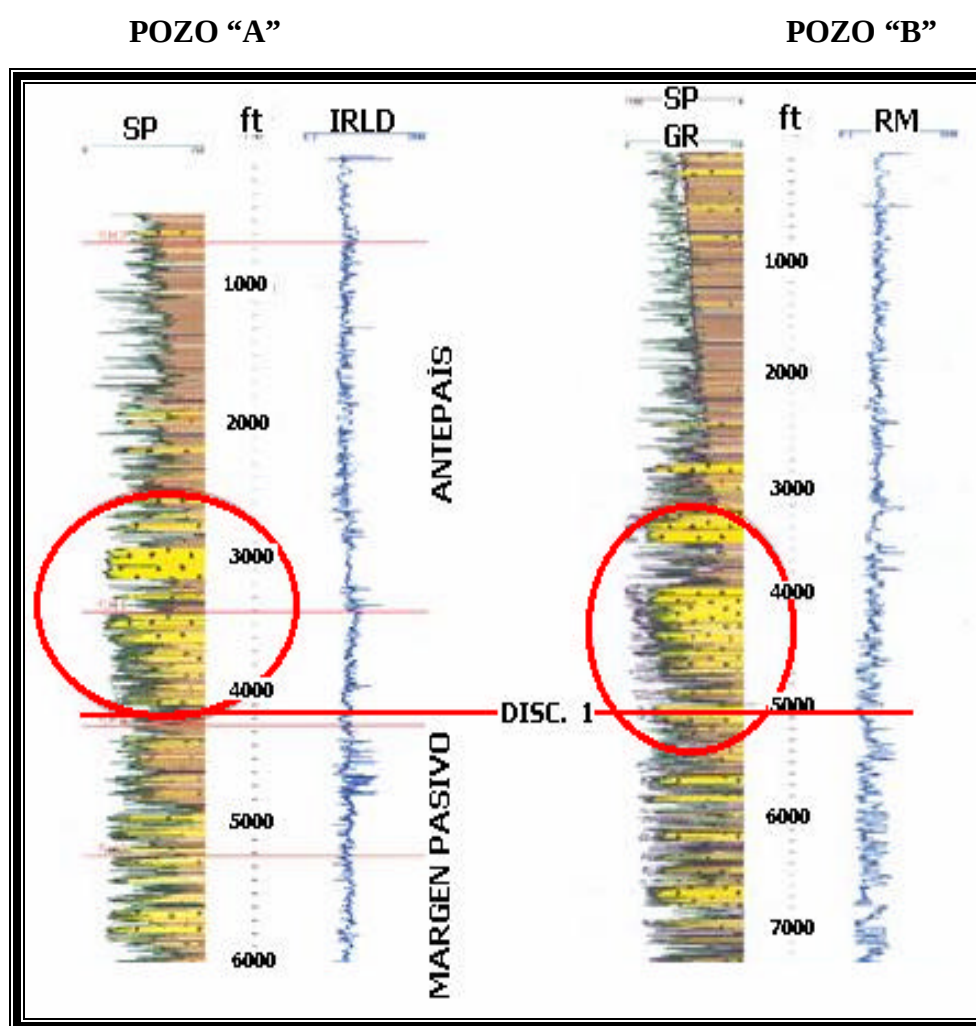


Figura N° 30. Correlación de los registros de los pozos “A” y “B” para determinar la base de la secuencia antepaís.

➤ **Pozo “C”:**

El pozo “C” sólo presenta información estratigráfica de la ubicación de las formaciones Roblecito y Tigre. Como se indicó en el Capítulo 2, la primera formación tiene una edad aproximada Eoceno-Oligoceno, y la segunda pertenece a los sedimentos cretácicos del Grupo Temblador. Para determinar con mayor precisión la ubicación del cambio entre las secuencias de la cuenca antepaís y la del margen pasivo, se compararon los registros del pozo “B” y los de este pozo, lo que ubicó dicho cambio cerca de los 7000’ (Figura N° 31).

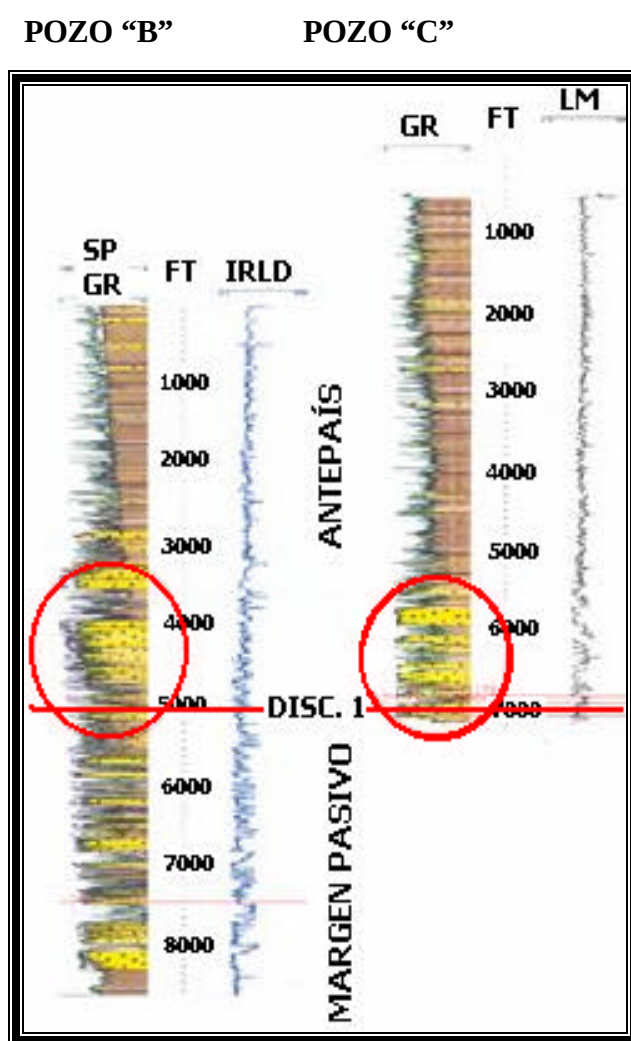


Figura N° 31. Correlación de registros de los pozos “B” y “C” para determinar la base de la secuencia antepaís.

➤ **Pozo “D”:**

Este pozo tiene datos de núcleos que ubican al Paleoceno Tardío? a 12000', dado que la secuencia antepaís, tal como se señala en el Capítulo 2, abarca los depósitos desde el Oligoceno medio hasta el Reciente; la datación de dicho núcleo es indicativa de que a 12000' ya se encuentran los depósitos del margen continental pasivo. Para verificar la ubicación de la secuencia se correlacionaron los registros del pozo “C” con los de este pozo y, ciertamente, la profundidad antes indicada se observa también como el cambio en los registros de Rayos Gamma, SP y Resistividad.

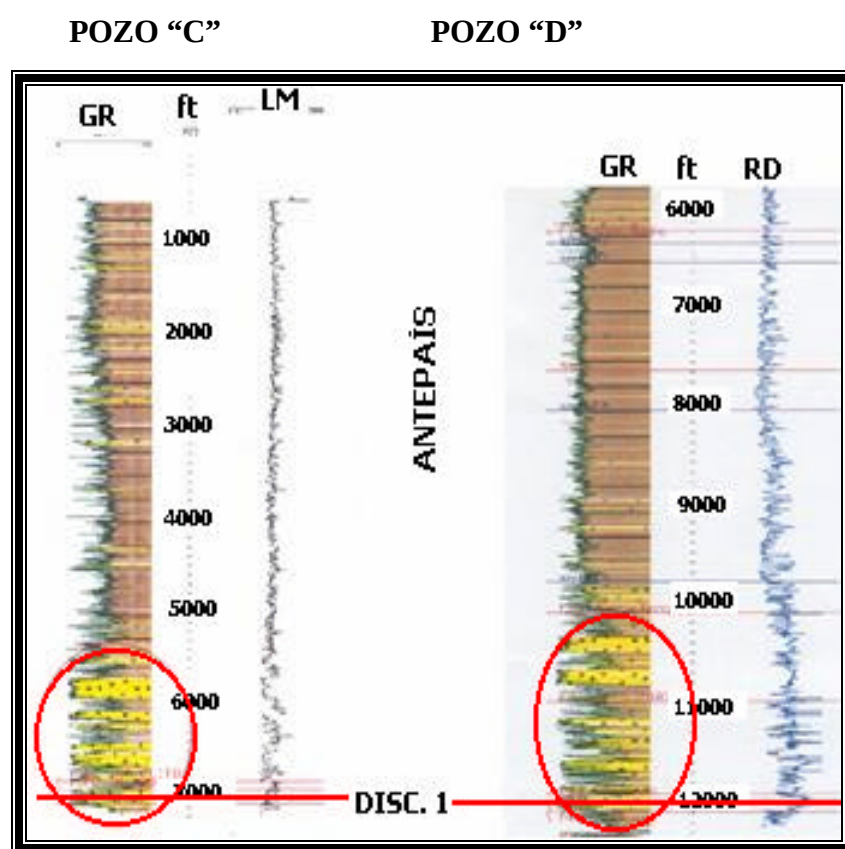


Figura N° 32. Correlación de registros de pozos de los pozos “C” y “D” para determinar la base de la secuencia antepaís.

➤ **Pozo “E”:**

Este pozo constituye el control más profundo encontrado a lo largo del transecto 2, ya que penetra depósitos cretácicos.

4.2 DE LOS DATOS SÍSMICOS

Se interpretaron dos transectos, cuyas ubicaciones pueden observarse en la Figura N° 27. A lo largo de ellos se correlacionaron las discordancias principales, es decir aquellas que limitan las tectono-secuencias asociadas a cada fase evolutiva de la cuenca: antepaís, margen pasivo y apertura continental o “rift”.

El transecto 1 fue el primero en ser interpretado (Diagrama de trazos de la sección sísmica en anexos), pues es el que presenta mayor densidad de información de pozos, además de contener el pozo “A”, el único, en toda el área de estudio, que atraviesa todas las secuencias antes nombradas. En éste se pueden observar estructuras como las fallas marginales del Semigraben de Aníbal Ron y la falla de Tinajones. Las anteriores fallas limitan un marco estructural donde se presentan “roll-overs” invertidos y un alto que afecta todas las secuencias sedimentarias e inclusive a los depósitos paleozoicos. Además de ello se observa un patrón de fallas lítricas sinsedimentarias que se extienden a lo largo del rumbo y que engrosan la secuencia depositada durante la fase de apertura continental.

Algunas de las fallas observadas han cambiado su desplazamiento originalmente normal a inverso, lo cual puede ser producto de la reactivación de las mismas durante los periodos compresivos posteriores. Además, dentro de la secuencia sedimentaria de los depósitos de la apertura continental se observan varias discordancias que indican que durante el periodo de “rifting” la mayoría de las fallas experimentaron varios episodios de reactivación en sentido normal.

Debido al buzamiento de la Cuenca Oriental, las secuencias adquieren mayor espesor y se vuelven más profundas hacia el Noreste, es por ello que el transecto 2 sólo es correlacionado con los datos estratigráficos del pozo “E” y los topes interpretados del transecto 1. En el transecto 2 (Diagrama de trazos de la sección sísmica en anexos N° 2 y N° 3) se aprecian, principalmente las fallas de Altamira, Dragal Norte y Guama-Sabán. Así mismo se observa el Frente de Montañas que representa el régimen de fallas inversas que desplazaron las napas que forman los corrimientos propios del borde continental activo de la cuenca “foreland” o antepaís.

En la interpretación sísmica se observa como el margen Noreste del Graben de Espino es mucho menos pronunciado que el Suroeste a causa de la subsidencia durante la depositación de los sedimentos durante el margen pasivo continental. Al igual que en el transecto 1, algunas fallas invirtieron su movimiento normal, tal es el caso de la Falla de Altamira en cuya interpretación se observa que las secuencias presentan una disposición propia de un régimen de inversión.

Es útil recordar que Banks (1956) propone que en un principio la estructura de Anaco tenía un desplazamiento de tipo normal y posteriormente se invirtió para dar origen al presente corrimiento; entonces, dado que la Falla de Altamira tiene similar dirección a la de dicha estructura, se puede estar presente en la zona límite entre éstas, o probablemente el Corrimiento de Anaco se deriva originalmente como una extensión del tren de fallas de Altamira que posteriormente es invertida por procesos compresivos más jóvenes.

4.2.1 *Conversión tiempo-profundidad*

Los datos en profundidad obtenidos de los núcleos y registros de los pozos fueron llevados a tiempo para darle sentido geológico a los reflectores de las secciones sísmicas.

En los pozos “A” y “B”, se utilizaron sismogramas sintéticos para llevar a cabo la correlación entre la información sísmica y la litológica proveniente de dichos pozos. En la Figura N° 13 se aprecia un segmento del transecto 1 donde se localizan los pozos antes nombrados con sus respectivos sismogramas sintéticos e interpretación de los reflectores sísmicos de interés.

Sobre el pozo “C” no se encontraron registros de “checkshoots”, ni sismogramas sintéticos generados, por lo cual fue necesario promediar las profundidades que se obtenían haciendo la conversión con la tabla T-Z del pozo “D” (Apéndice N° 4.1) y el sismograma sintético del pozo “B”, para llevar la información estratigráfica a la sísmica. El pozo “E” no presentó mayores dificultades pues tiene su propia tabla T-Z (Apéndice N° 4.2).

Una vez interpretadas las secciones sísmicas se pudo verificar que las condiciones geológicas fueron respetadas durante la conversión de los topes en profundidad a tiempo, pues los reflectores sísmicos coincidieron con las discordancias geológicas que separan las secuencias y que fueron establecidas como marcadores sísmicos a partir del pozo “A”, tales como la discordancia entre la secuencia del margen pasivo y la de la apertura continental, llamada en algunas publicaciones “Discordancia pre-cretácea”. También se interpretó la discordancia que separa al evento de apertura continental de los depósitos paleozoicos de la cuenca cambro-ordovícica. La discordancia entre el margen continental pasivo y los depósitos de la cuenca antepaís no fue observada en las secciones sísmicas debido a que es de tipo transicional y no angular. La interpretación de las anteriores discordancias puede ser observada en la Figura N° 33, en la cual se presenta una sección del diagrama de trazos de la interpretación del transecto 1.

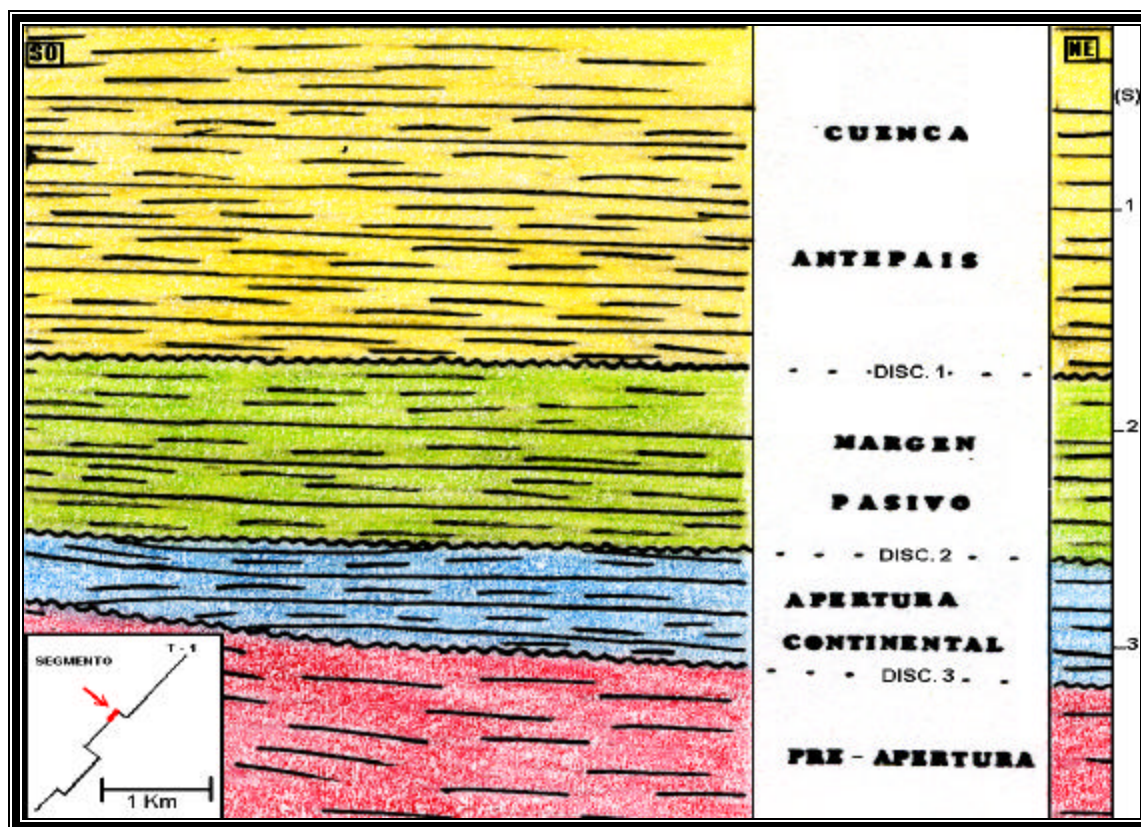


Figura N° 33. Sección de diagrama de trazos del transecto 1.

4.2.2 Migración y relación Señal/Ruido

Los efectos de la aplicación del algoritmo de migración en las secciones sísmicas en algunos casos fueron de ayuda para la interpretación y en otros crearon confusión acerca de las estructuras a interpretar, es por ello que el criterio geológico es sumamente necesario para realizar una interpretación sísmica.

En casos como la Figura N° 34, donde se muestra una sección del transecto 2, se puede observar como se mejora la definición de los reflectores y su ubicación. Al contrario, en la Figura N° 35 se puede observar una sección del transecto 1 donde los efectos de migración crean horizontes sísmicos que dificultan la interpretación de la estructura principal, la cual es un “roll-over” invertido, que forma parte del Semigraben de Aníbal Ron y la estructura del eje de Tinajones.

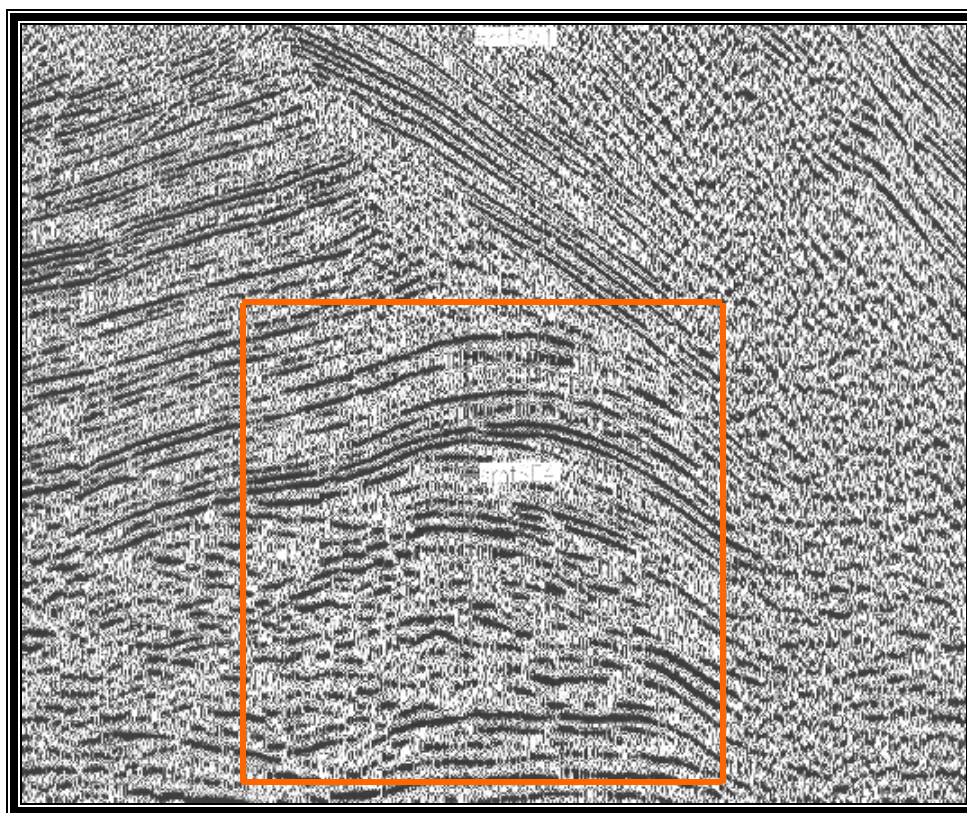


Figura N° 34ª. Segmento del transecto 2 migrado

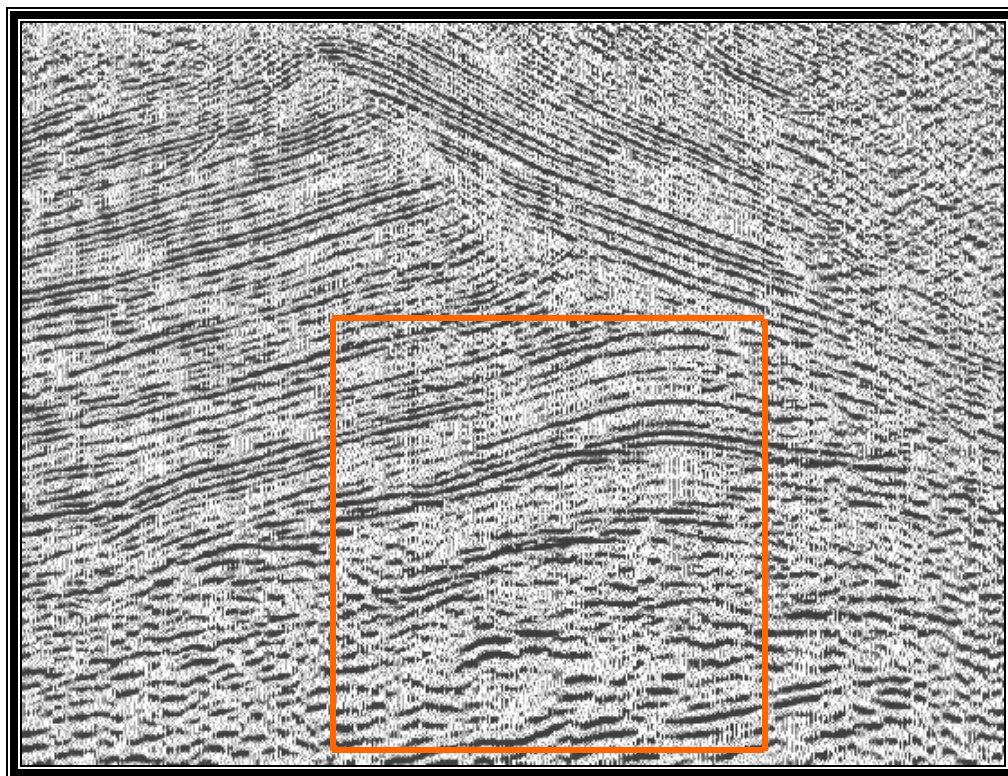


Figura N° 34^B. Segmento del transecto 2 sin migrar. Obsérvese como la sección migrada presenta una relación señal/ruido más alta que la no migrada, lo cual permite mejorar la definición de los reflectores sísmicos y, por ende, facilitar la interpretación.

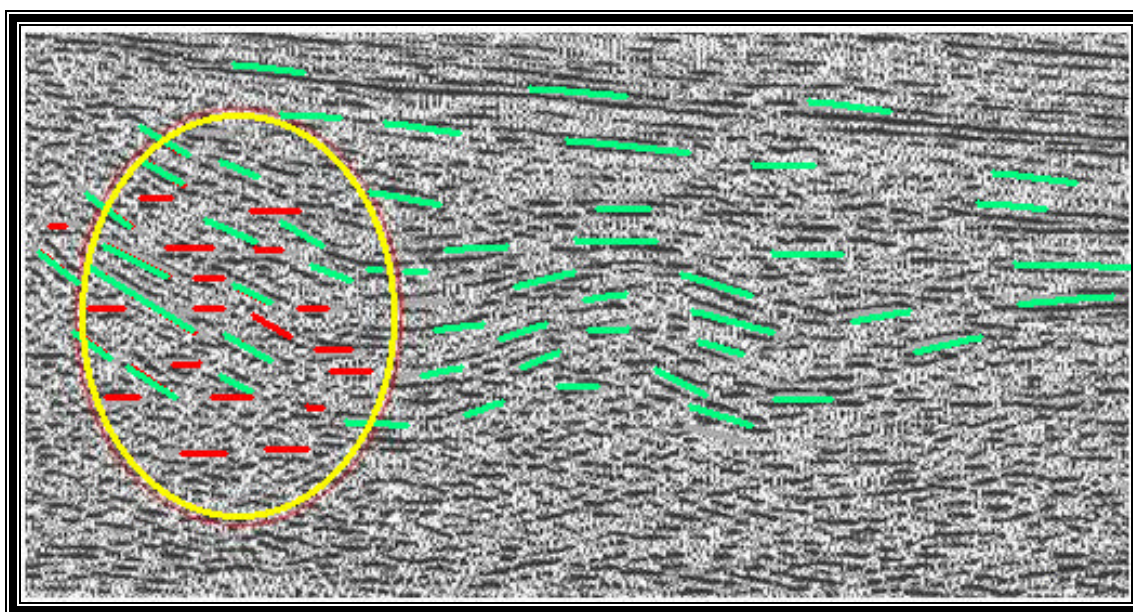


Figura N° 35. Segmento del transecto 1 (roll-over migrado). Nótese como la migración produjo horizontes sísmicos que dificultan la interpretación de la estructura.

Cuando la relación señal/ruido es muy baja, entonces la sección sísmica pierde resolución y esto provoca que el seguimiento de los horizontes sísmicos se dificulte. En la Figura N° 36a se muestra una sección del transecto 1 donde la relación señal/ruido es alta y se pueden observar los reflectores y su continuidad con mayor facilidad que en la Figura N° 36b que es una sección del transecto 2, donde la baja relación señal/ruido dificulta la interpretación de los horizontes sísmicos.

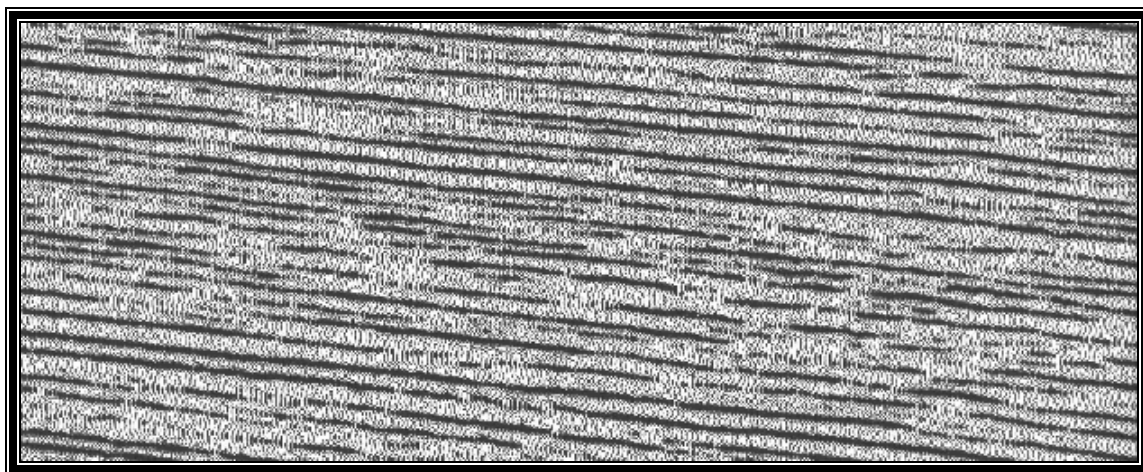


Figura N° 36a. Segmento del transecto 1 (relación señal/ruido alta)

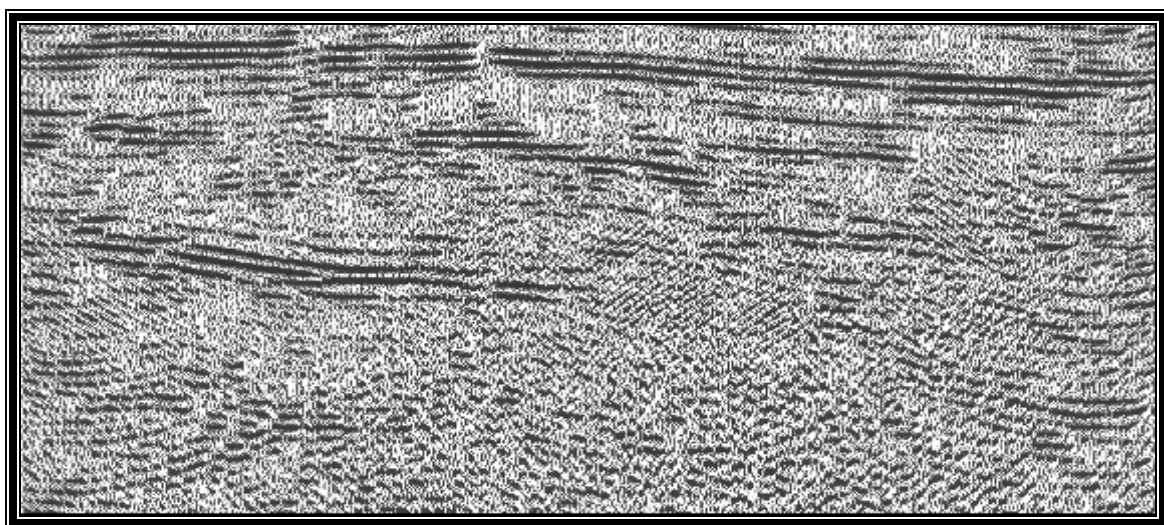


Figura N° 36b. Segmento del transecto 2 (relación señal/ruido baja). A través de estas figuras se aprecia el efecto del factor señal/ruido en la resolución de las secciones sísmicas.

4.3 DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Para realizar finalmente el modelaje bidimensional se procedió a interpretar las estructuras del subsuelo que no habían sido visualizadas en las secciones sísmicas haciendo uso de la información gravimétrica. Para ello se seleccionaron los perfiles AA' y BB', los cuales tienen rumbo N40E y N45W respectivamente. El primer perfil tiene una extensión de 120 Km. y el segundo de 140 Km.

A fin de controlar la interpretación se hizo uso de los cuerpos interpretados a través de las secciones sísmicas y de los datos de densidad de los registros de pozos. Para cuerpos de rocas más profundos se utilizaron los datos de sísmica profunda aportados por FUNVISIS en San Mateo, Estado Anzoátegui (Martins et al., 2002). Así mismo se hizo el cálculo de densidades a partir de las velocidades de las secuencias interpretadas en las nombradas secciones de sísmica profunda haciendo uso de la Ecuación de Gardner (Gardner et al., 1974). Esto se complementó con información de rangos de densidades teóricas para distintas litologías, además del uso de datos de trabajos gravimétricos previos realizados cerca del área de estudio (Orihuela y Ruiz, 1990; Bosch y Rodríguez, 1992).

Por último, para precisar con mayor certeza la profundidad de las capas modeladas se procedió a realizar el análisis espectral de los datos gravimétricos, a partir de lo cual se estiman las posibles profundidades de las fuentes de anomalías.

4.3.1 Anomalías de Bouguer en los perfiles AA' y BB'

En la Figura N° 37 se puede observar el mapa de anomalías de Bouguer y en el Anexo N° 4 se ubica la representación del mismo en escala 1:1.000.000 con la ubicación de la información de pozos y los transectos sísmicos utilizados, además de la localización los perfiles AA' y BB'.

Las curvas isoanómalas se generan a consecuencia de la suma de los cambios de densidad y disposición de las masas rocosas ubicadas en el subsuelo del área de estudio. Las medidas gravimétricas tras ser corregidas por altura quedan referenciadas al nivel del mar, es por ello que la información en profundidad también debe tener como datum el nivel

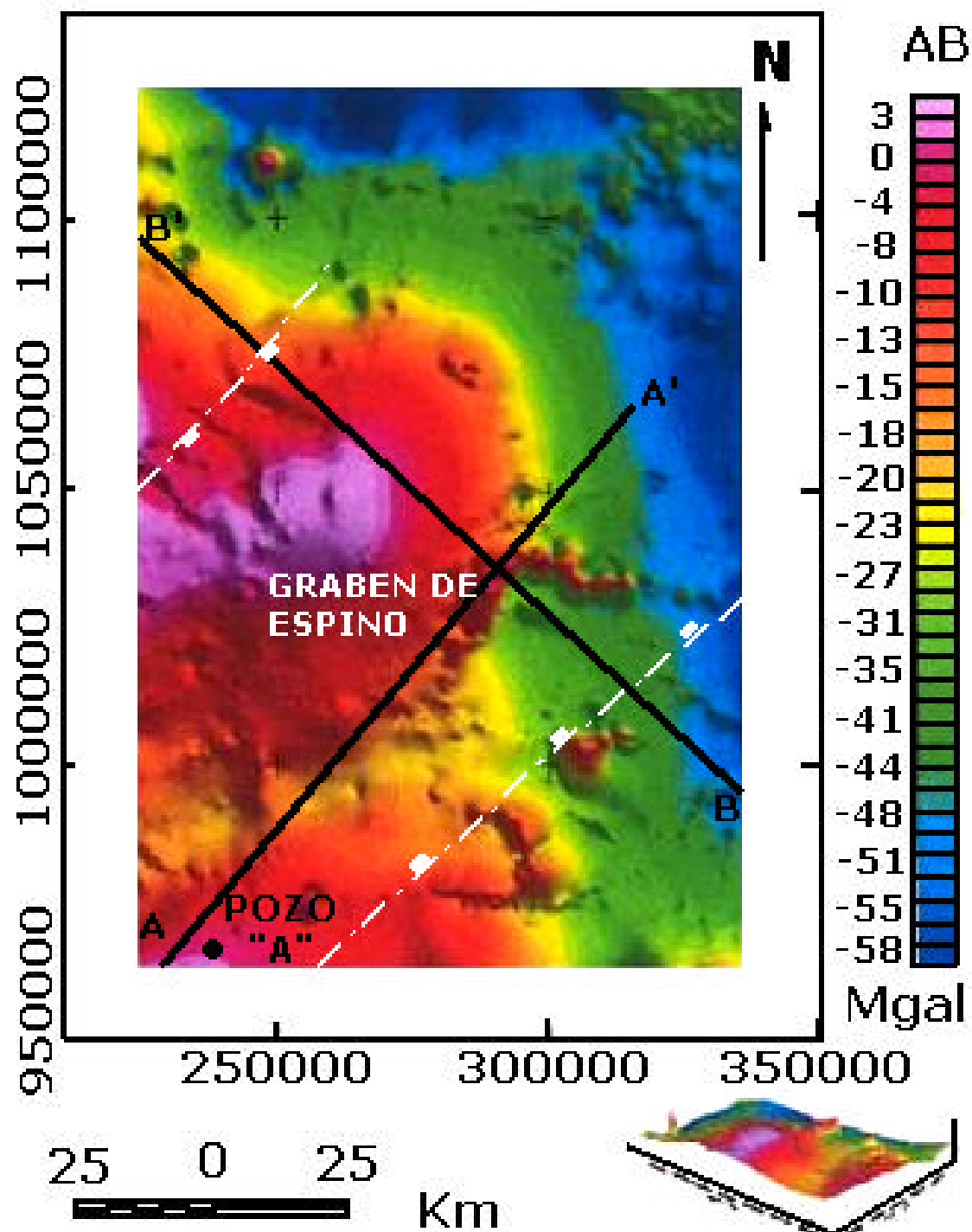


Figura N° 37. Mapa de Anomalías de Bouguer

del mar, por lo cual al hacer uso de sismogramas sintéticos, tablas T-Z e información de registros o núcleos, se le debe restar, a la profundidad de los mismos, la elevación de la Mesa Rotaria, de ahí la importancia de este dato en la información de pozos.

Al observar el mapa de anomalías de Bouguer se pueden resaltar ciertas características como:

1. Los contornos presentan un rumbo preferencial de N70E aproximadamente.
2. El mayor gradiente se ubica al Noroeste de la zona y tiene un valor en el orden de 1.75 mgal/Km
3. El menor valor del gradiente se consigue hacia el centro del área de estudio y es de 0.25 mgal/Km.
4. La anomalía que se presenta como un cierre máximo gravimétrico se ubica en la parte central de la zona con un valor de 2,5 miligales, sin embargo se destaca que en la parte Suroeste los contornos aumentan paulatinamente hasta alcanzar valores mayores a 3 miligales.
5. Hacia el noreste se presentan los menores valores de gravedad y se distingue un cierre mínimo de -15 miligales.

En el perfil AA' se observa un valor máximo de -4 miligales en el extremo sur y un mínimo de -42.5 miligales en el norte, el comportamiento general de las anomalías es descendente de Sur a Norte con ligeras variaciones en la zona intermedia del perfil.

En cuanto al perfil BB' se tienen valores mínimos en los extremos Sur y Norte, representados por -52.7 y -20 miligales respectivamente. En la parte central los contornos ascienden de valor hasta alcanzar un máximo de -1.6 miligales.

4.3.2 Densidad de los cuerpos de los modelos

A fin de tener un mayor control en la densidad de los cuerpos de rocas propuestos se hizo uso del perfil de "Densidad de Formación" del pozo "A", el cual atraviesa las secuencias sedimentarias depositadas durante la formación de la cuenca antepaís, el margen

pasivo continental, apertura continental y Carbonífero (pre- apertura continental). En la Tabla N° 9 se pueden observar los valores obtenidos.

Así mismo se utilizó información de los rangos teóricos de densidad de rocas que se muestran en la Tabla N° 9 y de las densidades calculadas con la Ecuación de Gardner a partir de los rangos de velocidades que FUNVISIS (Martins et al., 2002) presenta para las secuencias interpretadas en dos transectos de sísmica profunda (Tabla N° 11).

RANGO DE DENSIDADES [gr/cm³]	RANGO DE PROFUNDIDADES [pies]	SECUENCIA
1.8 – 2.45	0 – 4020	FORELAND Ó ANTEPAÍS
2.2 – 2.55	4020 – 6330	MARGEN PASIVO
2.3 – 2.6	6330 – 9000	APERTURA CONTINENTAL
2.4 – 2.7	9000 – 11700	APERTURA CONTINENTAL?
2.5 – 2.75	11720 – 14730	CARBONÍFERO
2.9 – 2.95	6525 – 6895	BASALTOS

Tabla N° 9. Datos del perfil “Densidad de formación” del pozo “A”

TIPO DE ROCA	RANGO DE DENSIDAD [gr/cm³]	PROMEDIO DE DENSIDAD [gr/cm³]
Arenisca	1.61 – 2.76	2.32
Pizarra	1.77 – 2.45	2.42
Caliza	1.93 – 2.90	2.54
Ígneas ácidas	2.30 – 3.11	2.61
Dolomita	2.36 – 2.90	2.70
Metamórficas	2.4 – 3.1	2.74
Ígneas básicas	2.09 – 3.17	2.79

Tabla N° 10. Densidades medias propuestas por Magnolia Petroleum Co.

(Parasnis, D. S., 1970)

VELOCIDAD [m/s]	DENSIDAD GARDNER [g/cm³]	INTERVALO [Km]	SECUENCIA SEDIMENTARIA INTERPRETADA
2700 – 4500	2.16 – 2.46	0 – 0.4	CENOZOICO
4900 – 5500	2.51 – 2.58	0.4 – 0.8	CENOZOICO Y/O MARGEN PASIVA
5800 – 6000	2.62 – 2.64	0.8 – 11	MARGEN PASIVA
6000 – 6200	2.64 – 2.66	11 – 21	BASAMENTO CRISTALINO
6700 – 7100	2.71 – 2.75	21 – 34	CORTEZA INFERIOR
8000	2.84	34 en adelante	MANTO SUPERIOR

Tabla N° 11. Densidades calculadas a partir de los datos de sismica profunda de FUNVISIS (Martins et al., 2002)

Con base en la anterior información se le asignaron los siguientes valores de densidad a cada cuerpo:

SECUENCIA	DENSIDAD [gr/cm³]
Antepaís	2.4
Margen Pasivo	2.5
Apertura Continental	2.6
Secuencia sin datación	2.63
Paleozoico	2.65
Corteza Superior	2.7
Corteza Inferior	2.75
Manto	3
Basaltos	2.95

Tabla N° 12. Densidades utilizadas para el modelaje gravimétrico

4.3.3 *Análisis Espectral*

El análisis espectral de los datos gravimétricos, obtenido a través del programa MAGMAP de Geosoft (Apéndice N° 1), se hizo en dos ventanas de datos, una que abarca completamente el área de estudio, y una segunda que se extiende solamente en el Suroeste de la zona. Esto se realizó con la finalidad de discriminar las profundidades de las fuentes indicadas por el análisis para la zona donde se presentan máximos gravimétricos, del resto del área, donde mayormente se ubican los mínimos.

En las Figuras N° 38a y N° 38b, se observan los análisis espectrales realizados y los cálculos de las pendientes, a partir de las cuales se estiman las profundidades de las fuentes anómalas (Tabla N° 13).

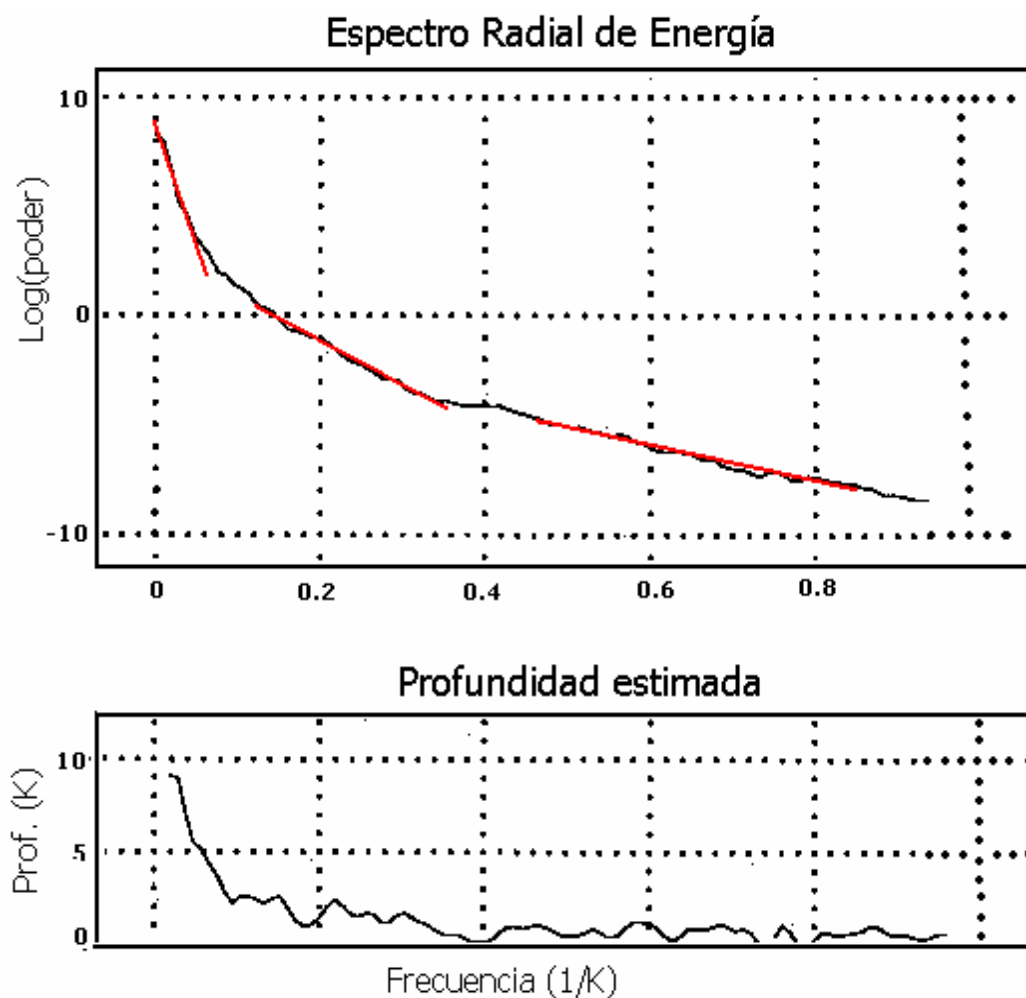


Figura N° 38a. Análisis espectral del Suroeste del área de estudio

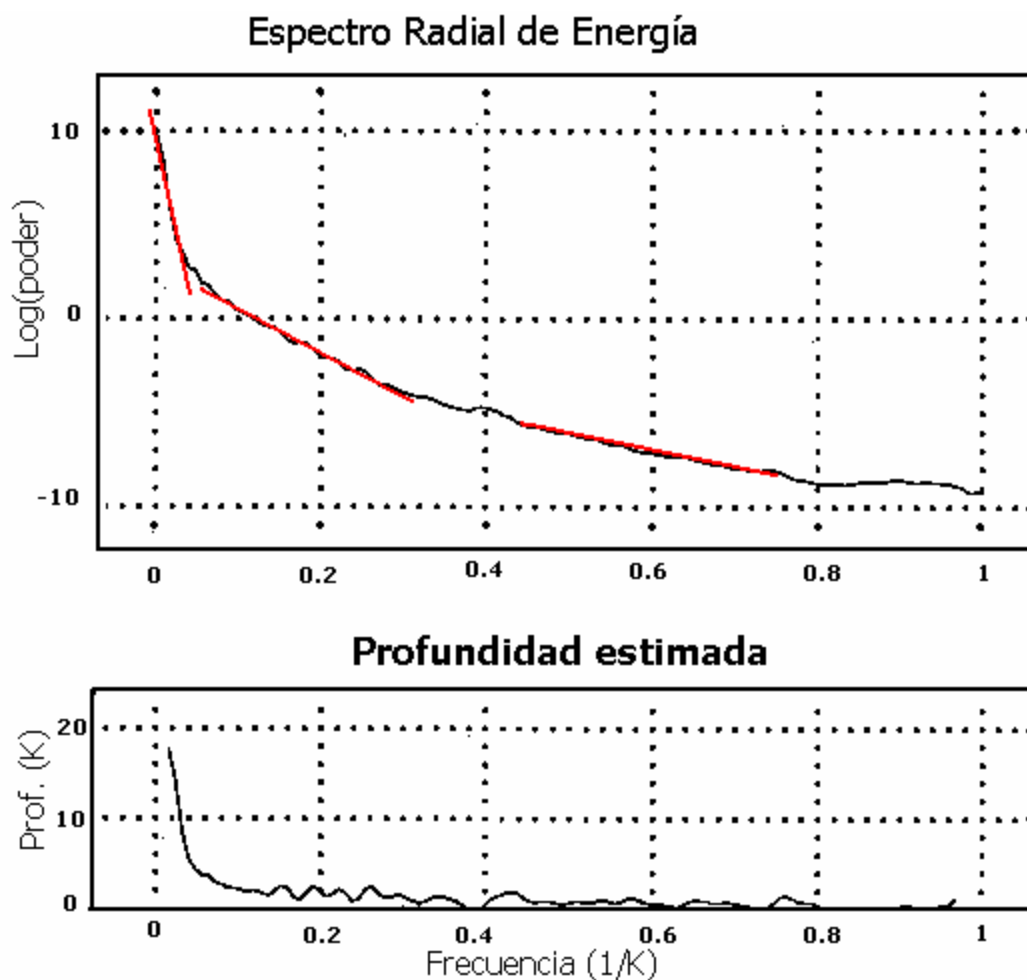


Figura N° 38b. Análisis espectral aplicado a toda el área de estudio

Las profundidades estimadas por el análisis espectral de los datos gravimétricos se indican en las tablas N° 13a y 13b.

FUENTE	PROFUNDIDAD (Km)
Profunda	17.9
Intermedia	2.0
Somera	0.8

Tabla N° 13a. Profundidades de las fuentes anómalas estimadas a partir del análisis espectral de la ventana completa de datos gravimétricos

FUENTE	PROFUNDIDAD (Km)
Profunda	7.1
Intermedia	2.25
Somera	0.8

Tabla N° 12b. Profundidades de las fuentes anómalas estimadas a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos al Suroeste de la ventana de trabajo

4.4 DE LOS DATOS MAGNÉTICOS

El modelo magnético mantiene la geometría determinada en el modelaje gravimétrico. A través de su implementación se busca observar cambios en los parámetros de susceptibilidad y magnetización a partir de los cuales se pueden caracterizar diferencias litológicas entre los cuerpos rocosos propuestos y aún dentro de estos mismos.

En modelajes magnéticos simples se maneja, solamente, el asignarle valores de susceptibilidad magnética y magnetización a los cuerpos que producen las anomalías magnéticas, pero a través de la implementación de técnicas de reprocesamiento en los datos magnéticos, tales como “Reducción al Polo”, “Reducción al Ecuador” y Análisis Espectral, se puede obtener información sobre la profundidad y ubicación de los cuerpos que producen dichas anomalías. Esta información tiende a verificar los datos de igual naturaleza (profundidad y ubicación) que son utilizados al modelar la respuesta gravimétrica.

4.4.1 Intensidad de las Anomalías Magnéticas en los perfiles AA’ y BB’

El mapa de anomalías Intensidad Magnética Total se puede observar en la Figura N° 39 y en el anexo N° 5, donde se presenta el mismo mapa en escala 1:1000000 con la ubicación de la información de pozos y sísmica utilizada, además de los perfiles AA’ y BB’.

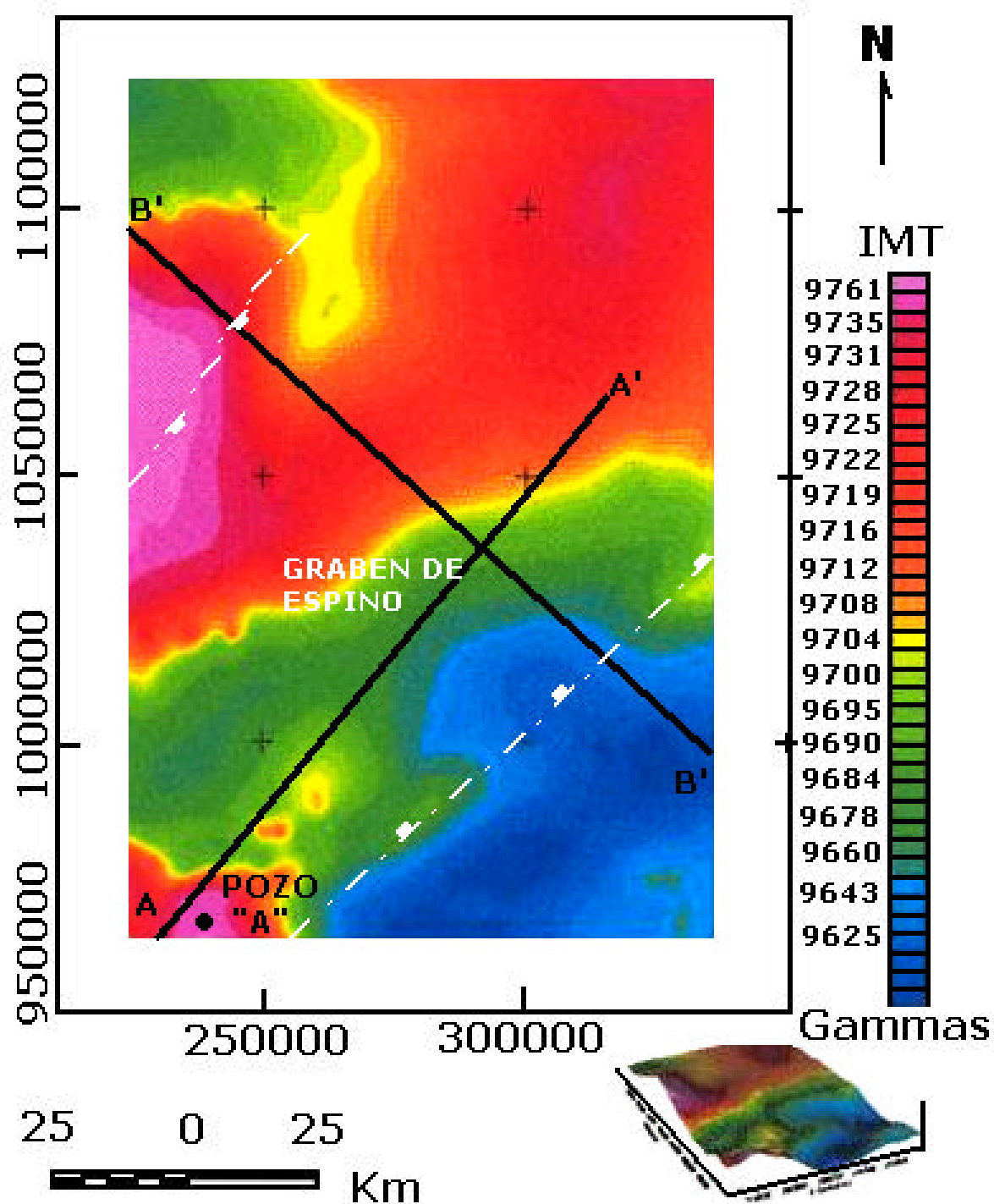


Figura N° 39. Mapa Intensidad Magnética Total

Al observar el mapa de anomalías magnéticas se pueden resaltar ciertas características como:

1. Los contornos muestran un rumbo preferencial de N55E aproximadamente.
2. El mayor gradiente se ubica al Suroeste de la zona y tiene un valor en el orden de 10 gammas/Km.
3. El menor valor del gradiente se consigue hacia el Noroeste del área de estudio y es de 0.5 gammas/Km.
4. La anomalía que se presenta como un cierre máximo magnético se ubica en la parte central, hacia el este de la zona, sin embargo se destaca que al sureste los contornos aumentan paulatinamente hasta alcanzar valores mayores a 9761 gammas.
5. Hacia el Sureste, más hacia la parte central, se presentan los menores valores de intensidad magnética. Al noroeste se observan valores mínimos hasta 9670 gammas.

En el perfil AA' se observan valores máximos de 9740 y 9715 en los extremos Norte y Sur; y los valores disminuyen hacia la parte central de la línea de perfilaje hasta alcanzar un valor mínimo de 9690, el comportamiento general de las anomalías es descendente hacia la parte intermedia del perfil.

En cuanto al perfil BB' se tienen valores mínimos hacia el extremo Sur, hasta alcanzar los 9630 gammas. Hacia el Norte los contornos ascienden de valor hasta un máximo de 9740 gammas, para posteriormente descender ligeramente hasta los 9710 gammas. El comportamiento general de la curva es ascendente hacia el Norte.

4.4.2 Rangos de susceptibilidad y magnetismo teóricos

Como se puede observar en la Tabla N° 14, la susceptibilidad posee rangos muy amplios para un mismo tipo de litología. Así mismo la magnetización puede variar dependiendo si es remanente o inducida, tal como fue expuesto en el capítulo anterior. Es por ello que la revisión de trabajos previos permite puntualizar valores menos dispersos

para el contexto litológico que se presenta en el área de estudio. A continuación se presentan las Tablas N° 15 y 16, las cuales contienen valores utilizados por Orihuela y Ruiz (1990), y Bosch y Rodríguez (1992).

TIPO DE ROCA	RANGO DE SUSCEPTIBILIDAD (K)	PROMEDIO DE SUSCEPTIBILIDAD (K)
Sedimentarias	0 – 4000	75
Ígneas ácidas	3 – 6530	650
Ígneas básicas	44 – 9710	2600
Metamórficas	0 - 5800	350

Tabla N° 14. Valores teóricos de susceptibilidad (K). “Compilación de datos geológicos, geofísicos y mineros” de Gomero, Martiz y Rodríguez (1987).

TIPO DE ROCA	DENSIDAD [gr/cm³]	SUSCEPTIBILIDAD [K]
SEDIMENTARIA	2 – 2.20	10 – 100
METASEDIMENTARIA	2.6	2640
METAMÓRFICA	2.65	3680
ÍGNEA ÁCIDA	2.65	960 – 1040
ÍGNEA BÁSICA	2.85	1520
METAÍGNEA	2.65	3680
MÁFICA	2.9 – 3.25	3360 – 7600
ULTRAMÁFICA	3.31 – 3.40	8000

Tabla N° 15. Valores de susceptibilidad propuestos por Orihuela y Ruiz (1990)

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA	DENSIDAD [gr / cm³]	MAGNETIZACIÓN [emu*cm³]
AGUA	1.00	0
SEDIMENTOS	2.40	30
META-SEDIMENTOS Y META-VOLCÁNICAS	2.60	55
ARCO ÍGNEO DE PALEO- ISLAS	2.85	180
CORTEZA CONTINENTAL	2.80	150
CORTEZA DEL CARIBE	2.95	200
MANTO	3.20	200

Tabla N° 16. Valores de magnetización propuestos por Bosch y Rodríguez (1992)

Como resultado de la información recopilada, bs valores de susceptibilidad (K) y magnetización (M) asignados a cada cuerpo son los siguientes:

SECUENCIA	SUSCEPTIBILIDAD [K]	MAGNETIZACIÓN [emu*cm³]
Antepaís	0	0
Margen Pasivo	300	100
Apertura Continental	900	150
Secuencia sin datación	950	180
Paleozoico	1200	180
Corteza Superior	3500	220
Corteza Inferior	4000	220
Manto	5000	250
Basaltos	2200	220

Tabla N° 17. Valores de susceptibilidad y magnetización propuestos para el modelaje magnético

En la corteza se presentan tres cuerpos con variaciones de susceptibilidad desde 0.001500 hasta 0.009700; y de magnetización desde 0.000250 hasta 0.00015. La susceptibilidad se mide en $\text{K} \cdot 10^{-6}$ y la magnetización en $\text{emu} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot 10^{-6}$.

Los valores de declinación e inclinación utilizados son -11 y 35.7 grados, respectivamente.

4.4.3 Análisis Espectral

El análisis espectral de los datos magnéticos, realizado con el programa MAGMAP de Geosoft (Apéndice N° 1), se implementó en una ventana que abarca completamente el área de estudio. En la Figura N° 40 se observa el análisis espectral realizado y los cálculos de las pendientes, a partir de las cuales se estiman las profundidades de las fuentes anómalas (Tabla N° 18).

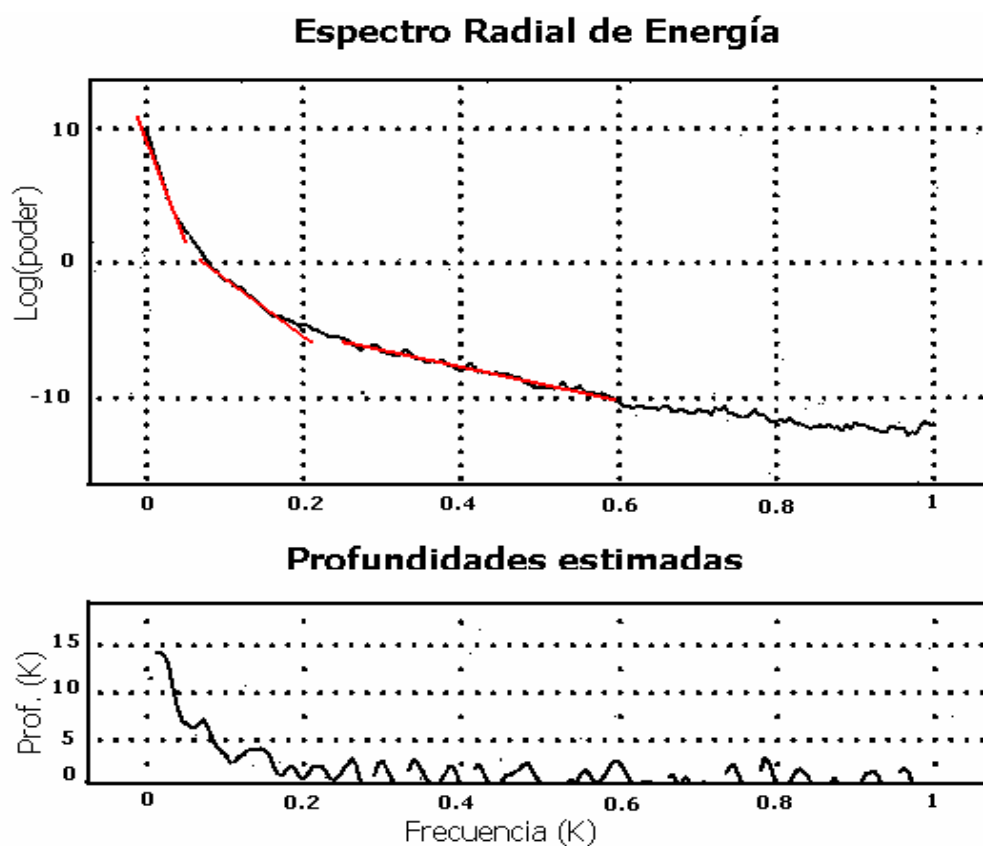


Figura N° 40. Análisis espectral de los datos magnéticos

FUENTE	PROFUNDIDAD (Km)
Profunda	13
Intermedia	4
Somera	1

Tabla N° 18. Estimación de profundidades de las fuentes anómalas a partir del análisis espectral de los datos magnéticos

4.4.4 *Reducción al Polo y al Ecuador*

Las Figuras N° 41 y N° 42 muestran los resultados de la aplicación de estas técnicas en los datos magnéticos. El programa utilizado para realizar éste proceso es el MAGPICK de Geometrics (Apéndice N° 2).

Aunque debido a las limitaciones de los métodos de “Reducción al Polo” y “Reducción al Ecuador” expuestas en el anterior capítulo, el método más resolutorio sería el segundo, las respuestas muestran que es el primero el que propone con mayor certeza la ubicación de los cuerpos magnéticos en el área. Esto se puntualiza con base en el conocimiento de la ubicación de los fluidos basálticos, lo cual permite, de alguna manera, evaluar la resolución de los métodos antes nombrados. Además, que la estructura Graben de Espino también genera una respuesta magnética que se puede observar más claramente en el mapa generado tras la aplicación de la Reducción al Polo.

Esta no es la primera vez que se plantea que el Método de Reducción al Polo sea más efectivo para el reprocesamiento de los datos magnéticos en Venezuela, a pesar de la cercanía al Ecuador. Cataldi (1992) a través de un estudio de datos magnéticos adquiridos en el Estado Bolívar, evaluó la resolución de ambos métodos y concluyó que la Reducción al Polo ofrece resultados más fáciles de interpretar que la Reducción al Ecuador, la cual por otra parte distorsiona la respuesta y genera objetos magnéticos tripolares, entre otras observaciones.

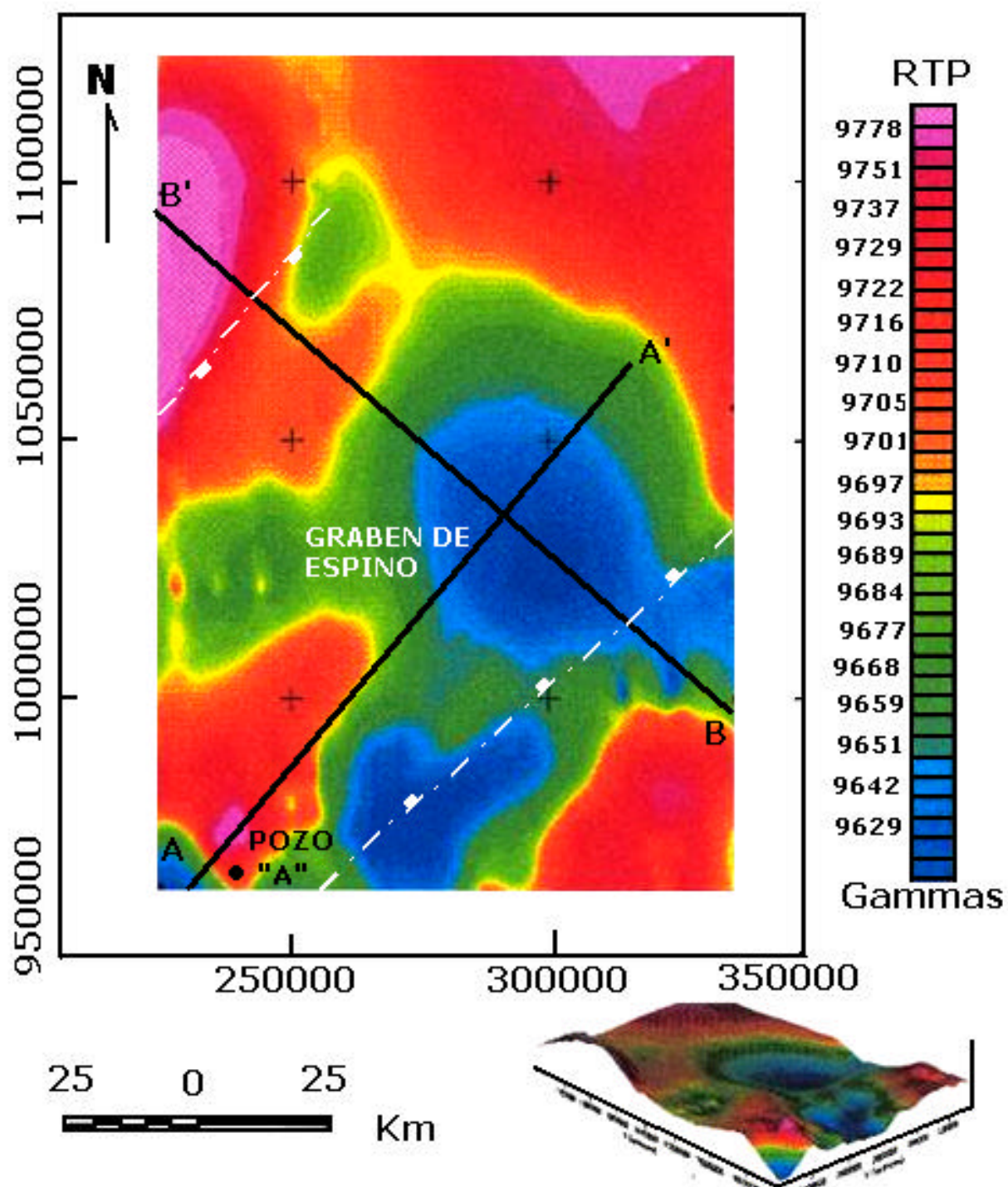


Figura N° 41. Mapa de Reducción al Polo de los datos de Intensidad Magnética Total del área de estudio

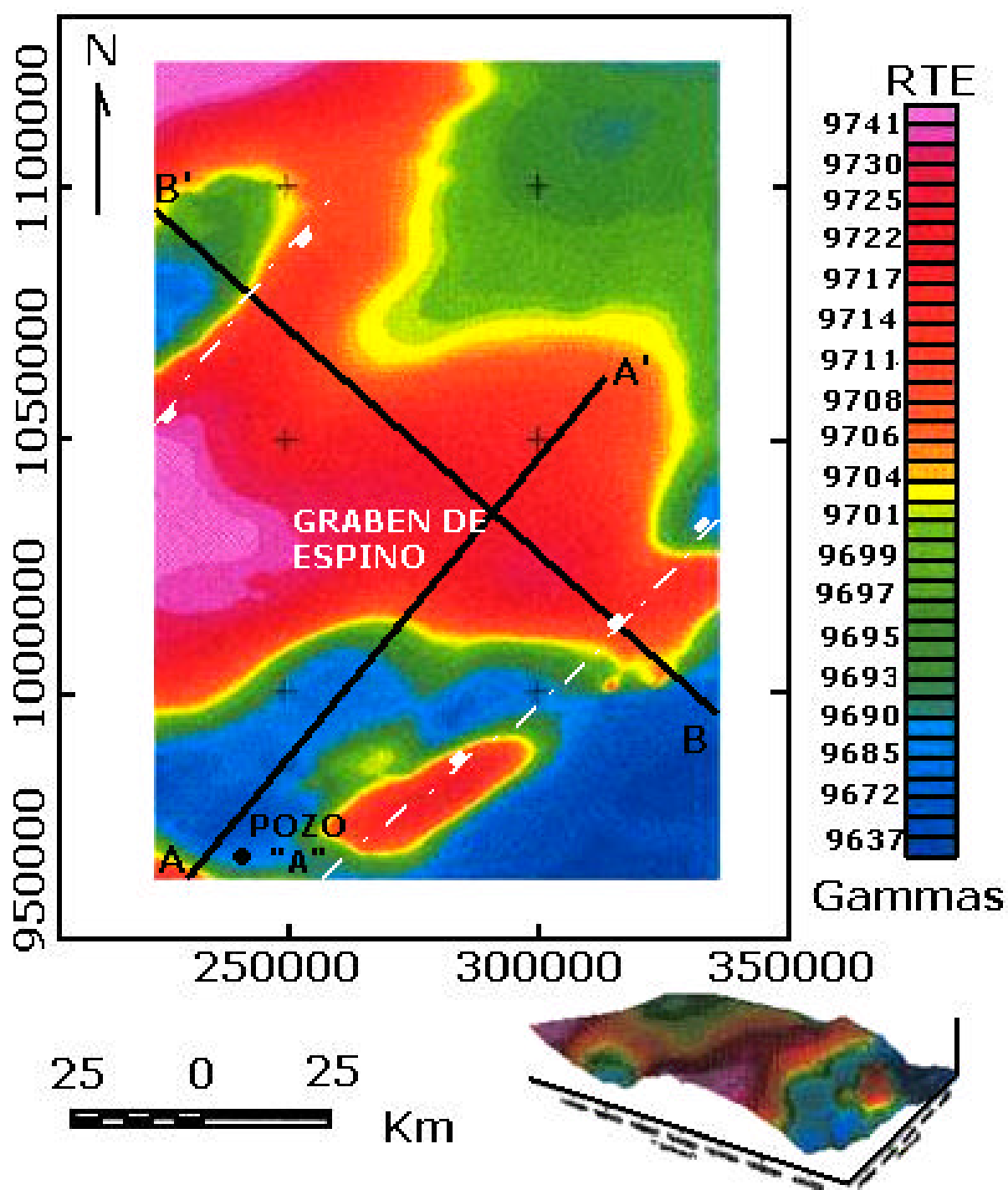


Figura N° 42. Mapa de Reducción al Ecuador de los datos de Intensidad Magnética Total del área de estudio

CAPÍTULO 5

5. INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA

5.1 MODELAJE GRAVIMÉTRICO EN LOS PERFILES AA' Y BB'

Para realizar el modelo gravimétrico se utilizaron los datos de la interpretación sísmica de los transectos 1 y 2. Con ello se controla la disposición de las secuencias antepaís, margen pasivo y apertura continental. Para controlar la geometría de los sedimentos paleozoicos, corteza superior, corteza inferior y manto se hizo uso de las profundidades de las fuentes gravimétricas calculadas a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos y las aportadas por la interpretación de sísmica profunda de FUNVISIS en la localidad de San Mateo (Martins et al., 2002).

Con el análisis espectral aplicado a los datos gravimétricos, se obtuvieron cinco niveles de profundidades, los cuales fueron nombrados en el anterior capítulo anterior. A través del modelaje se han encontrado cambios de densidades a profundidades similares a las aportadas en dicho análisis, lográndose de esta manera, darle sentido geológico a estos cálculos. En la Tabla N° 19 se indica la profundidad de las fuentes obtenidas a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos y la interfase asociada a éstas.

Profundidad (Km)	Interfase atribuida
17.9	Corteza sup./corteza inf, donde éstas se adelgazan
7.1	Paleozoico/corteza superior al Suroeste del área de estudio
2.25	Margen pasivo/apertura continental hacia el Suroeste
2.0	Antepaís/margen pasivo hacia el centro de la zona
0.8	Antepaís/margen pasivo al Suroeste del área de estudio

Tabla N° 19. Interfases interpretadas a partir del análisis espectral gravimétrico

En los datos de sísmica profunda de FUNVISIS (Martins et al., 2002) no fueron interpretadas las secuencias pertenecientes al Jurásico y al Paleozoico, es por ello que, haciendo uso de los rangos de velocidad estimados para dichas secuencias, se calcularon las densidades a través de la Ecuación de Gardner (Gardner et al., 1974). Posteriormente se

procedió a comparar los rangos de densidad obtenidos con las densidades asignadas a los cuerpos de rocas a modelar, a partir de lo cual se le asignaron, nuevamente, edades a los estratos interpretados a través de la sísmica profunda.

Otra de las consideraciones tomadas en cuenta durante el modelaje es la gran influencia que representa el contraste de densidades entre manto y corteza inferior, así como la disposición geométrica del primero, en la respuesta gravimétrica observada. Es por ello que el Mapa de Anomalías de Bouguer no refleja en forma determinante la presencia del Graben de Espino, pues el efecto que esta estructura causa se enmascara por la respuesta anómala que genera la distribución del manto.

Los perfiles gravimétricos AA' y BB' se presentan en las Figuras 43 y 44. Para llevar a cabo el modelaje se utilizó el programa GM-SYS de Geosoft (Apéndice N° 3) y para la presentación final de éstos se empleó la opción de dicho programa para generar la salida directa de los modelos a través de un archivo *DXF, al cual se tiene acceso a través del programa AUTOCAD de Autodesk.

El principal aspecto que llama la atención con respecto a la configuración propuesta para la disposición de los estratos, es el adelgazamiento de la corteza en la parte central del área de estudio. Dicho adelgazamiento se observa en ambos perfiles y su máxima expresión es de aproximadamente 13 Kilómetros. Esta misma característica se observa en el modelo gravimétrico propuesto por Reyes (2002), presentado en la Figura N° 45, el cual propone, en un perfil que se extiende a lo largo del meridiano 66° entre las latitudes 7°N y 12°N, un espesor de 12 Km, aproximadamente, para la corteza bajo el Graben de Espino.

En el perfil AA', de extensión 170 Km en sentido Suroeste-Noreste, se observa que las secuencias sedimentarias adquieren mayor espesor y profundizan hacia el Noreste. Los sedimentos de la cuenca antepaís alcanzan un espesor máximo de 5,1 Km, aproximadamente. La base de los depósitos del margen continental pasivo se encuentra a una profundidad máxima de 8.5 Km, y una mínima de 1.4 Km. Dichos depósitos tienen un espesor máximo de 3.5 Km, aproximadamente.

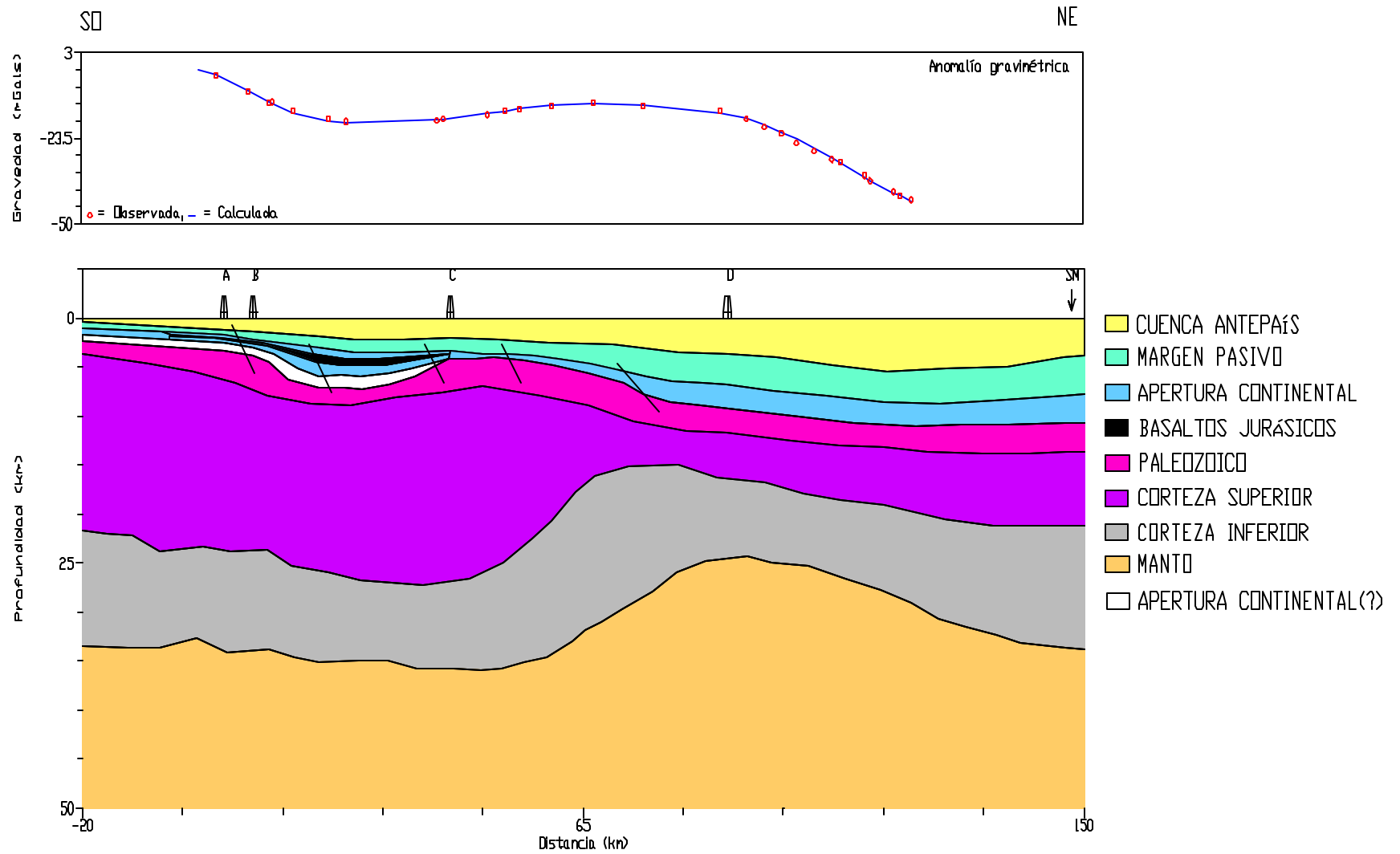


Figura N° 43. Modelo gravimétrico del perfil AA'

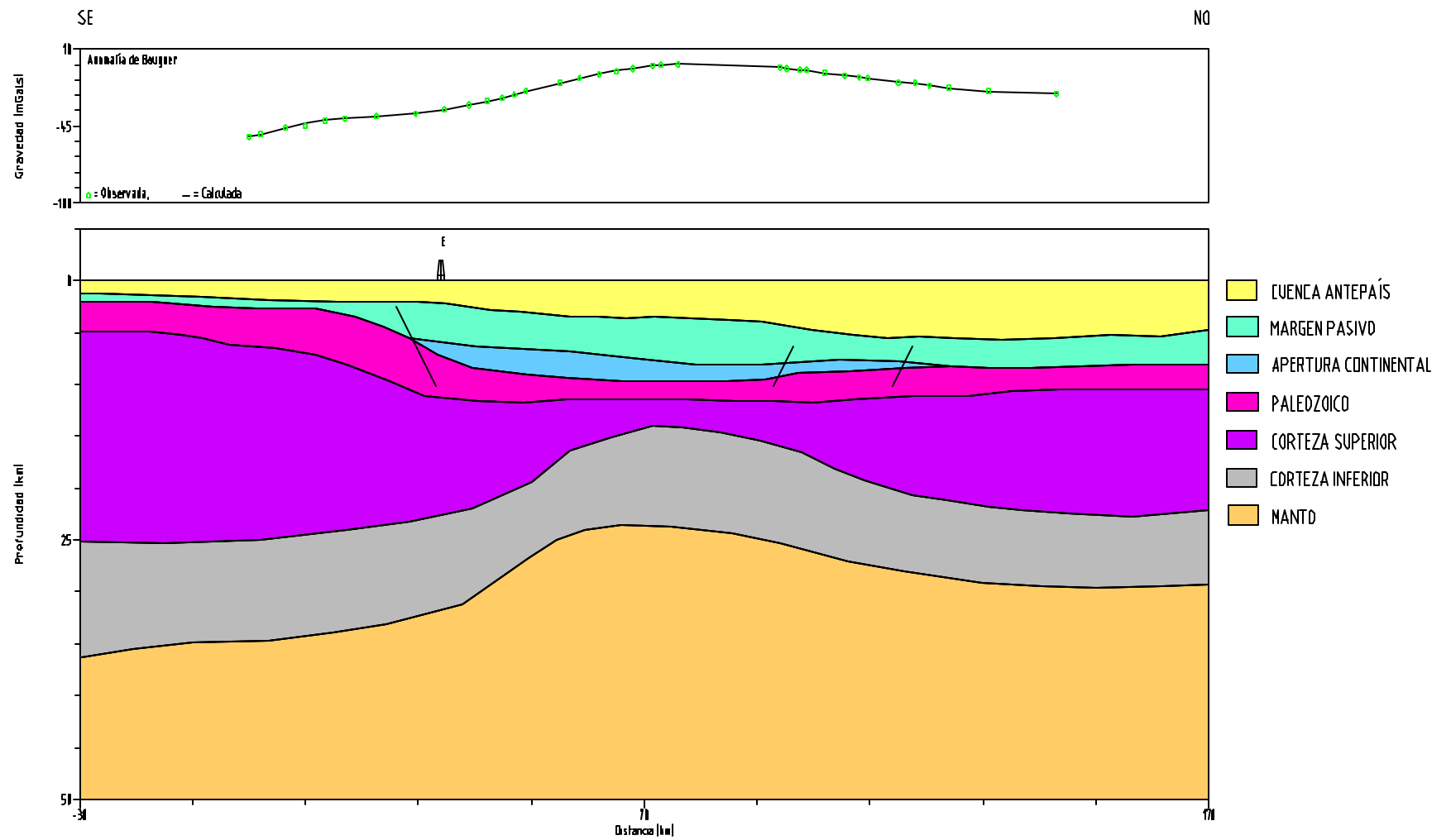


Figura N° 44. Modelo gravimétrico del perfil BB'

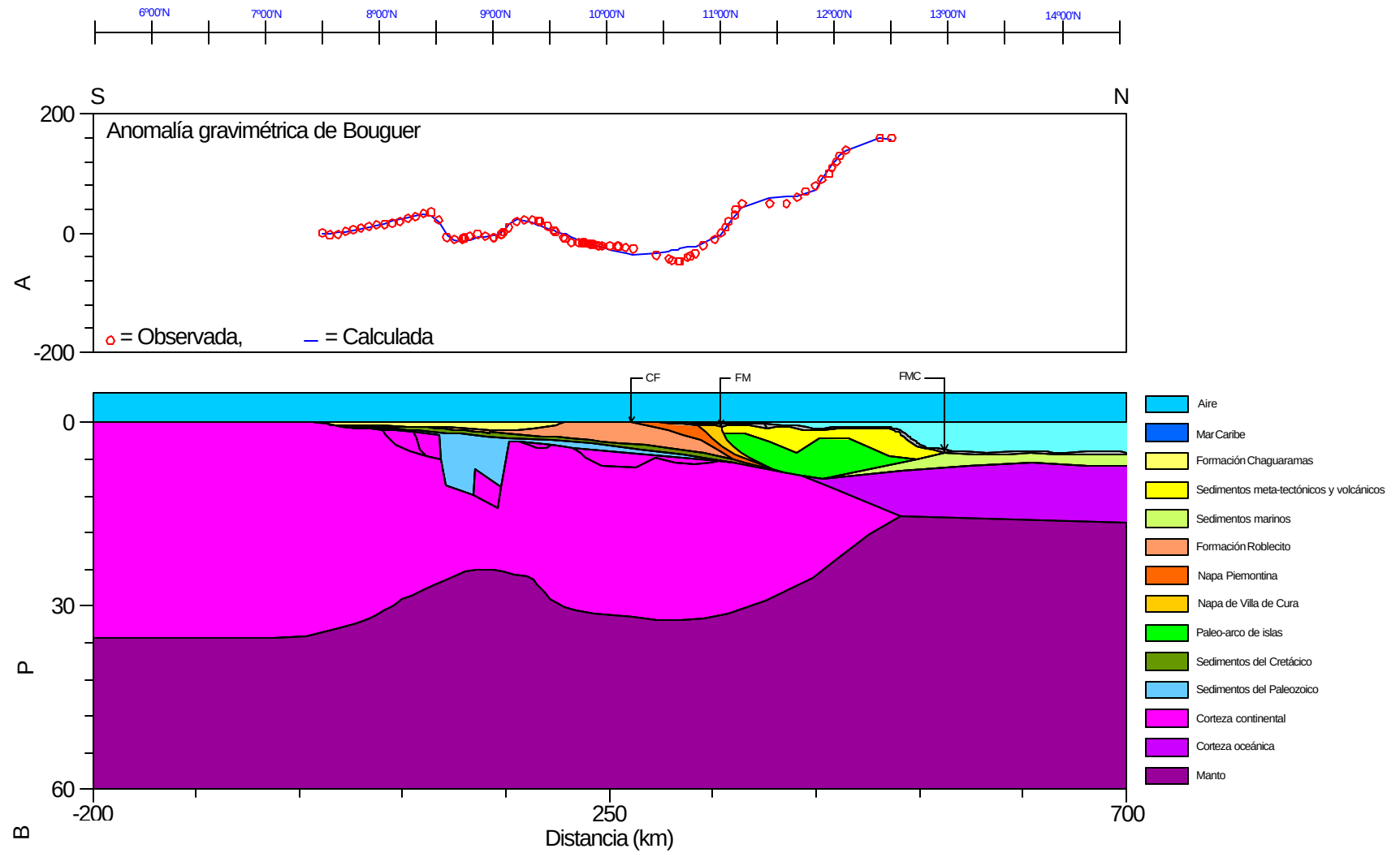


Figura N° 45. Modelo gravimétrico propuesto por Reyes (2002)

Así mismo la secuencia jurásica depositada durante la apertura continental o “rifting” tiene una profundidad máxima en su base de 11.2 Km, y una mínima de 2.1 Km, siendo su máximo espesor 2.5 Km, aproximadamente. La base de los depósitos paleozoicos tiene una profundidad máxima de 13.6 Km, y una mínima de 3.7 Km.

La corteza superior presenta un valor máximo de profundidad de 21.8 Km hacia el Sureste, y un valor mínimo hacia el centro del perfil de, aproximadamente, 15 Km. La corteza inferior, que suprayace sobre el manto adquiere una profundidad máxima de 33.5 Km en la parte Sureste del perfil, y un valor mínimo de 24.3 Km hacia el Noreste.

Una vez ajustado el modelo del perfil AA', con un error de 0.46 miligales, se procedió a realizar distintas pruebas (Figuras N° 46 a 52) a fin de cuantificar el error de ajuste, entre la curva observada y la calculada, que producen distintas situaciones tales como:

1. Modelo sin presencia del manto: Aumentó el error de ajuste a 23.68 miligales.
2. Modelo sin corteza inferior: El error aumentó a 1.09 miligales.
3. Modelo en el cual la capa sedimentaria sin datos de núcleos, apreciada por las lecturas que provoca en los registros del pozo “A”, tiene la densidad del Paleozoico: La curva se desajustó en 0.82 miligales.
4. Modelo en el cual la capa nombrada en la situación anterior tiene la densidad del Jurásico: El error alcanzó un valor de 0.88 miligales.
5. Modelo sin presencia de flujo basáltico: Aumentó el error, alcanzando un valor de 2.75 miligales.
6. Modelo con poca presencia de basaltos: El error aumentó a 1.89 miligales.
7. Modelo asumiendo que toda la secuencia jurásica, dentro de las Fallas de Aníbal, está conformada únicamente por basaltos: Se alcanzó un desajuste con un valor de 8.23 miligales con respecto a la curva observada.

El perfil BB' presenta un error de ajuste de 0.51 miligales, tiene una longitud de 200 Km, con dirección Sureste-Noroeste. En éste se puede apreciar que los depósitos sedimentarios buzcan hacia el Noroeste, adquiriendo mayor espesor en esta dirección.

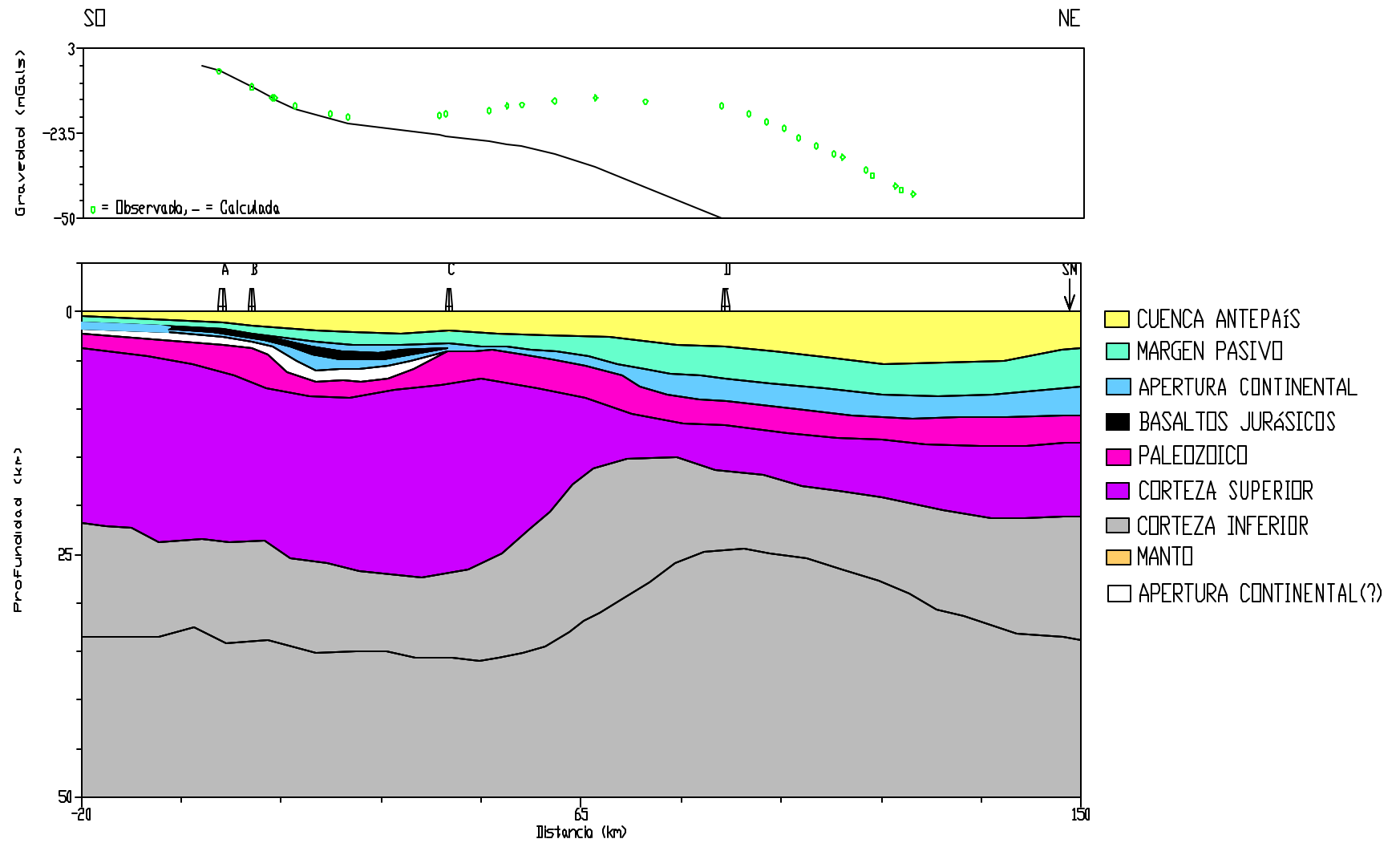


Figura N° 46. Modelo gravimétrico experimental sin presencia de manto

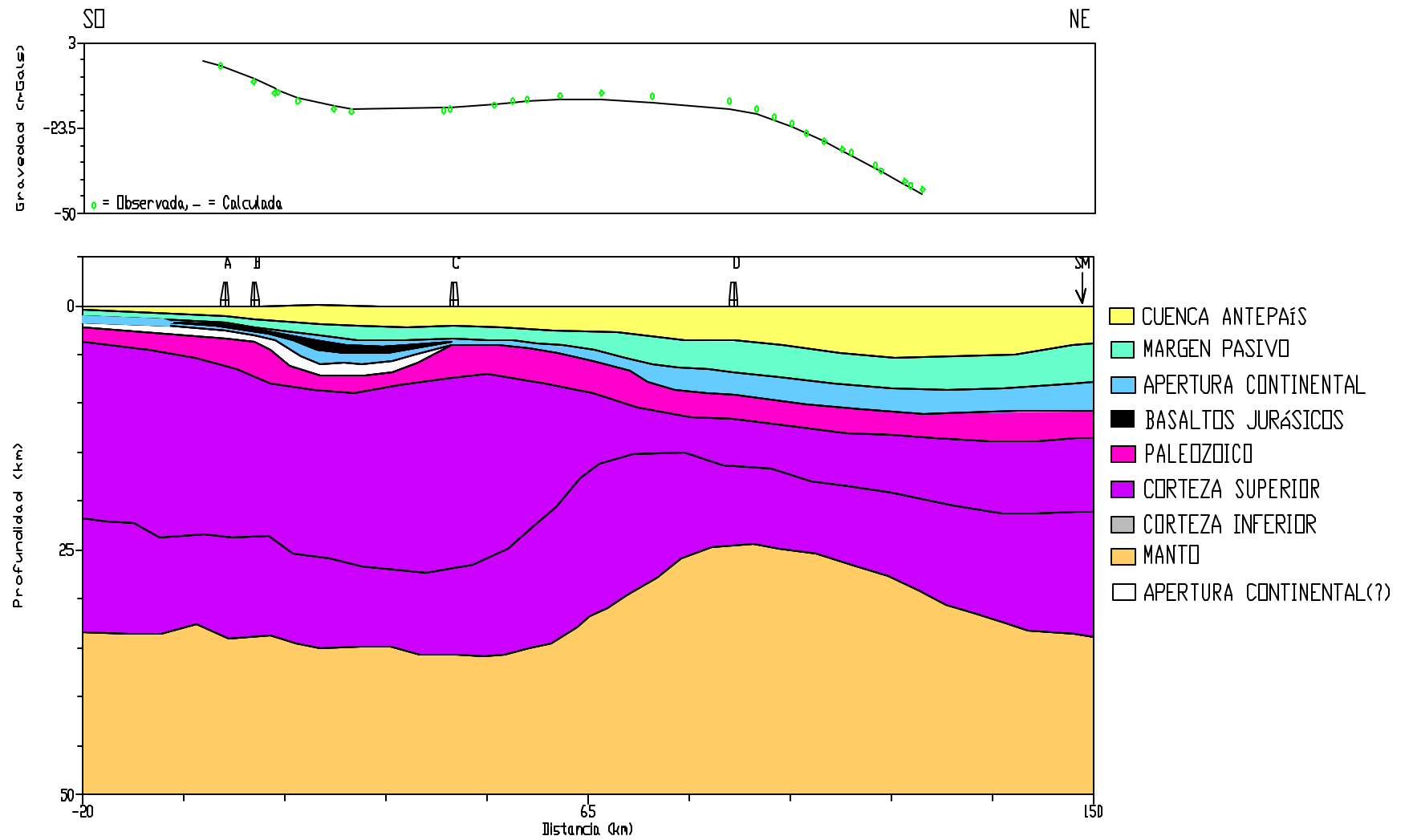


Figura N° 47. Modelo gravimétrico experimental sin presencia de la corteza inferior

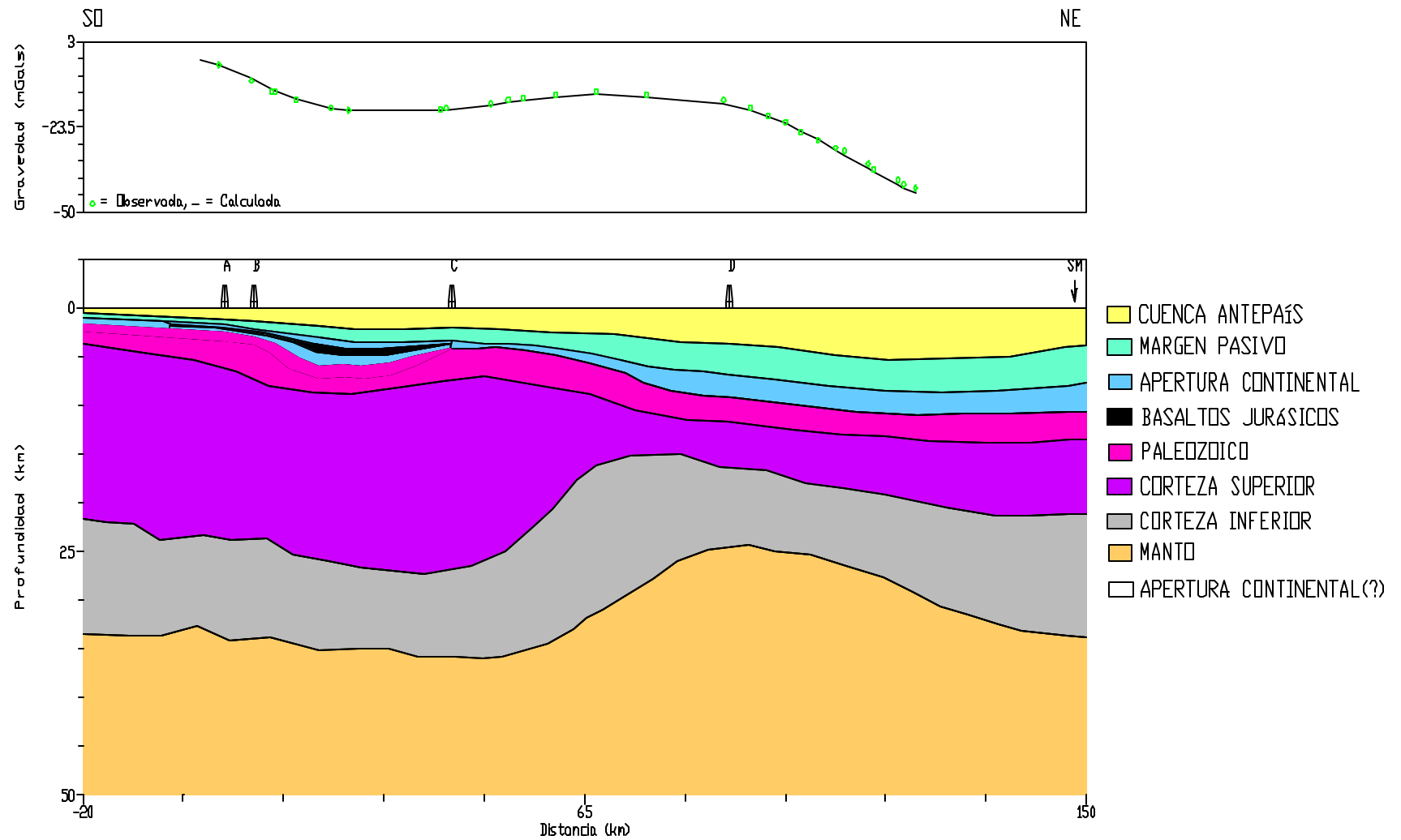


Figura N° 48. Modelo gravimétrico experimental asumiendo que la capa observada en el pozo “A”, sin información bioestratigráfica, contiene depósitos paleozoicos.

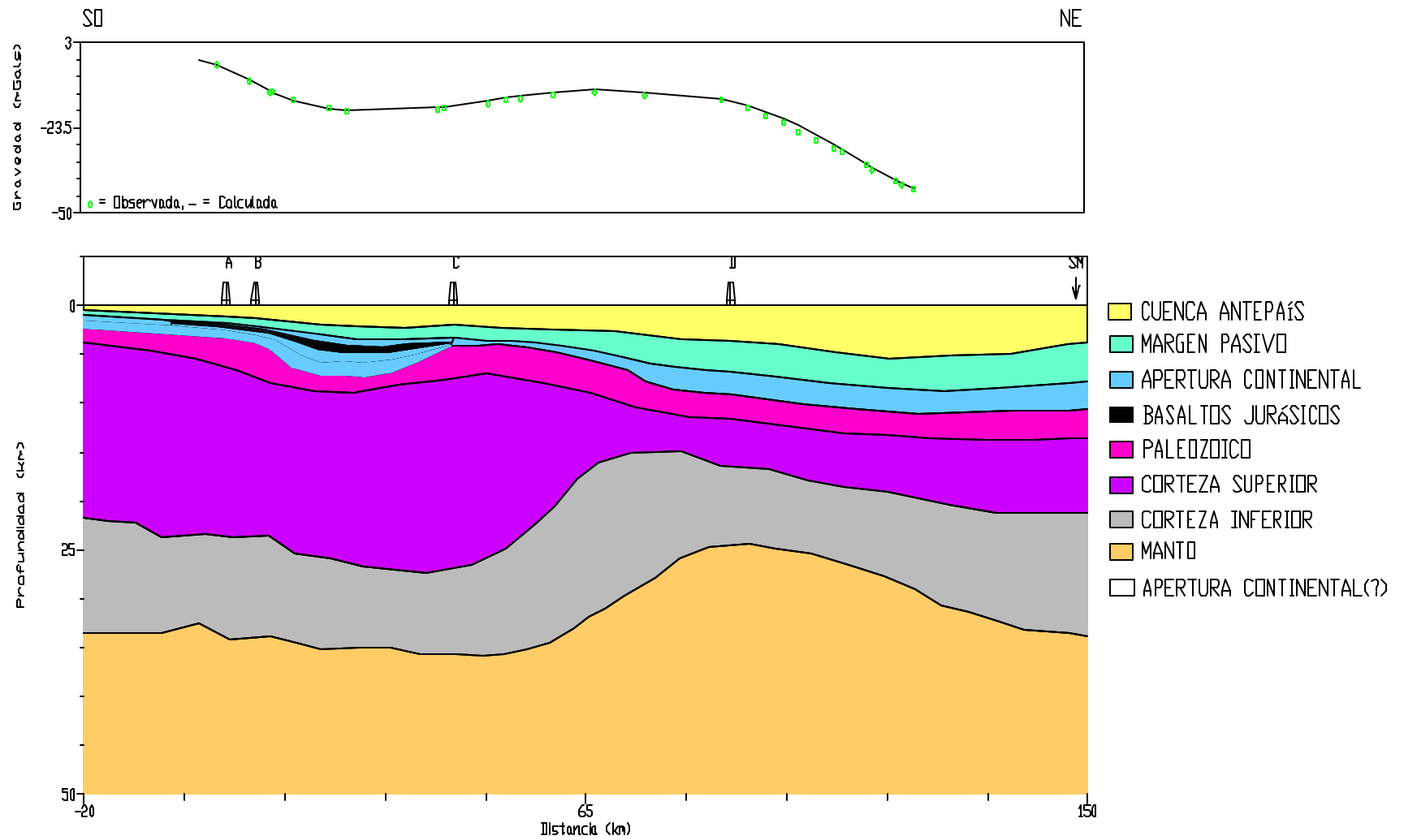


Figura N° 49. Modelo gravimétrico experimental asumiendo que la capa observada en el pozo "A", sin información bioestratigráfica, contiene depósitos jurásicos.

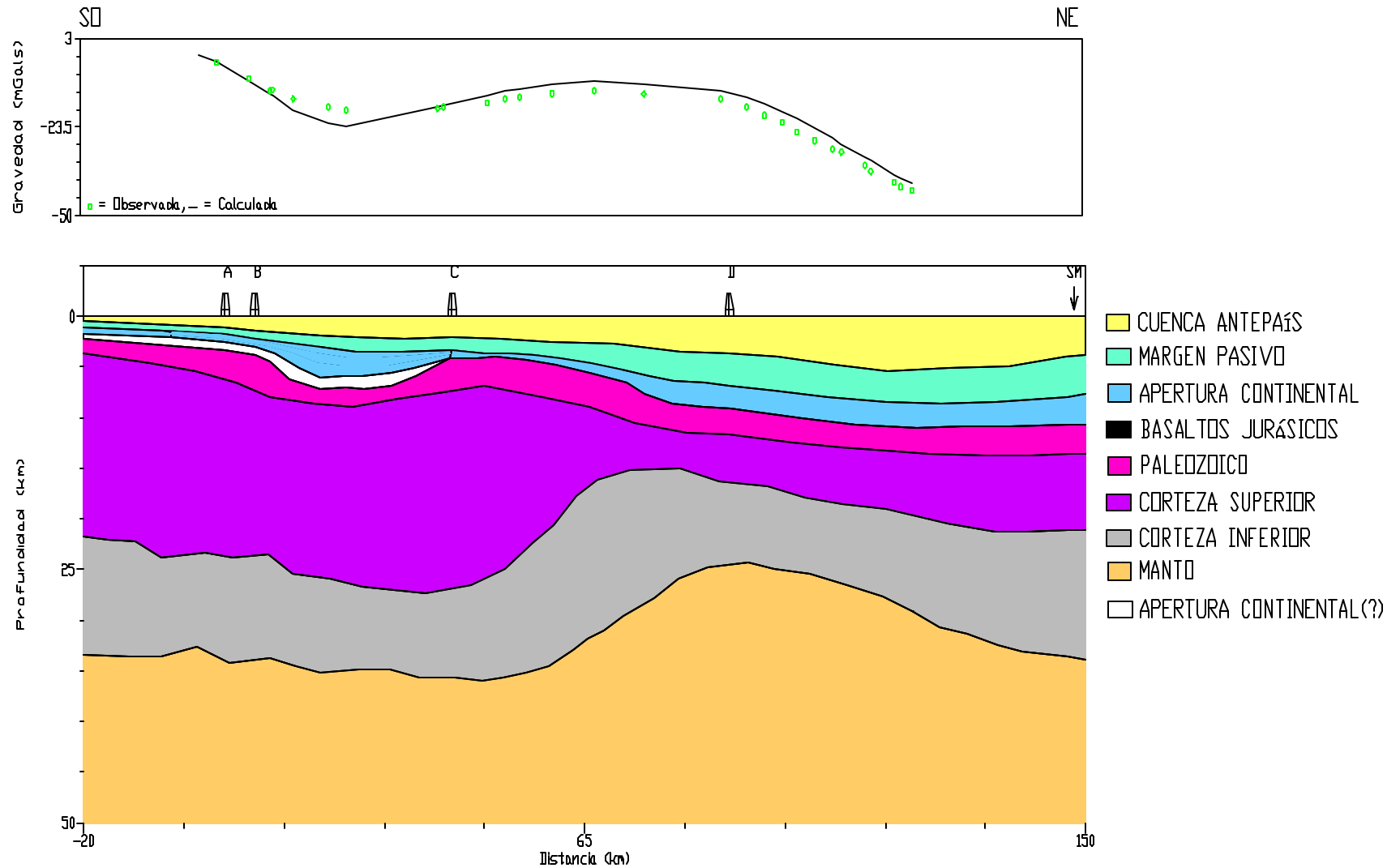


Figura N° 50. Modelo gravimétrico experimental sin presencia de basaltos jurásicos

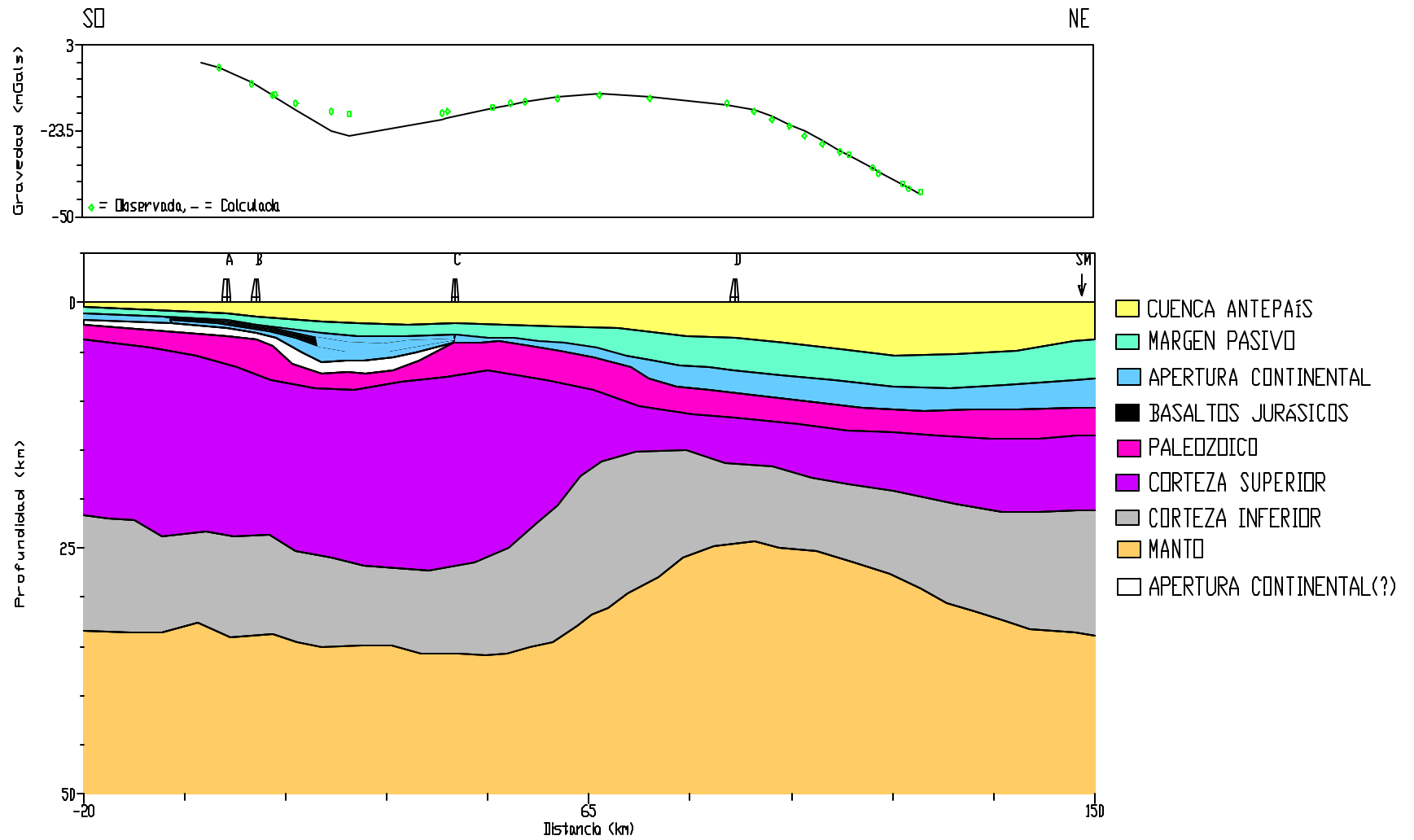


Figura N° 51. Modelo gravimétrico experimental con presencia de un cuerpo basáltico de menor extensión

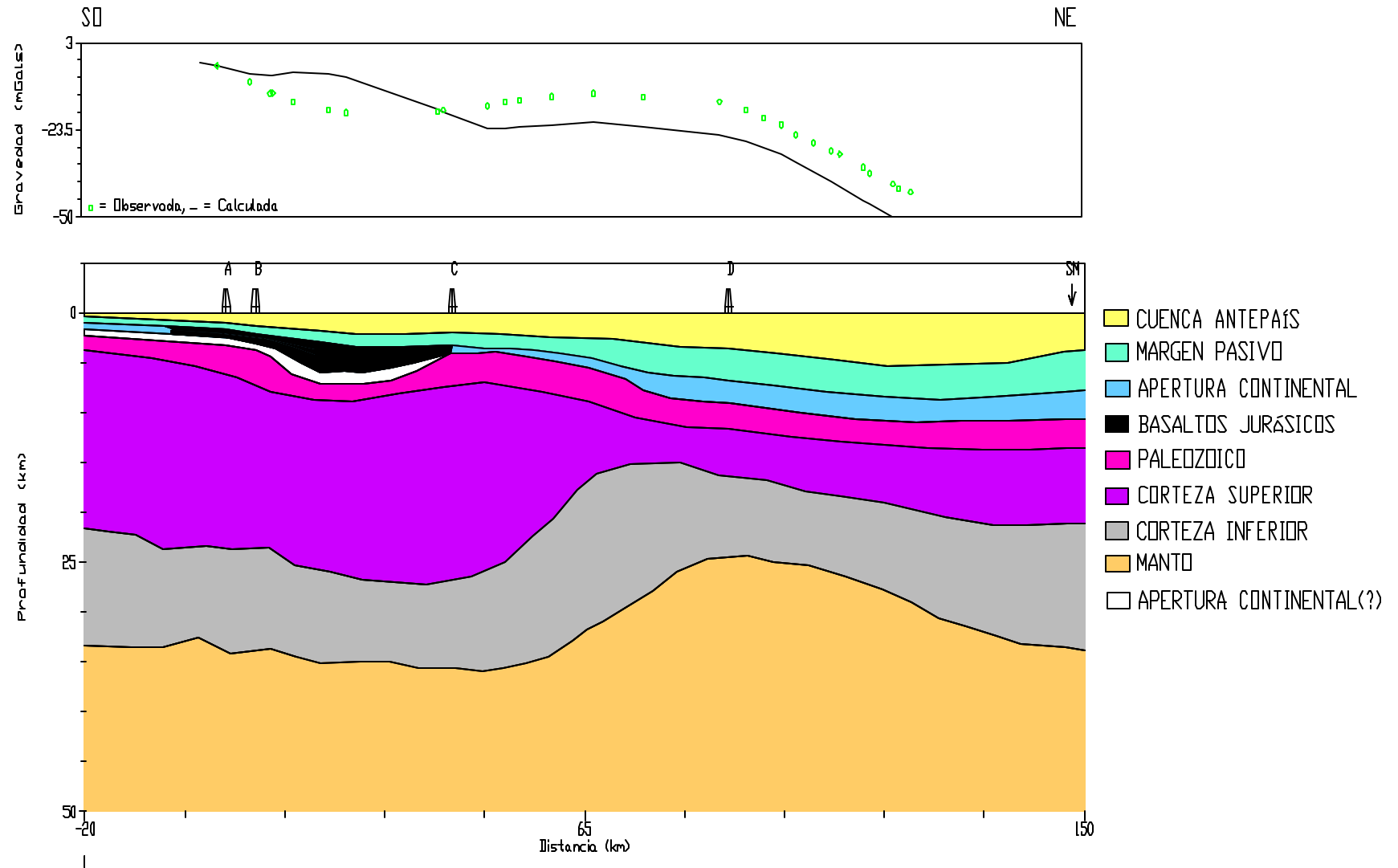


Figura N° 52. Modelo gravimétrico experimental con presencia de un cuerpo basáltico de mayor extensión

La secuencia depositada durante la formación de la Cuenca “Foreland” o Antepaís se engrosa hacia el Noroeste alcanzando un espesor máximo de 5.7 Km. Es relevante observar que, tanto en el perfil AA’ como el BB’, los depósitos de la secuencia antepaís tienden a cambiar ligeramente el buzamiento en la parte más hacia el Norte de éstos; ello es producto del cierre de la cuenca en esta dirección.

Los depósitos del margen continental pasivo adquieren mayor espesor dentro del Graben de Espino, lo que sugiere la reactivación de esta estructura durante este periodo a causa de la subsidencia provocada por la carga litostática de los sedimentos depositados. El máximo espesor que alcanza esta secuencia es de 3.8 Km, y el mínimo de 0.8 Km al Sureste del perfil. La base de estos depósitos es más profunda hacia el Noroeste con un valor de 8.45 Km, y es más somera hacia el Sureste, donde alcanza los 2.1 Km, aproximadamente.

La secuencia de sedimentos del Jurásico llega a tener un máximo espesor de 2.1 Km, y su base es más profunda hacia el Noroeste con un valor de 9.7 Km, y es más somera al Sureste alcanzando un valor de 8.4 Km.

Los depósitos del Paleozoico alcanzan una profundidad máxima de 11.6 Km, hacia la parte central del perfil. En el Sureste esta secuencia se hace más somera, y presenta valores cercanos a los 4.5 Km. La corteza superior, al igual que la inferior presenta las mayores profundidades hacia el Sureste, hasta alcanzar valores de 24.1 Km, para la primera, y 36 Km, para la segunda. De igual manera, en el centro del perfil se tienen los menores valores de profundidad de éstas, llegando a presentar valores de 13.8 Km y 24.1 Km, respectivamente.

5.2 MODELADO MAGNETOMÉTRICO EN LOS PERFILES AA’ Y BB’

El modelado magnético tiene como base la geometría propuesta para los cuerpos en el modelo gravimétrico, tal que los nuevos parámetros a considerar o incorporar son la susceptibilidad magnética y la magnetización. Los valores que se tomaron para cada una de

las secuencias modeladas fueron nombrados la Tabla N° 17. La herramienta computacional utilizada es el programa GM-SYS de Geosoft (Apéndice N° 3).

Para determinar la configuración de los cuerpos magnéticos se utilizó el análisis espectral aplicado a los datos magnéticos, que permitió estimar las profundidades de fuente señaladas en la Tabla N° 20.

Profundidad (Km)	Interfase atribuida
13	Paleozoico/corteza superior al Norte del área
4.0	Margen pasivo/apertura continental hacia el centro
1.0	Cuenca antepaís/margen pasivo

Tabla N° 20. Interfases interpretadas a partir del análisis espectral magnético

Al comparar los resultados de las interfases interpretadas a partir de los análisis espectrales de los datos gravimétricos y los magnéticos, se puede apreciar que se mantiene el rango de profundidades estimadas para las fuentes anómalas someras e intermedias, sin embargo las profundas discrepan debido a que los análisis aprecian distintas interfases.

Otra herramienta utilizada es la ubicación puntual de las variaciones de las propiedades magnéticas aportada por la Reducción al Polo (Figura N° 41) aplicada a la red de datos de la zona de trabajo. A través de éste se puede observar que la respuesta que puede ser atribuida a la presencia de basaltos se extiende a lo largo del extremo Suroeste del área de estudio. La presencia de cuerpos con altos valores de intensidad magnética se encuentra hacia el Norte, especialmente se ubica un alto en la respuesta al Noreste de la ventana de datos. Además se tiene una alineación de valores mínimos que se extiende a lo largo de la parte central del mapa.

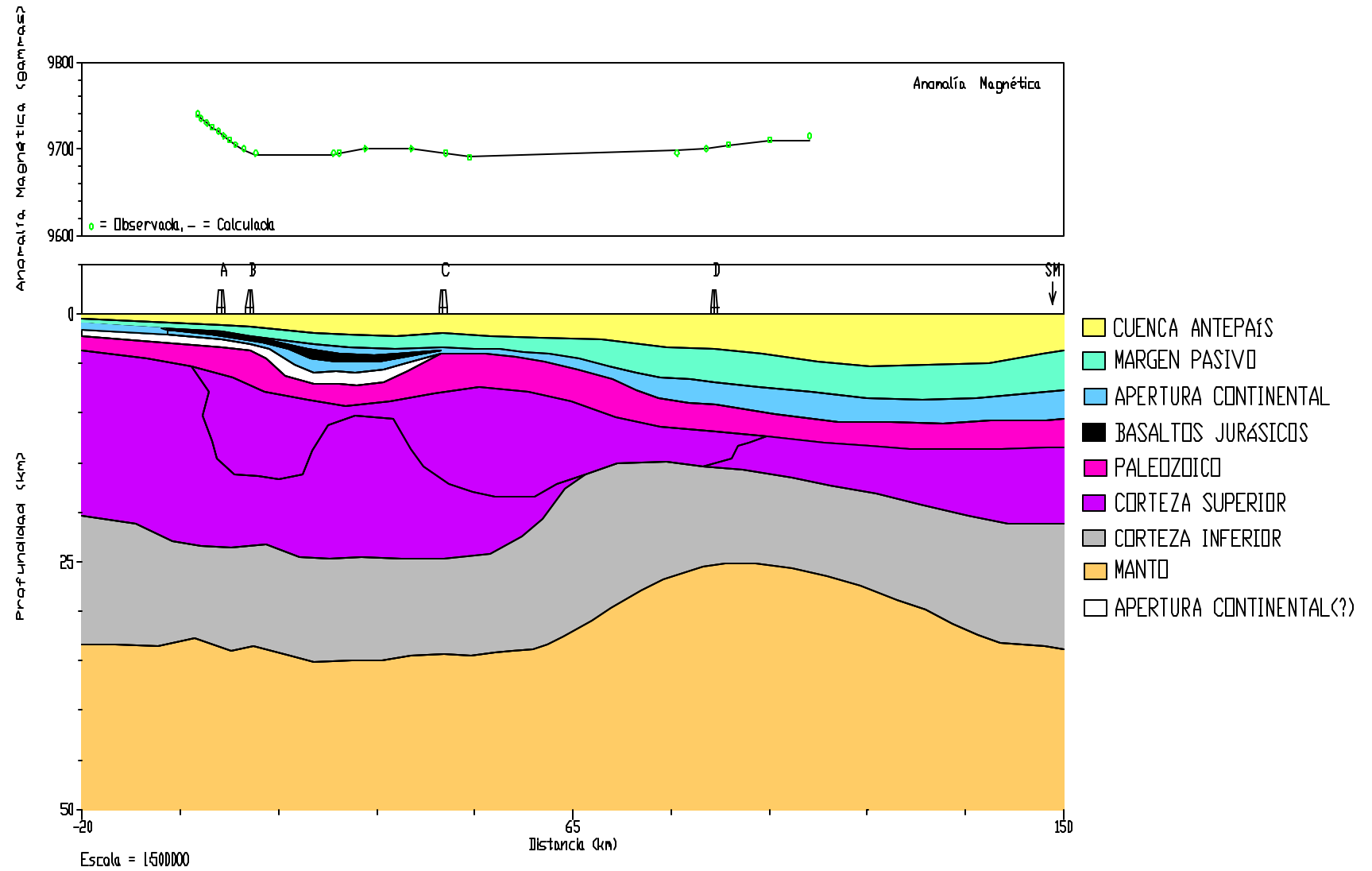
Las variaciones que se observaron a través de la Reducción al Polo fueron atribuidas al Basamento PreCámbrico, pues en este cuerpo pueden existir discontinuidades magnéticas más representativas que en los estratos suprayacentes a éste, cuya litología de origen sedimentario limita las posibilidades de ubicar altos contrastes en los valores de las

propiedades magnéticas. Así mismo, se trató de ubicar los cuerpos magnéticos en la parte superior de la corteza pues es más factible que los cambios se generen en esta zona, que a mayor profundidad donde ésta se vuelve más homogénea.

En el perfil AA' (Figura N° 53) se puede observar la extensión de los basaltos que generan contraste con los valores de susceptibilidad y magnetización de los estratos sedimentarios que los rodean. El cuerpo de bajo valor de intensidad magnética que se observó en la Reducción al Polo fue modelado con una extensión aproximada a la sugerida en la Figura N° 41. Dicho cuerpo tiene valor de susceptibilidad de $0.0015 \text{ K} \cdot 10^{-6}$ y de magnetización de $0.00015 \text{ emu} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot 10^{-6}$, lo cual lo adjudica dentro del rango de un cuerpo rocoso ígneo ácido, probablemente granítico, perteneciente a la corteza continental.

El perfil BB' (Figura N° 54) presenta la continuación del cuerpo con bajos valores de las propiedades magnéticas; también muestra otros dos cuerpos que generan la respuesta magnética alta hacia el Noroeste del área de estudio. El primero se ubica hacia el extremo Noroeste del perfil y se presenta con valores de susceptibilidad y magnetización de $0.009700 \text{ K} \cdot 10^{-6}$ y $0.00025 \text{ emu} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot 10^{-6}$, respectivamente. Al segundo cuerpo se le adjudicaron los siguientes valores: $0.007 \text{ K} \cdot 10^{-6}$, y $0.00022 \text{ emu} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot 10^{-6}$. Los valores magnéticos permiten ubicar los cuerpos dentro de los rangos de rocas ultramáficas para el primero y máficas para el segundo.

A la corteza superior, en su expresión más general, se le asignaron valores de intensidad magnética que la ubican, litológicamente, dentro de los rangos para las rocas metaígneas a metasedimentarias. Esto concuerda con lo mencionado por Feo Codecido et al. (1984) quienes expresan que sobre la Formación Roraima suprayace la sección paleozoica al Sur de Guárico. Las rocas que conforman a esta cobertura sedimentaria regional, son sedimentos clásticos, tobas, diques y sills de diabasa que probablemente fueron meteorizados y fracturados antes de la depositación de los sedimentos cambro-ordovícicos. El metamorfismo que presentan dichos sedimentos se ubica en la facie de los esquistos verdes, subfacies Prehnita- Pumpellita.



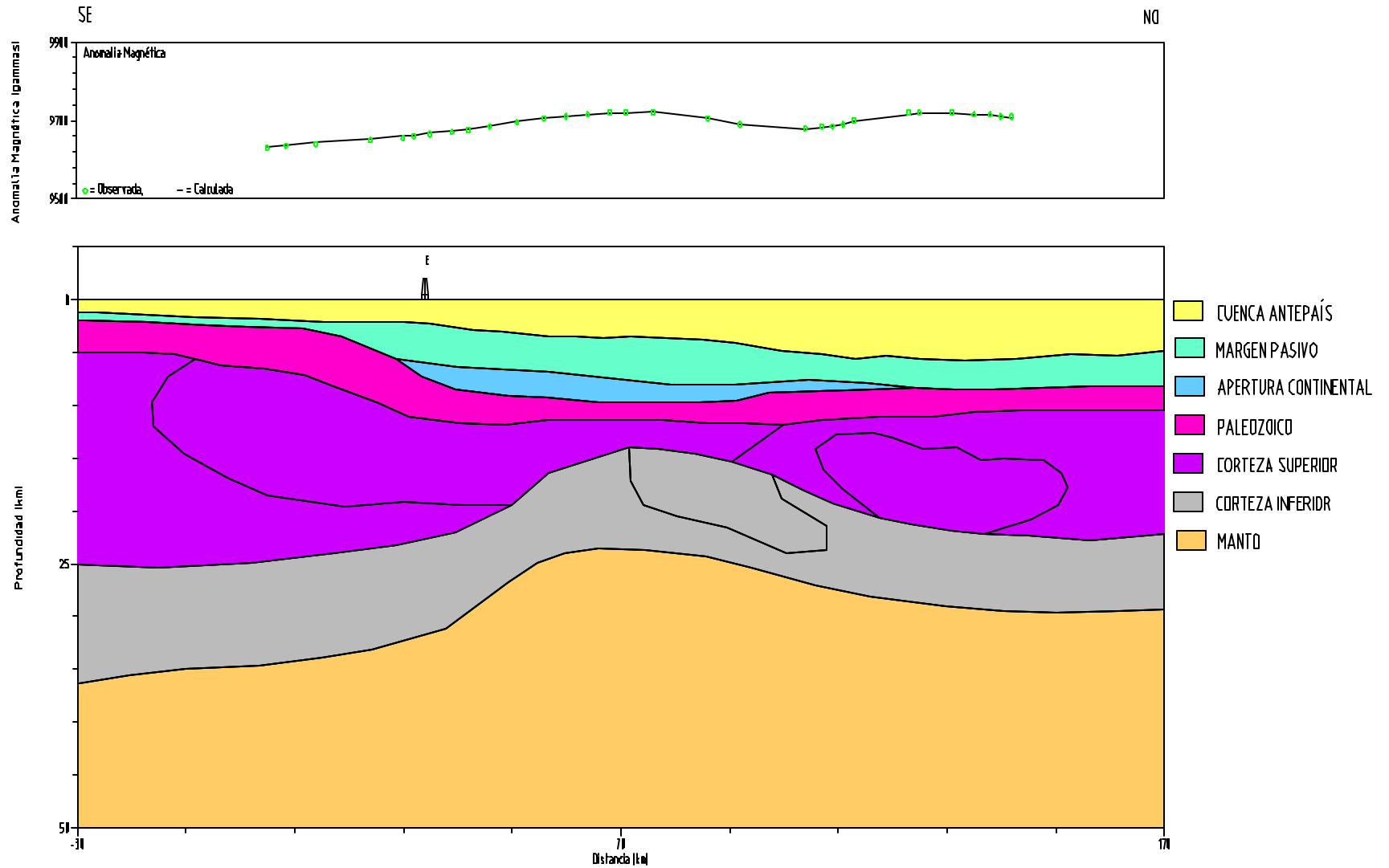


Figura N° 54. Modelo magnético del perfil BB'

5.3 **IMPLICACIONES REGIONALES DEL MODELO**

A partir de los datos sísmicos se observó la presencia de discordancias que separan a cada uno de los eventos tectónicos bajo los cuales se depositaron los sedimentos de las secuencias antepaís, margen continental pasivo, apertura continental y cuenca cambro-ordevícica. Las discordancias se presentan más transicionales que angulares hacia el Norte del área. Así mismo se destaca que la discordancia que separa la interfaz de los sedimentos depositados durante la formación de la cuenca antepaís de los del margen pasivo continental, es de tipo transicional, ello se debe a que el borde continental no sufrió deformación desde el Cretácico hasta el Paleoceno, aproximadamente, para que posteriormente los sedimentos continentales del “foreland” se depositaran, sin diferencia angular, sobre la secuencia erosionada del margen pasivo.

Otro aporte de las secciones sísmicas es la interpretación de “roll-overs” invertidos que afectan las secuencias pre-cretáceas, lo cual puede indicar que posterior al evento tectónico distensivo de la apertura continental, la corteza se haya levantado como consecuencia del fenómeno del “pandeo” causado por otro episodio de calentamiento de la misma. Ello explicaría, además, la ausencia de sedimentos del Cretácico temprano hacia el Sur. Así mismo se observó que la secuencia depositada durante el “rifting” presenta varias discordancias internas a partir de las cuales se pueden discriminar varias etapas de apertura.

Otra evidencia de levantamientos dentro del Graben es el alto que se encuentra cerca del pozo “C” y en las cuales se ven afectadas todas las secuencias depositadas a partir del Paleozoico, con ésta incluida. Probablemente esto se debe a que durante el Paleozoico se haya desarrollado una estructura compresiva, cuyas fallas se reactivaron posteriormente en sentido normal durante la apertura continental, para luego volver a desplazarse en sentido inverso por el levantamiento que dio paso a la deformación de los “roll-overs” producto del “rifting” y, seguidamente mantenerse estables durante el periodo en el cual el borde continental no fue deformado hasta volver a continuar su movimiento inverso al ser reactivadas por la formación de la cuenca antepaís, hasta el presente donde la deformación transpresional continua al Norte de Venezuela.

A través del modelaje gravimétrico y la interpretación sísmica del transecto 1 se pudo determinar la disposición del estrato cuyo comportamiento en los registros del pozo “A” permitió discriminarlo de los depósitos del Jurásico tardío a medio y de los del Carbonífero datados a través de núcleos. Haciendo pruebas con distintos valores de densidad sobre esta capa (Figuras N° 48 y 49) se determinó que no pertenece a ninguno de los depósitos de edad antes nombrados. Probablemente estos sedimentos se hayan depositado durante el Jurásico temprano, sin embargo no se puede aseverar cosa alguna al respecto. También se observó que el flujo basáltico se extiende dentro del Semigraben de Aníbal Ron, haciéndose más espeso hacia el Norte y más somero hacia el Sur; ello es confirmado a través de la Reducción al Polo y por el desajuste que causan los cambios de forma y extensión propuestos en las pruebas de los modelos presentados en los apéndices.

El adelgazamiento de la corteza bajo el Graben de Espino es causado por el proceso de extensión durante la apertura continental, lo cual también provocó que fluidos basálticos se desplazaran a través de fallas corticales como Altamira y las fallas de Aníbal Ron.

De los parámetros magnéticos y gravimétricos que se le asignaron a la Corteza Superior se propone que la formación pre-cámbrica bajo los depósitos paleozoicos es la Formación Roraima. También se observaron variaciones laterales de la intensidad magnética, que fueron atribuidos a la presencia de cuerpos magnéticos cuya ubicación se delimitó haciendo uso de la respuesta de la Reducción al Polo.

En términos generales se observa que los estratos buzcan hacia el Norte, adquiriendo mayor espesor en dicha dirección. De igual manera, la secuencia del Margen Pasivo se engrosa dentro del Graben, lo que sugiere una reactivación del mismo a causa de la carga litostática de los sedimentos. Por otra parte el borde Noroeste del Graben es menos pronunciado que el borde Sureste, ello implica que la subsidencia por carga litostática que sufrió la cuenca durante el Margen Continental Pasivo es más pronunciada hacia el Norte, debido a que en esta zona la tasa de sedimentos depositados es mayor, además que hacia el Sur se encuentra el borde continental estable representado por el Cratón de Guayana.

Otro factor que muestra el modelaje bidimensional es que la corteza adquiere mayor espesor hacia el Sur, con lo cual la discontinuidad de Mohorovicic se hace más somera hacia el Norte. Esta observación ya había sido indicada en trabajos como el de Bosch y Rodríguez (1992), en el cual acotan que el manto se hace más somero hacia el Noreste de Venezuela.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El mayor valor que presenta el espesor sedimentario de los depósitos jurásicos a lo largo de los perfiles modelados varía entre 2 y 2.5 Km dentro del perímetro del Graben de Espino, con tendencia a espesarse hacia el Noreste y hacia el Sureste.

Los depósitos sedimentarios que se encuentran dentro del Graben de Espino presentan una configuración asimétrica en sentido transversal, y a lo largo del rumbo se aprecia un alto estructural más antiguo que el margen pasivo y que controla significativamente el adelgazamiento local (erosión?) de la serie jurásica.

A partir de los registros del pozo “A” se pudo determinar la existencia de una capa sedimentaria sin datación bioestratigráfica, con un espesor de 0.8 Km, que se ubica entre los estratos datados por núcleos, del Jurásico medio a tardío y el Carbonífero. La continuidad de dicha capa fue determinada a través de la información sísmica y modelada por gravimetría.

La interpretación de las secciones sísmicas permitió destacar rasgos estructurales relevantes para el análisis de la evolución tectónica del Graben de Espino. Tal es el caso de la presencia de inversión en algunas de las fallas normales que se formaron durante el periodo de extensión ocasionado por la separación de las placas de Suramérica y Norteamérica. Dicha inversión, por evidencia sísmica, probablemente ocurrió en dos periodos diferentes: 1) Antes de la instalación del margen pasivo cretácico-paleógeno, y 2) Durante la compresión mio-pliocena de la fase antepaís. El primer periodo de inversión puede asociarse a levantamientos experimentados por la corteza producto del calentamiento de la misma.

A través de los modelos gravimétricos se determinó que la mayor influencia en la disposición de la curva de gravedad observada la ejerce la discontinuidad de Mohorovicic. Ello implica que las tendencias observadas en el Mapa de Anomalías de Bouguer muestran,

principalmente, la disposición de dicha discontinuidad, enmascarando la respuesta que genera la presencia del Graben de Espino.

La construcción de modelos gravimétricos permitió evaluar la posible extensión de los basaltos a partir de su hallazgo en el pozo “A”. Además de ello se pudo determinar un fuerte adelgazamiento de la corteza bajo el Graben, dato fundamental para la elaboración de futuras investigaciones dirigidas hacia la evolución termal de la zona.

El modelaje magnético fue ciertamente determinante para afianzar la premisa de Feo Codecido et al. (1984) referida a la posible presencia de la Formación Roraima bajo los depósitos paleozoicos. Así mismo, permitió evaluar la calidad de las aplicaciones “Reducción al Polo” y “Reducción al Ecuador”, a partir de lo cual se determinó que la primera emite una respuesta más precisa, además que la segunda, tal como lo mencionó Cataldi (1992), crea respuestas complejas de difícil interpretación.

Una vez expuestas las conclusiones que se obtuvieron a partir del desarrollo de este Trabajo Especial de Grado, se recomienda:

1. Implementar nuevas técnicas de procesamiento en las líneas sísmicas del área a fin de mejorar la resolución de las estructuras y estratos profundos.
2. Un levantamiento de sísmica profunda a lo largo del eje del Graben, a fin de vincularlo con los datos de esta naturaleza pertenecientes al perfil ECCO de FUNVISIS (Martins et al., 2002).
3. Aplicar nuevas tendencias de estudios que complementen y amplíen la información del pozo “A”, en vista de su vital importancia con base en las secuencias que se lograron perforar en éste.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- ARNSTEIN, R., E. CABRERA, F. RUSSOMANNO y H. SÁNCHEZ (1985)** *Revisión estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela*. Mem., VI Congr. Geol. Venez., Caracas, Soc. Venez. Geol. (1): 41-69.
- AUDEMARD, F., I. AZPIRITXAGA, P. BAUMANN, A. ISEA y M. LATREILLE (1985)** *Marco geológico del Terciario de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela*. VI Cong. Geol. Venez., Caracas, 1985, S.V.G., 1: 70-108.
- AYMARD, R., L. PIMENTEL, P. EITZ, A. CHAOUCH, J. NAVARRO, J. MIJARES, y J. G. PEREIRA (1990)** *Geological integration and evaluation of Northern Monagas, Eastern Venezuela basin*. En J. Brooks, ed., *Classic petroleum provinces: Geological Society of London Special Publication N° 50*, p. 37-53.
- BANKS, L. M. (1956)** *Historia estructural y yacimientos petrolíferos del centro de Anzoátegui*. Acta Científica Venezolana, 7(8): 176-184.
- BANKS, L. M. y E. S. DRIVER (1957)** *Geologic history of Santa Ana Structure, Anaco structural trend, Anzoátegui, Venezuela*. AAPG Bull., 41(2): 308-352.
- BARNOLA, A. (1960)** *Historia del campo de Pedernales*. Mem., III Congr. Geol. Venez., Caracas, Minis. Min. e Hidrocarb., 2: 552-573.
- BOSCH, M. e I. RODRÍGUEZ (1992)** *North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates of South American*. Earth Sciences, 6(3): 133-143.
- BURKE, K., C. COOPER, J. DEWEY, J. MANN, y J. PINDELL (1984)** *Caribbean Tectonics and relative plate motions*. Geol. Soc. Amer. Memoir 162. W.E. Bonini, R.B. Hargraves, and R. Shagam Editors, 31-64.

- CABRERA, S. y J. M. VILLAIN (1987)** *Bioestratigrafía y ambientes sedimentarios del Cretáceo Superior en el noreste de Guárico*. Mem. IV Jorn. Tecn. Corpoven, Puerto La Cruz: 23 p.
- CAMPOS, V., A. DAAL, A. GONZÁLEZ, J. PIZON, H. CHOPPING DE JANVRY, G. B. MONTES y J. HERNÁNDEZ (1988)** *Síntesis tectónico-estratigráfica del norte de Anzoátegui-Monagas y su aplicación en la exploración de hidrocarburos*. III Simp. Boliv. Exp. Pet. Cuenc Suband., S.V.G., Caracas, 1: 374-400.
- CAMPOS, V., R. LANDER y S. DE CABRERA (1985)** *Evolución estructural en el noreste de Anzoátegui y su relación con el norte de Monagas*. Mem., VI Congr. Geol. Venez., Caracas, Soc. Venez. Geol., (4): 2397-2414.
- CANTOS, J. (1974)** *Tratado de Geofísica Aplicada*. España, 520 p.
- CATALDI, A. (1992)** *On the Reduction to the Pole applied to Aeromagnetic Data acquired in the Bolivar State, Venezuela*. VI Congreso venezolano de geofísica.
- CEPET (1989)** *La Industria Venezolana de los hidrocarburos. Caracas, Venezuela*. El Centro de Formación y Adiestramiento de Petróleos de Venezuela, 1: 754 p.
- CHOPPIN, H., A. GONZÁLEZ, H. RODRIGUEZ, E. ROUX y M. UZCATEGUI (1989)** *Síntesis Estratigráfica y Tectónica de Anzoátegui y Guárico Este (SETAGE) Tomo II Geofísica*. Corpoven, Informe Interno.
- COPLANARH, S. (1974)** *Estudio geomorfológico de los Llanos occidentales*. Ministerio, de Agricultura y Cría, Caracas, N° 41.
- DALLMUS, K. F. (1965)** *The geology and oil accumulations in the Eastern Venezuela basins*. Boletín Informativo. Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo p. 5-32.

- DI GIACOMO, E. (1985)** *Acritarcos de la Formación Carrizal, Area de Zuata-Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental*. VI Congreso Geológico Venezolano, Tomo 1: 503-529.
- DUNCAN, R. y R. HARGRAVES (1984)** *Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame*. Bulletin of the Geological Society of America, 162: 81-93.
- ERLICH, R. y S. BARRET (1990)** *Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area*. Tectonics, 9: 161-184.
- ERLICH, R. y S. BARRET (1992)** *Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland basin*. En: Foreland basin and Fold Belts, Edited by Roger W. Macqueen and Dale A. Leckie, Geological Survey of Canada. AAPG, Mem. 55. Oklahoma. pp: 341-362.
- FEO-CODECIDO, G., F. SMITH, N. ABOUD y E. DI GIACOMO (1984)** *Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins*. Geól. Soc. Am., Mem. 162: 175-187.
- FUNKHOUSER, H. J., L. SASS, y H. D. HEDBERG (1948)** *Santa Ana, San Joaquín, Guárico and Santa Rosa oil fields (Anaco fields), central Anzoátegui, Venezuela*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 32(10): 1851-1908.
- GAMERO, M., M. MARTÍZ e I. RODRÍGUEZ (1987)** *Compilación de datos geológicos, geofísicos y mineros*.
- GARDNER, G., L. W. GARDNER y R. GREGORYS (1974)** *Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps*. Geophysics 39(6).
- GEOSOFT (1996)** *Manual del usuario. MAGMAP y GM-SYS*.
- GEOMETRICS y M. TCHERNYCHEV (1998)** *MAGMAP-magnetic map & profile processing*. Guía del usuario.

- GILL, T. y C. BETORET (1975) *Evaluación geológica de la Faja Petrolífera del Orinoco*. Reporte de progreso N° 1, Corporación Venezolana de Petróleo, Gerencia Exploración, Maracaibo, 47 p.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1946) *Estudios sobre aguas subterráneas en los llanos de Venezuela*. Rev. Fomento, Caracas, 8(64): 9-59.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. A. AROZENA, y X. PICARD CADILAT (1980) *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Caracas, Venezuela. Ediciones Foninves, 2V.
- HEDBERG, H. D. (1950) *Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion*. Geol. Soc. Am., Bull., 61(11): 1173-1216.
- HEDBERG, H. D. y H. J. FUNKHOUSER (1947) *Oilfields of the Greater Oficina Area, central Anzoátegui, Venezuela*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 31(12): 2089-2169.
- HUNG, J. E. (1997) *Evaluación de Formaciones*. PDVSA-CIED.
- ISEA, A. (1987) *Geological synthesis of the Orinoco Oil Belt, eastern Venezuela*. Jour. Petr. Geol., London. 10(2): 135-147.
- JAM, P. y A. SANTOS (1987) *Cambios de facies de la Formación Freites en el sector Cerro Negro, Faja Petrolífera del Orinoco*. Bol. SVG., Caracas, 31: 47-48.
- KINGSTON, D., C. DISHROON y P. WILLIAMS (1983) *Hydrocarbon plays and global basin classification*. AAPG Bull. 67: 2194-2198.
- MACDONALD, W. D., y N. D. OPDYKE (1974) *Triassic paleo-magnetism of northern South America*. AAPG Bulletin, 58: 208-251.

- MARTINS, A., M. SCHMITZ, J. SÁNCHEZ y R. CASTILLA (2002)** *Adquisición de dos transeptos sísmicos profundos en el Oriente de Venezuela para investigar la Corteza Terrestre*. Informe preliminar, proyecto PDVSA-FUNVISIS.
- MASCLE, A., y P. LETOUZEY (1990)** *Geological map of the Caribbean, 1:2500000*. París, Francia, Ediciones Technip.
- MOTICKA, P. (1985)** *Volcanismo mesozoico en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela*. Mem. VI Congr. Geol. Venez., pp. 1929-1943.
- MUNRO, s. y F. SMITH (1984)** *The Urica fault zone, northeastern Venezuela*. En Bonini, W. E., and other, eds. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Mem. 162.
- ORIHUELA, N. y F. RUIZ (1990)** *Modelaje Gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dtto. Federal, Venezuela*. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 21-25 Octubre, pp: 465-473.
- OSTEN, E. (1957)** *Lower Cretaceous Barranquín Formation of northeastern Venezuela*. AAPG Bulletin, 41:679-708.
- OSTOS, M. (1990)** *Tectonic Evolution of the South – Central Caribbean based on Geochemical Data*. Tesis de PhD, Rice University, Houston, TX, USA, 411p.
- PARASNIS, D. S. (1970)** *Principios de Geofísica Aplicada*. Madrid, editorial Paraninfo. 208 p.
- PATTERSON, J. M. y J.G. WILSON (1953)** *Oil fields of Mercedes region, Venezuela*. Amer. Assoc. Petról. Geol., 37(12): 2705-2733.

- PETRÓLEOS DE VENEZUELA, S. A. (1983) *Evaluación exploratoria de la Faja Petrolífera del Orinoco, área Zuata*.** Informe de la Coordinación de la faja petrolífera del Orinoco, volumen V.
- PINDELL, J. S. CANDE, W. PITMAN, D. ROWLEY, J. DEWEY, J. LEBREQUE y W. HAXBY (1988) *A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution*.** Tectonophysics. 155: 121-138.
- PINDELL, J. y J. DEWEY (1982) *Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region*.** Tectonics, 1: 179-211.
- PIRSON, J. (1963) *Handbook of Well Log Analysis for Oil and Gas Formation Evaluation*.** Prentice-Hall, Inc.
- REYES, J. (2002) *Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 66°00'00"*.** Trabajo Especial de Grado, Dep. de Geofísica, U. C. V., Caracas, 193p.
- ROSS, M., y C. SCOTese (1988) *A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region*.** Tectonophysics. 155: 139-168.
- ROSSI, T., J. F. STEPHAN, R. BLACHET y G. HERNÁNDEZ (1987) *Etude Géologique de la Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín*.** Revue de l'Institut Français du Pétrole, 42: 3-30.
- SCHLUMBERGER (1981) *Evaluación de Pozos*.** Caracas, Venezuela..
- SINANOGU, E. (1984) *Early Cretaceous palynomorphs from the Zuata Area, eastern Venezuela*.** Paleobotânica e Palinologia na America do Sul-1983- Bol. IG-USP, Inst. de Geociências, USP, (15): 116-128.
- STOVER, L. (1967) *Palynological Dating of the Carrizal Formation of eastern Venezuela*.** Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, 10: 288-290.

VAN ERVE, A. (1985) *Palinoflora del Jurásico del pozo NZZ-108X en el área de Zuata, Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela oriental*. Mem. VI Congr. Geol. Venez., Caracas, Soc. Venezolana Geol., (2): 1205-1209.

VEGA, I. y A. DE ROJAS (1987) *Exploration and evaluation of the Zuata area, Orinoco oil belt, Venezuela*. Scientific Press, Beaconsfield. Journal of Petroleum Geology, 10(2): 163-176.

WEC (1997) *Evaluación de Pozos*. Schlumberger Surencó, C.A., Caracas, Venezuela.

YOUNG, G., A. BELLIZIA, H. RENZ, F. JOHNSON, R. ROBIE y J. MASVALL (1956) *Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos*. Bol. Geol., Caracas, Pub. Esp: 2, 140p.

REFERENCIAS CONSULTADAS EN INTERNET

<http://www.aerodata.com.au/TechBriefs/Magnetics/rtp.htm> [Consulta: 2002, Mayo]

PDVSA – INTEVEP (1997) *Código Geológico de Venezuela*. Actualización enero 2002.
 Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consulta: 2002, Abril].

APÉNDICE N° 1: MAGMAP (GEOSOFT)

MAGMAP de Geosoft es un algoritmo matemático que se basa en la aplicación de filtros, en el dominio de Fourier, a una malla de datos en el dominio del espacio para transformarlo al dominio del número de onda. Comúnmente se usa para resaltar información de interés en un conjunto de datos 2-D, pues discrimina el ruido de la información.

Matemáticamente la transformada de Fourier de una función en el dominio del espacio $f(x,y)$ se define por la expresión:

$$F(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x,y) * e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy$$

Donde μ y ν son números de ondas en las direcciones X y Y respectivamente, medidos en radianes por metro. Estos están relacionados con “frecuencias” espaciales f_x y f_y las cuales se expresan en ciclos por metro.

A través del uso de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) se puede cambiar el dominio de una malla dada en el espacio a un dominio en el número de onda. Los datos llevados al dominio del número de onda se le llama Transformada, la cual está compuesta por números de onda, los cuales se expresan en unidades de ciclos/metros y tienen una componente real y una imaginaria. Al usar la Transformada Rápida de Fourier se cumple que una función en el dominio del espacio que tiene una respuesta única en el dominio del número de onda y viceversa. Así mismo se tiene que la suma de dos funciones en el dominio del espacio es equivalente a la suma de sus Transformadas.

El espectro de energía es una función bidimensional de la energía relativa al número de onda y la dirección. Dicho espectro, promediado radialmente, es una función del número de onda y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de onda.

La transformada de Fourier de un campo potencial causado por un cuerpo prismático tiene una amplitud de espectro. La ubicación de su punto máximo es una

función de la profundidad de las superficies del tope y la base, y sus amplitudes vienen definidas por sus densidades o magnetización. El número de onda del punto máximo se obtiene por la siguiente expresión:

$$\omega' = [\ln (h_b / h_t)] / [h_b - h_t]$$

Donde ω' es el número de onda del punto máximo en radianes/metros; h_t es la profundidad del tope y h_b es la profundidad de la base. Así mismo el espectro de un prisma con tope y base es:

$$I(\mu, \nu) = e^{-h_t \cdot r} - e^{-h_b \cdot r}$$

$$r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$$

Cuando se considera una malla de datos que es lo suficientemente grande como para incluir distintas fuentes, el logaritmo del espectro de dichos datos puede ser interpretado para determinar la profundidad estadística de los topes de las fuentes usando la siguiente relación:

$$\text{Log } E(r) = 4\pi h r$$

La profundidad de un conjunto estadístico de fuentes se determina por la expresión:

$$h = -s / 4p$$

Donde h es la profundidad y s es la pendiente del logaritmo del espectro.

Las estimaciones de profundidad obtenidas pueden ser utilizadas como una aproximación de las poblaciones de las fuentes magnéticas o gravimétricas. El programa MAGMAP permite crear una vista del espectro promediado radialmente y una curva de profundidades estimadas, la cual se obtiene usando 5 puntos del archivo de espectro para calcular la pendiente de cada punto que conforma la curva del espectro de energía.

APÉNDICE N° 2: MAGPICK (GEOMETRICS)

El MagPick (magnetic map and profile processing) de Geometrics es un programa diseñado para realizar distintas operaciones sobre datos magnéticos, permitiendo, entre otras funciones, realizar mapas, ajustes de escalas de color, “zooms” presentados en distintas ventanas, selección de puntos sobre el mapa, inversión magnética, etc. Este programa también realiza la transformación en los datos magnéticos de la “Reducción al Polo” y “Reducción al Ecuador”, para lo cual es necesario conocer la inclinación y declinación magnética en el punto, así como la dirección de magnetización del cuerpo, si se conoce, o en caso contrario, se debe conocer la dirección del campo magnético terrestre.

Los parámetros de entrada al programa son los siguientes (Figura N° 55): 1) Inclinación y Declinación del campo magnético terrestre del área de trabajo. 2) Se colocan los mismos parámetros si no se conoce la dirección de magnetización del cuerpo. 3) El Azimuth del eje X local. 4) Comando de activación para la opción “Reducción al Polo”. Este comando se desactiva para realizar la “Reducción al Ecuador” y se introducen los nuevos parámetros de inclinación y declinación. 5) Estas aplicaciones se activan cuando se quiere filtrar los datos antes de realizar la transformación.

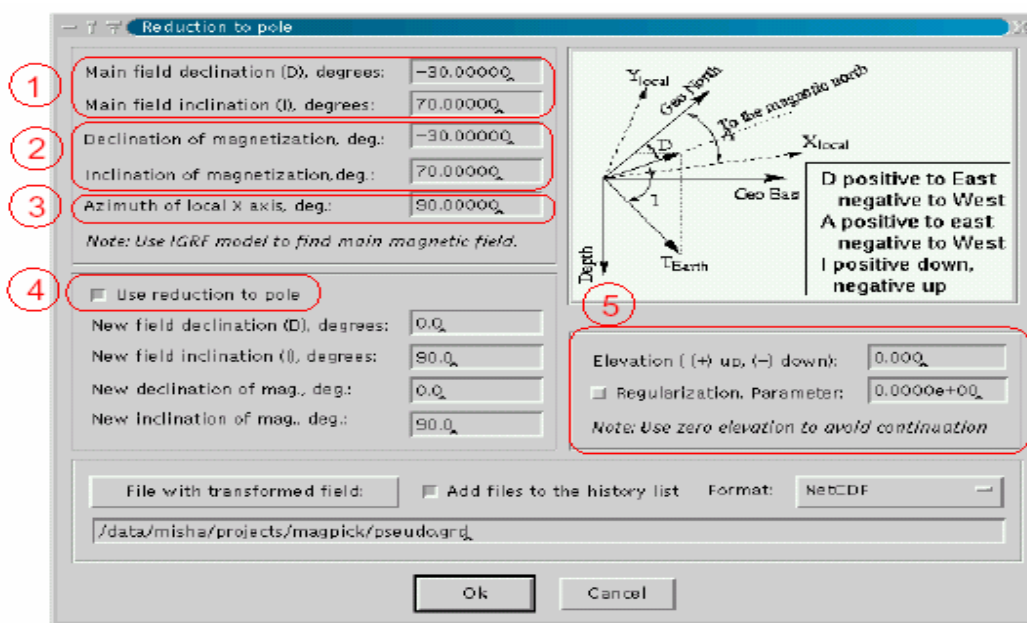


Figura N° 55. Parámetros de entrada para realizar la Reducción al Polo y al Ecuador en el programa MAGPICK de Geometrics

APÉNDICE N° 3: GM-SYS (GEOSOFT)

GM-SYS de Geosoft es una herramienta computacional que permite calcular la respuesta gravimétrica y magnética de un modelo geológico. Sus comandos interactivos permiten la manipulación de la geometría del modelo, así como de los valores de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización, permitiéndole al usuario crear diversas soluciones en función de los datos observados. Además de ello, sus rápidos cálculos de las respuestas gravimétrica y magnética, agilizan el proceso de interpretación y permiten probar rápidamente distintas alternativas, ya que cada modelo geológico hipotético genera una respuesta geofísica diferente.

GM-SYS de Geosoft usa un modelo bidimensional y plano de la Tierra para cálculos de gravimetría y magnetometría, pues cada bloque o unidad estructural se extiende hacia el infinito negativo y positivo en la dirección perpendicular al perfil. La Tierra es asumida para tener topografía pero no curvatura.

Este programa utiliza tres archivos para generar el modelo geológico con los perfiles de gravedad observada y calculada:

1. Archivo de Superficie “Surface (.SUR)”: Contiene la información de superficies y descripción de geología.
2. Archivo de Dibujo “Block (.BLK)”: Contiene los datos de los bloques utilizados en el modelo.
3. archivo de Gravedad “Gravity (.GRV)”: Contiene la información de los perfiles de gravedad.

APÉNDICE N° 4.1: TABLA T-Z DEL POZO “D”

TDP4	TIEMPO(ms)	PROF. (pies)
TDP5	0.00	0.00
TDP5	74.06	237.00
TDP5	100.00	320.09
TDP5	150.00	479.42
TDP5	200.00	640.73
TDP5	250.00	815.13
TDP5	300.00	983.79
TDP5	350.00	1154.31
TDP5	400.00	1330.62
TDP5	450.00	1516.90
TDP5	500.00	1711.79
TDP5	550.00	1900.86
TDP5	600.00	2102.32
TDP5	650.00	2320.03
TDP5	700.00	2564.87
TDP5	750.00	2800.35
TDP5	800.00	3050.03
TDP5	850.00	3257.26
TDP5	900.00	3477.59
TDP5	950.00	3717.46
TDP5	1000.00	4097.20
TDP5	1050.00	4341.92
TDP5	1100.00	4583.29
TDP5	1150.00	4842.35
TDP5	1200.00	5099.51
TDP5	1250.00	5363.49
TDP5	1300.00	5638.51
TDP5	1350.00	5918.88
TDP5	1400.00	6199.55
TDP5	1450.00	6475.96
TDP5	1500.00	6751.31
TDP5	1550.00	7026.48
TDP5	1600.00	7299.90
TDP5	1650.00	7554.78
TDP5	1700.00	7797.13
TDP5	1750.00	8049.75
TDP5	1800.00	8320.06
TDP5	1850.00	8645.58
TDP5	1900.00	8963.03
TDP5	1950.00	9274.79
TDP5	2000.00	9598.90
TDP5	2050.00	9877.44
TDP5	2100.00	10166.84
TDP5	2150.00	10457.82
TDP5	2200.00	10748.86

APÉNDICE N° 4.2: TABLA T-Z DEL POZO “E”

TDP4	TIEMPO(ms)	PROF.(pies)
TDP5	0.00	0.00
TDP5	138.00	197.00
TDP5	256.00	597.00
TDP5	376.00	1097.00
TDP5	528.00	1597.00
TDP5	802.00	2697.00
TDP5	1064.00	3797.00
TDP5	1184.00	4407.00
TDP5	1280.00	4817.00
TDP5	1314.00	5227.00
TDP5	1424.00	5547.00
TDP5	1490.00	5867.00
TDP5	1586.00	6387.00
TDP5	1678.00	6897.00
TDP5	1758.00	7247.00
TDP5	1796.00	7597.00
TDP5	1850.00	7897.00
TDP5	1904.00	8247.00
TDP5	1960.00	8667.00
TDP5	2028.00	9097.00
TDP5	2080.00	9597.00
TDP5	2150.00	10097.00
TDP5	2206.00	10597.00
TDP5	2264.00	10997.00
TDP5	2304.00	11357.00