

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**INVERSIÓN GEOESTADÍSTICA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS
Y MAGNÉTICOS EN TRES DIMENSIONES DE LA REGIÓN
NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA**

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Merchan E., Johnny E.
para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2007

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**INVERSIÓN GEOESTADÍSTICA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS
Y MAGNÉTICOS EN TRES DIMENSIONES DE LA REGIÓN
NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA**

Tutor Académico: Dr. Miguel Bosch

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Merchan E., Johnny E.
para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

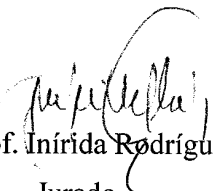
Caracas, 2007

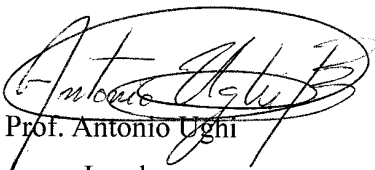
Caracas, 07 de marzo de 2007

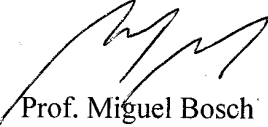
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Johnny Merchan, titulado:

“Inversión Geoestadística de datos gravimétricos y magnéticos en 3D de la región Noroccidental de Venezuela”

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


Prof. Inirida Rodríguez
Jurado


Prof. Antonio Ughi
Jurado


Prof. Miguel Bosch
Tutor Académico

DEDICATORIA

A mi familia: Jhonny, Rosa, Henry y Carlos

y muy especialmente a Yohana.

A todas aquellas personas

Que de cualquier forma

Colaboraron

Con este trabajo

Muchísimas Gracias.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a la Universidad Central de Venezuela por darme la oportunidad de estudiar en sus instalaciones, al Profesor Miguel Bosch por compartir sus conocimientos con mi persona, a Yohana Briceño que siempre me apoyó y motivó a continuar cuando las fuerzas se agotaban y a mi familia siempre pendiente de mis acciones y empujándome hacia el final.

Agradezco a los compañeros del Laboratorio de Simulación e Inversión Geofísica: Luis Cara, Nicolas Rodriguez, Samari Castillo, Edwin Astudillo y Juan Rodríguez por la ayuda prestada.

Agradezco a Funvisis por aportar información requerida para lograr los modelos y permitirme formar parte del proyecto Geodinos (G-2002000478), al CDCH-UCV por apoyar esta investigación a través de los proyectos PG-0800-5631-200 y PI-08-00-5627-2004, y a Alejandro Escalona, fuente inagotable de información sobre la geología y neo-tectónica del área.

Muchas Gracias !!!!!!!!

Merchan E., Johnny E.

**INVERSIÓN GEOESTADÍSTICA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y
MAGNÉTICOS EN TRES DIMENSIONES DE LA REGIÓN
NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA**

Tutor Académico: Prof. Miguel Bosch. Tesis.

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

Año 2007, 163 p.

Palabras Claves: Noroccidente de Venezuela, Monte Carlo, Placa Caribe, Gravedad, Magnetismo

Resumen. Mediante la utilización de técnicas estadísticas se llevó a cabo una inversión de datos integrados de anomalías de aire libre y de intensidad magnética total generando una serie de modelos tridimensionales del subsuelo de la región noroccidental de Venezuela para satisfacer las observaciones de ambos campos geofísicos, la información estadística previa sobre la estructura cortical y estadísticas de las propiedades físicas de cada objeto geológico representado y evaluar tres modelos geológicos en esta compleja región de interacción entre la Placa Caribe y Placa Suramérica. Los modelos geológicos considerados durante las inversiones incluyen: 1) un modelo de cuatro capas; 2) otro de seis capas el cual incluye la Placa del Caribe en subducción bajo la Placa Suramericana; 3) un modelo de 8 capas. A partir de los resultados obtenidos en las inversiones realizadas, se observa que el modelo de seis capas, que incluye la Placa Caribe en subducción, explica satisfactoriamente las anomalías gravimétricas y magnéticas observadas, mientras que el modelo de cuatro capas se manifiesta incompatible con las observaciones. El modelo de ocho capas, el cual describe de manera completa la estructura cortical, permite evaluar el ángulo de subducción del “slab” de la Placa Caribe. Así mismo la inversión conjunta realizada ha permitido estimar un mapa del basamento cristalino en el área y su incertidumbre.

ÍNDICE GENERAL

	Pag
DEDICATORIA.....	i
AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN.....	iii
ÍNDICE GENERAL	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	xvii
INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO I.....	4
EL PROBLEMA	4
1.1 Planteamiento del problema	4
1.2 Objetivos.	6
1.2.1 Objetivo general.....	6
1.2.2 Objetivos específicos.....	6
CAPÍTULO II	7
MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	7
2.1 Geología del Caribe.....	7
2.2. Estudios Geofísicos en el Caribe	8
2.3 Modelos aceptados que explican el origen de la Placa Caribe	10
2.4. Evidencias de Subducción de la Placa Caribe	11
CAPÍTULO III	16
MARCO TEÓRICO	16
3.1 Método gravimétrico.....	16
3.1.1 Ley de Gravitación de Newton.	16
3.1.2. Potencial Gravitatorio.....	18
3.1.3 Ecuaciones de Campo-Potencial.	22
3.1.4 La forma de la Tierra.....	25
3.1.5 Reducciones de gravedad.	27

3.1.6 Densidades de Rocas y Minerales.....	33
3.2 Método magnético.....	35
3.2.1 Conceptos Básicos.....	35
3.2.2 Potencial Magnético para un Campo Dipolar.....	40
3.2.3 Campo Geomagnético.....	42
3.2.4 Magnetismo de Rocas y Minerales.....	43
3.2.5. Susceptibilidades Magnéticas de Rocas y Minerales.....	44
3.3 Método Directo.....	46
3.3.1 Modelo de gravedad. Prismas rectangulares.....	47
3.3.2. Modelo de magnetismo. Prismas rectangulares.....	50
3.4 Geoestadística.....	52
3.4.1 Variables Aleatorias.....	53
3.4.2 Variogramas.....	54
3.4.3 Estimación o Krigeaje.....	62
3.5 Métodos de Inferencia Probabilística.....	64
3.6 Método de Monte Carlo.....	69
CAPÍTULO IV.....	72
MARCO METODOLÓGICO.....	72
4.1 Localización de la región de estudio.....	74
4.2. Modelos geológicos tipos A, B y C.....	75
4.3. Datos e información a priori.....	77
4.4. Resolución espacial de los campos geofísicos, las interfaces y campos de propiedades.....	78
4.5. Análisis de las inversiones generadas.....	80
4.6 Mejoramiento del modelo previo.....	81
CAPÍTULO V.....	83
DATOS GEOFÍSICOS E INFORMACIÓN PREVIA.....	83
CAPITULO VI.....	90
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	90
6.1 Modelo tipo A (cuatro capas, 24x24x10 bloques).....	94

6.2 Modelo tipo B (seis capas, 24x24x10 bloques).....	108
6.3 Modelo tipo C (ocho capas, 24x24x5 bloques)	120
6.4 Análisis de los modelos generados	144
CONCLUSIONES.....	147
RECOMENDACIONES.....	149
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	150
APÉNDICES.....	157
Apéndice A: Proyección Cónica Conforme de Lambert	157
Apéndice B: Generic Mapping Tools (GMT).....	163

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura N°	Pag
2.1. Ubicación de Cuencas y Accidentes Geográficos del Caribe. Mapa topográfico realizado a partir de datos satelitales (Smith y Sandwell, 1997). La región de estudio se encuentra en el recuadro.....	7
2.2. Esquema del subsuelo del Caribe. (Donnelli, 1994).....	9
2.3. Hipocentros de eventos sísmicos en la zona de la Cuenca de Colombia (Modificado de Kellogg y Bonini, 1982)	12
2.4. Mapa esquemático de ubicación del Bloque de Bonaire. (Silver, 1975)	13
2.5. Diagrama de bloques que representa la geometría y extensión de las Placas subducidas en el noroeste de la Placa Suramericana, a partir de sismología pasiva tradicional e inversión tomográfica (Tomado de Van der Hilst y Mann, 1994).....	14
3.1. Movimiento de una partícula en un camino cerrado.....	19
3.2. Potencial de una masa tridimensional.....	21
3.3. Distribución de gravedad de acuerdo a la latitud.....	25
3.4. Corrección de Bouguer. (a) Estación sobre una meseta extensa. (b) Estaciones subterráneas.....	29
3.5. Elementos del Campo Magnético Terrestre.....	40
3.6. Aproximación de la masa tridimensional por una colección de prismas rectangulares (Tomado de Blakely, 1995).....	46
3.7. Carácter mixto de una función aleatoria.	53
3.8. Forma típica del variograma.....	57
3.9. Comportamiento del variograma en el origen. (a) Parabólico. (b) Lineal. (c) Efecto de pepita. (d) Discontinuo puro.....	59
3.10. Modelo de a) efecto de pepita, (b) esférico, (c) exponencial, (d) gaussiano y (e) con función de potencia.....	60
4.1. Diagrama de flujo indicando las fases que comprende este trabajo.	72
4.2. Pasos generales para generar las inversiones.	74
4.3. Mapa de ubicación del área de estudio. Compilado por el LSIG.....	75
4.4. Estructura geológica de los modelos de (a) cuatro capas, (b) seis capas y (c) ocho capas.....	76
4.5. Parametrización de la información a priori.....	78

4.6. Estimación por Krigging de la información a priori de la profundidad del Moho. (a) Mapa de profundidades interpoladas. (b) Incertidumbre de la interpolación.....	82
5.1. Mapa de campos geofísicos. (a) Anomalías de aire libre en unidades de mGal. (b) Intensidad Magnética Total en unidades de nT.....	84
5.2. Mapa de topografía en el área.....	85
5.3. Mapa de las superficies (a) sedimentos-basamento, (b) corteza-manto, (c) manto-"slab" y (d) "slab"-manto, utilizadas en el modelo estadístico previo tipo B.	86
5.4. Mapa de ubicación de los distintos tipos de basamento.....	88
5.5. Mapa de propiedades previas para la capa de basamento de la Placa Suramericana. (a) Densidades en kg/m^3 . (b) Logaritmo de base 10 de la susceptibilidad (adimensional).....	89
6.1. Diagrama de flujo del algoritmo de muestreo.....	91
6.2. Progreso en el ajuste de datos observados y calculados, medidos en la estadística Chi-cuadrado.....	94
6.3. Datos observados de (a) gravedad y (b) magnéticos. Los datos de gravedad corresponden a la anomalía de aire libre y los magnéticos a la intensidad magnética total. Datos calculados de (c) gravedad y (d) magnéticos para una realización.	95
6.4. Profundidad del basamento de la Placa Suramericana. (a) Información a priori para la media de la profundidad del basamento en km. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.	97
6.5. Profundidad del Moho. (a) Información a priori para la media de la profundidad del Moho en km. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.....	98
6.6. Profundidad del basamento. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.....	99
6.7. Profundidad del Moho. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.....	100
6.8. Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.....	101
6.9. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) susceptibilidad priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.....	102

6.10. Sección de probabilidad posterior para cada capa. La primera gráfica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) basamento y (e) manto.	104
6.11. Mapa de la región indicando con líneas las secciones norte-sur utilizadas.....	105
6.12. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de basamento Suramericano. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos....	106
6.13. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de manto. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.	107
6.14. Progreso en el ajuste de datos observados y calculados, medidos en la estadística Chi-cuadrado	108
6.15. Datos observados de (a) gravedad y (b) magnéticos. Los datos de gravedad corresponden a la anomalía de aire libre y los magnéticos a la intensidad magnética total. Datos calculados de (c) gravedad y (d) magnéticos para una realización.	109
6.16. Profundidad del Moho. (a) Información a priori de la media. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.	110
6.17. Profundidad del “slab” de la Placa Caribe. (a) Información a priori de la media. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.	111
6.18. Profundidad del Moho. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.....	112
6.19 Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.	113
6.20. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) susceptibilidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.....	115
6.21. Sección de probabilidad posterior para cada capa para X 570,89 km. La primera grafica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) basamento y (e) manto, (f) “slab” de la Placa Caribe, (g) manto.	116
6.22. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de basamento suramericano. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos....	117

6.23. Sección de probabilidades posteriores de la capa del “slab” de la Placa Caribe. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos....	119
6.24. Progreso en el ajuste de datos observados y calculados, medidos en la estadística Chi-cuadrado. Modelo tipo C.....	121
6.25. Datos observados de (a) gravedad y (b) magnéticos. Los datos de gravedad corresponden a la anomalía de aire libre y los magnéticos a la intensidad magnética total. Datos calculados de (c) gravedad y (d) magnéticos para una realización.	122
6.26. Profundidad del basamento de la Placa Suramericana. (a) Información a priori de la media. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.	124
6.27. Profundidad del manto litosférico. (a) Información a priori. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.	125
6.28. Profundidad del “slab” de la Placa Caribe. (a) Información a priori. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.....	126
6.29. Profundidad del basamento de la Placa Suramericana. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.....	127
6.30. Profundidad del manto litosférico. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.....	128
6.31. Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad de 330 km.	129
6.32. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) susceptibilidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad de 330 km	131
6.33. Sección de probabilidad posterior para cada capa. La primera grafica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) Corteza y (e) manto litosférico, (f) astenósfera, (g) “slab” de la Placa Caribe, (h) manto litosférico, (i) astenósfera. Profundidad de 330 km.....	132
6.34. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de basamento. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.	134

6.35. Secciones de probabilidades posteriores de la capas de basamento y “slab” de la Placa Caribe. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos....	135
6.36. Secciones de probabilidades posteriores de la capas de manto y “slab” de la Placa Caribe. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este de acuerdo a las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.	136
6.37. Sección de probabilidad posterior para cada capa. La primera grafica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) Corteza y (e) manto litosférico, (f) astenósfera, (g) “slab” de la Placa Caribe, (h) manto litosférico, (i) astenósfera. Profundidad de 50 km.....	138
6.38. Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad 50 km.....	139
6.39. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad de 50 km.....	140
6.40. Profundidad del basamento para modelos tipo A y tipo C. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,5 para la profundidad del basamento. (c) Información a priori de la media. (d) Decil de probabilidad 0,5.....	141
6.41. Profundidad del manto para modelos tipo A y tipo C. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,5 para la profundidad del basamento. (c) Información a priori de la media. (d) Decil de probabilidad 0,5.....	143
6.42. Mapa de profundidades de Moho. los puntos verdes indican puntos de control para el estudio. Los puntos rojos son puntos de control de COLM (Guédez,2003).....	1436
A1. Distintos tipos de proyecciones	159
A2. Proyección cónica conforme de Lambert.....	160
A3. Cónica con dos paralelos llamados paralelos estándar	161

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla N°	Pag
3.1. Densidades en g/cm^3 de algunas rocas (Telford et. al., 1981).....	34
3.2. Susceptibilidad magnética de algunas rocas (Garza, 2006)	45
4.1. Identificación de las capas e interfaces en los modelos.	77
4.2. Parametrización de los modelos de cuatro, seis y ocho capas.....	79
5.1. Algunas estadísticas de los datos iniciales	83
5.2. Propiedades físicas de las capas para el modelo previo	89

INTRODUCCIÓN

El nor-oeste de Venezuela está afectado por la interacción de la Placa Caribe y Suramericana. A través de estudios de tomografía sísmica, se ha interpretado que la Placa Caribe subduce por debajo de la Placa Suramericana en el occidente de Venezuela y que ésta puede estar ~200 km por debajo de los Andes Venezolanos (Van der Hilst y Mann, 1994). Adicionalmente ha sido propuesto que el levantamiento de los Andes de Venezuela, la Sierra de Perijá y la cuenca de Falcón puede estar asociado a un estilo de deformación causado por la interacción entre el “slab” de la Placa Caribe y la corteza inferior en el occidente de Venezuela (Kellogg, 1984; Taboada et al., 2000; Duerto et al., 2006). Otra evidencia de la subducción es la franja de deformación del sur del Caribe, la cual representa un prisma acrecionario. (Ladd et al., 1984; Escalona and Mann, 2006; Gorney et al.).

El objetivo de este trabajo es el de integrar cuantitativamente datos e información variada, geofísica, geológica y petrofísica, en un modelo tridimensional de múltiples propiedades para el área nor-occidental de Venezuela de manera de estimar la estructura cortical a gran escala, la profundidad del basamento sedimentario y el fenómeno de subducción de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana. Para ello aplicamos un método de inversión conjunta de datos gravimétricos y magnéticos restringida con base a un modelo geológico y geoestadístico. La técnica permite inferir conjuntamente la profundidad de la frontera entre capas geológicas sub-horizontales y la distribución espacial de densidad de masa y susceptibilidad magnética en el interior de cada capa. En los trabajos de

Bosch et al. (2003) y Bosch y McGaughey (2001) esta técnica se implementó en modelos 2D, y en el trabajo de Bosch et al. (2006) se desarrolla esta técnica para modelos tridimensionales. La aplicación de esta técnica, la estructura y propiedades del medio en 3D, satisfacen simultáneamente los datos gravimétricos y magnéticos, y las estadísticas previas sobre la profundidad de las interfaces y la distribución espacial de las propiedades.

La información de los datos de gravedad y magnetismo se combina con la información previa sobre la estructura y propiedades del medio, con base en funciones de densidad de probabilidad en el espacio de parámetros del modelo. A partir de la densidad de probabilidad combinada, también llamada densidad de probabilidad posterior, se desarrolla un muestreo por Monte Carlo (Mosegaard y Tarantola, 1995; Bosch, 1999). En este método se produce un gran número de configuraciones del modelo a partir de las cuales es posible calcular la probabilidad de cualquier rango de un conjunto de parámetros del modelo del subsuelo. La técnica está orientada a obtener una descripción completa de la incertidumbre.

Para generar las inversiones se parte de tres modelos geológicos, 1) un modelo de cuatro capas el cual considera que no hay subducción de la Placa Caribe por debajo de la Placa Suramericana (sutura cortical); 2) otro de seis capas el cual incluye la Placa del Caribe en subducción bajo la Placa Suramericana y 3) un modelo de 8 capas que diferencia el manto en litósfera y astenósfera.

Con este trabajo se aspira aportar a la integración de información en la región nor-occidental del país mediante la combinación de información multidisciplinaria, abordando aspectos de interés como la inferencia del basamento cristalino, el espesor de la corteza en el área, la estructura cortical del límite de las Placas y la relación con el levantamiento de los Andes venezolanos y la cuenca invertida de Falcón. Este método también nos permite definir la configuración del “slab” Caribe por otros métodos diferentes a la tomografía sísmica y sísmica de reflexión. Se requiere información adicional, como la de tiempos de arribo de sismos, para inferir de manera más precisa la geometría y extensión del “slab”.

CAPÍTULO I

EL PROBLEMA

1.1 Planteamiento del problema

La tecnología es un factor clave para el desarrollo socioeconómico de cualquier Nación, a partir del cual las empresas, tanto privadas como públicas, obtengan resultados con mayor rapidez y menores costos. Las empresas que exploran el subsuelo para encontrar sus riquezas o estudiar las interfaces existentes, como Petróleos De Venezuela S.A., o instituciones educativas o científicas, utilizan tecnología científica para hallar yacimientos de hidrocarburos, los topes de manto y basamento, estructuras geológicas. Y esto se logra midiendo sus contrastes de densidades, susceptibilidades magnéticas y parámetros elásticos. Con esta información se estima un modelo del subsuelo, y por ello es muy importante que la información obtenida sea completa y esté correctamente adquirida.

Cabe señalar, que el proceso de crear un modelo del subsuelo a partir de los datos geofísicos adquiridos se llama inversión. Dicho proceso es aplicable a cada uno de los métodos geofísicos como la gravimetría, la magnetometría y la sísmica. Sin embargo, existen infinidad de modelos que se adaptan a cada uno de éstos lo que incide en una gran incertidumbre sobre la configuración del modelo estimado. Para disminuir esta incertidumbre, y generar modelos que se acercan más a la realidad, se requiere tomar en cuenta cada vez mayor información y de diferentes ramas como la geología y la petrofísica, por ejemplo.

En vista de lo anterior, se está desarrollando en la Universidad Central de Venezuela tecnología para la inversión conjunta de datos gravimétricos y magnéticos utilizando técnicas de Monte Carlo. Esta tecnología será aplicada para generar modelos que involucran al mismo tiempo los datos de gravedad y magnéticos, y que también incorporan información sobre las profundidades de las interfaces y la topografía. Estudios realizados por Bosch et al. (2004) indican que la inversión simultánea de dos tipos de datos geofísicos disminuye notablemente la incertidumbre. En estos trabajos es fundamental la técnica de Monte Carlo que genera millones de modelos, todos equiprobables, y consistentes con el conjunto de datos e información disponible. Para ello se requiere un modelo inicial o de arranque a partir del cual se genera el modelo siguiente, siguiendo reglas estadísticas de muestreo que se repiten sucesivamente hasta obtener una distribución de probabilidad estacionaria en los parámetros del modelo.

Esta tecnología se utilizará para estudiar el noroccidente de Venezuela, obteniéndose una inversión en tres dimensiones de la región de estudio para estimar las propiedades y estructura del basamento, Moho y base de la litósfera. En el estudio partimos de un modelo litosférico simple, de cuatro capas, que se va ampliando para acomodar la estructura geológica del fenómeno de interacción entre las Placas Caribe y Suramérica.

1.2 Objetivos.

1.2.1 Objetivo general

Generar modelos estructurales, de densidad de masa y susceptibilidad magnética en tres dimensiones del Noroccidente de Venezuela, a partir de la inversión conjunta de datos de gravedad y magnéticos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Recopilar y analizar los datos de gravedad de aire libre, intensidad magnética total, topografía, las profundidades del tope de sedimentos, basamento de la Placa Suramericana, tope de manto, tope de “slab” de la Placa Caribe y su espesor.
- Generar un modelo de cuatro capas: agua, sedimento, basamento y manto utilizando la técnica de Monte Carlo sobre datos gravimétricos y magnéticos. Resolución espacial de 12x12x10 bloques y 24x24x5 bloques en los ejes X, Y y Z.
- Generar un modelo de seis capas, a fin de modelar la subducción de la corteza Caribe bajo la corteza continental, con datos adicionales como la geológica, petrofísica y sísmica. Resolución espacial de 12x12x30 bloques y 24x24x10 bloques en los ejes X, Y y Z.
- Generar un modelo de ocho capas que involucre toda la información recabada y validada para obtener modelos que expliquen la presencia del “slab” de la Placa Caribe, modelando la subducción de la Placa Caribe bajo la continental y representando las capas cortical y mantélica dentro de las Placas litosféricas. Resolución espacial de 24x24x10 bloques en los ejes X, Y y Z.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

En este capítulo se abordaran de manera breve algunos trabajos y otros aspectos relacionados con la geología de la región del Caribe.

2.1 Geología del Caribe

En el Caribe se conoce la geología por diferentes estudios realizados. Estos estudios han arrojado resultados que evidencian la necesidad de mayores investigaciones en la zona. En el Caribe convergen las Placas tectónicas de Suramérica, Norteamérica, Cocos, Nazca y Atlántico.

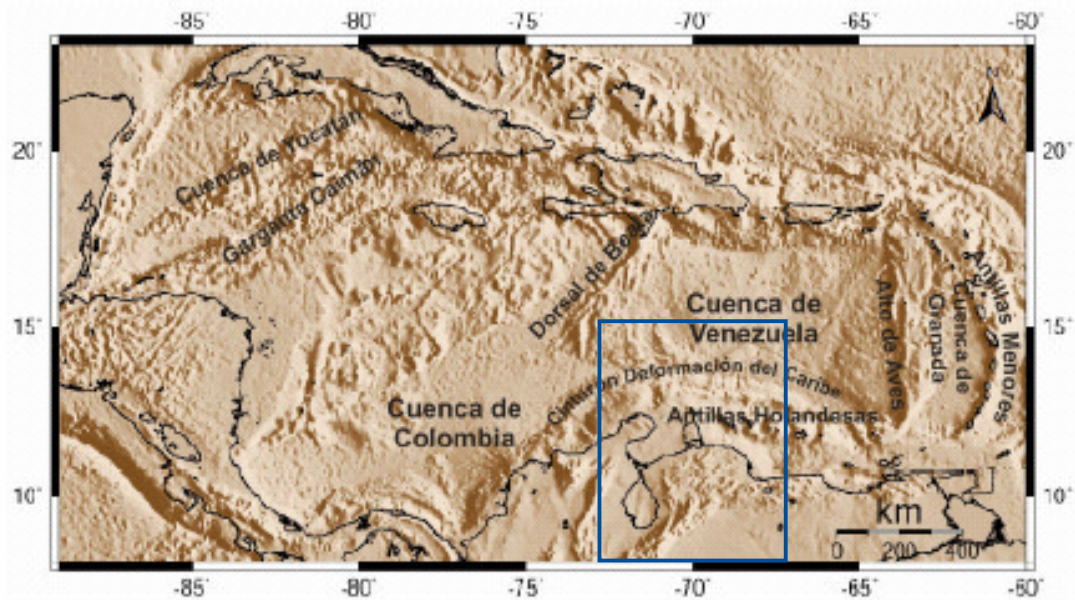


Figura 2.1. Ubicación de Cuencas y Accidentes Geográficos del Caribe. Mapa topográfico realizado a partir de datos satelitales (Smith y Sandwell, 1997). La región de estudio se encuentra en el recuadro.

Originando una serie de unidades geomorfológicas que a rasgos generales son la cuenca de Yucatán, la garganta de Caimán, la cuenca de Colombia, la Dorsal de Beata, la Garganta de los Muertos, la cuenca de Venezuela, las Antillas Holandesas, el alto de Aves, la cuenca de Granada y las Antillas Menores, y que se pueden observar en el mapa de la figura 2.1. En éste, se observa en el recuadro la región de estudio para el presente proyecto.

La cuenca de Venezuela tiene una profundidad de entre 4 y 5 km siendo un poco más somera hacia el centro y al oeste, que hacia los extremos. Hacia el oeste se encuentra un material que hace al espesor de la Placa Caribe inusualmente gruesa llamada (figura 2.2) “plateau” basáltico (Edgar *et al.* 1971; Edgar *et al.*, 1973).

Se sabe que el grosor de la corteza no es anómalo en todas las áreas del Caribe, de hecho el grosor cortical total hacia el este de la cuenca de Venezuela es bastante semejante al de una corteza oceánica promedio, sin embargo hacia el oeste aumenta rápidamente, observándose espesores de más de 20 kilómetros en el oeste de la cuenca de Colombia (Donnelly, 1994), cuyo origen está relacionado con un evento mundial tipo pluma de manto. El proceso de engrosamiento de la corteza del protoCaribe comenzó entre el Cretácico medio y tardío (100 m.a. – 83 m.a.)

2.2. Estudios Geofísicos en el Caribe

Edgar y otros (1971) estimaron los espesores de la corteza del Caribe utilizando la sísmica de refracción, encontrando que era mucho más espesa que una

corteza oceánica normal, aún cuando es de naturaleza oceánica; las profundidades del Moho alcanza comúnmente a más de 10 km, llegando incluso a los 20 km. Con la reflexión sísmica en el Caribe se identificaron dos horizontes de suma importancia llamados por Ewing (1971) A' y B'. Posteriormente el reflector A' fue identificado como fanitas del Eoceno Medio, mientras que el horizonte B' fue identificado como el tope de una secuencia basáltica de edad Cretácico Medio (Donnelly, 1994) con la particularidad de que es un reflector inusualmente suave en comparación con lo observado en corteza oceánica normal. La figura 2.2 muestra un corte esquemático de la estructura del subsuelo a lo largo del Caribe. Sobre la cuenca de Venezuela se han hecho estudios por parte de Driscoll y Diebold (1998) y Diebold y Driscoll (1999) utilizando sísmica multicanal.

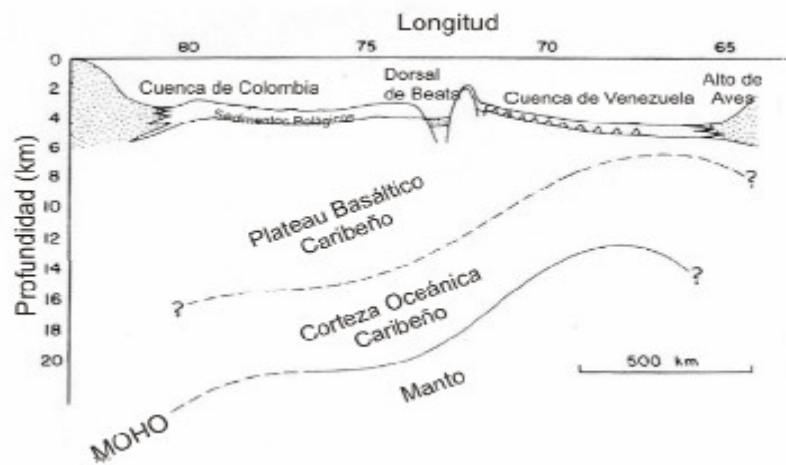


Figura 2.2. Esquema del subsuelo del Caribe. (Donnelly, 1994)

2.3 Modelos aceptados que explican el origen de la Placa Caribe

Existen dos teorías que explican consistentemente el surgimiento de la Placa Caribe. La de Meschede y Frisch (1998) llamada teoría Intra-Américas que señala que el origen del Caribe se inicia en un lugar entre las dos Américas que se conocen actualmente, a partir del evento de la superpluma del Cretácico medio (Diebold y Driscoll, 1988). La otra es la de Pindell y Kennan (2001), establece que el origen del basalto de la Placa Caribe es pacífico, pero no se produce tan lejos hacia el oeste como para haber pasado por el punto caliente de Las Galápagos.

Ambos modelos establecen que la distancia que separaba al Caribe de su posición actual para el momento de su engrosamiento era de cerca de 1000 km y la fuente del material basáltico no pudo haber sido el “hot spot” de Las Galápagos, proponiéndose como alternativa una pluma de manto de ubicación no especificada relacionada al evento de superplumas del Cretácico.

Existen divergencias sobre la historia del Protocaribe, si fue subducido completamente bajo el Caribe actual o si se encuentra en la base del mismo. Las anomalías magnéticas obtenidas por Ghosh (1984) parecen apoyar la segunda hipótesis aunque la edad de cese de la expansión por él propuesta no coincida exactamente con lo predicho por los modelos de cinemática de Placas. El modelo de origen pacífico de la Placa Caribe utiliza el concepto de la inversión de la polaridad de subducción en el límite convergente entre Farallón y las Américas justo en la zona interamericana. (Pindell y Kennan, 2001).

La idea del origen pacífico del Caribe implica también el paso de la Placa a través del espacio entre las dos Américas a partir del Aptiense (unos 112 m.a.) lo cual implica la idea del Gran Arco del Caribe agrupando las Antillas Mayores, el Alto de Aves y lo que serían luego las Antillas Holandesas y las Antillas Menores. La posterior separación de todos estos arcos parece un concepto un poco difícil de asimilar, sin embargo el modelo sugiere una posible causa para la formación de la cuenca de Grenada (Pindell y Barrett, 1990).

Pindell y Kennan (2001) utilizan un argumento en contra del modelo de Meschede y Frisch (1998). Este modelo no reproduce el margen pasivo al norte de Suramérica durante el Cretácico, habiendo interacción entre esta Placa y el Caribe tan temprano como el Albiense (99 m.a.).

2.4. Evidencias de Subducción de la Placa Caribe

Al norte de las Antillas Holandesas se encuentra el cinturón de deformación del Caribe (Figura 2.1) (Silver *et al.*, 1975) y, asociada a ella se encuentra el Alto de Curazao, la naturaleza sedimentaria ha sido comprobada por estudios sísmicos de refracción (Edgar, 1971; Diebold, 1981). Estudios posteriores de reflexión sísmica observaron que este alto está compuesto por un paquete espeso de sedimentos deformados que presenta una configuración típica de los complejos acrecionarios en el mundo (Ladd *et al.*, 1984; Ladd *et al.*, 1990). Por lo antes expuesto, varios autores postulan el Alto de Curaçao como un prisma de acreción asociado a la subducción de bajo ángulo o infracorrimiento de la Placa Caribe bajo la

Placa Suramericana en el oeste de Venezuela (Silver, 1975; Ladd *et al.*, 1984; Kellogg y Bonini, 1982).

En estudios anteriores ya se había inferido este hecho a partir de datos gravimétricos (Case y Mac Donald, 1973; Bonini *et al.*, 1982) y datos sedimentológicos (Duque-Caro, 1978). Kellogg y Bonini (1982) proponen una subducción con un ángulo de 30° basándose en la distribución de hipocentros bajo la cuenca de Colombia (fig. 2.3) y asocian esta subducción a los procesos orogénicos que levantaron el macizo de Santa Marta, la Sierra de Perijá y los Andes venezolanos.

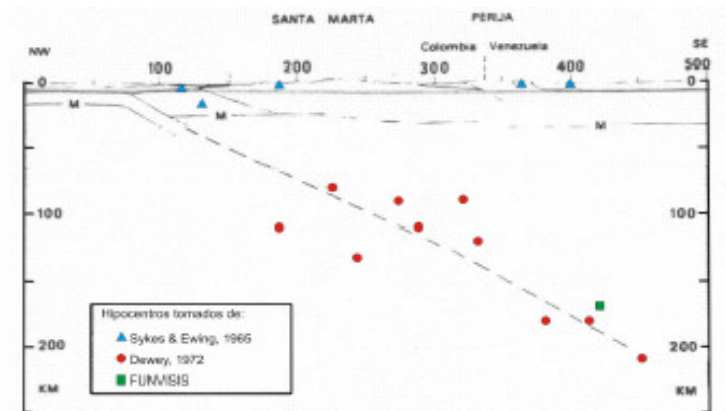


Figura 2.3. Hipocentros de eventos sísmicos en la zona de la Cuenca de Colombia (Modificado de Kellogg y Bonini, 1982)

Los perfiles de sismica de reflexión de Ladd y otros (1984) aportan información de gran interés, como por ejemplo la presencia de dos reflectores R1 y R2 que buzcan hacia el sur y que pudieran representar corteza oceánica subduciendo

bajo el prisma acrecionario, constituyendo evidencias un poco más tangibles de la subducción.

Es importante mencionar que en base al volumen de sedimentos que conforman el prisma (Biju-Duval *et al.*, 1982) y en la edad de los sedimentos deformados (Ladd *et al.*, 1984) se concluye que la formación del complejo acrecionario, y por lo tanto de la subducción, sucedió en el Neógeno. Debido a la forma del prisma (más ancho al oeste y más delgado hacia el este) Silver (1975) atribuyó su formación a una rotación relativa de lo que él denominó el Bloque de Bonaire en sentido antihorario y relativo a un polo ubicado cerca de la ciudad de Caracas (fig. 2.4).

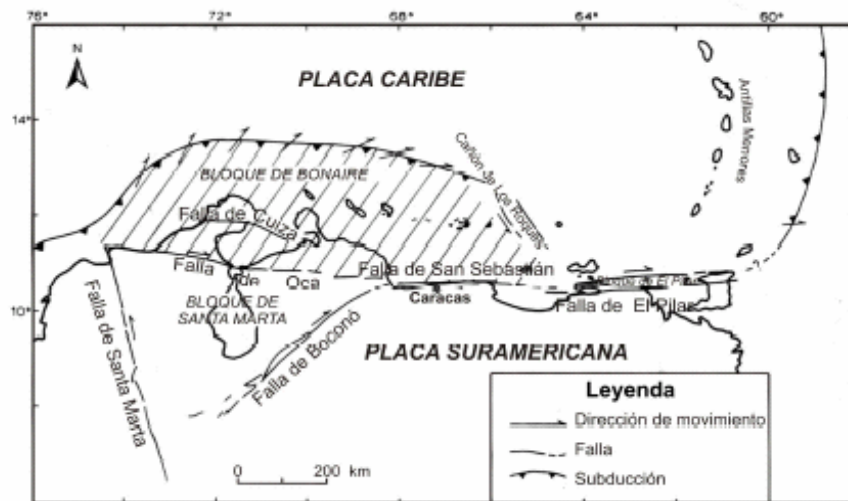


Figura 2.4. Mapa esquemático de ubicación del Bloque de Bonaire. (Silver, 1975)

Más recientemente, Van der Hilst y Mann (1994) realizaron una investigación de tomografía sísmica en el norte de Colombia y noroeste de Venezuela con la finalidad de estudiar la estructura del manto superior bajo el noroeste de Suramérica y refinar modelos de subducción de Placas definidos anteriormente para la zona en base a observaciones de mecanismos focales (Pennington, 1981). Sus resultados a lo largo de 8 perfiles los llevaron a postular un modelo esquemático tridimensional que muestra la subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Suramericana representada por lo que ellos definen como el “slab” de Bucaramanga redefinido y el infracorrimiento de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana en el Cinturón de Deformación del Caribe representado por el denominado “slab” de Maracaibo (fig 2.5).



Figura 2.5. Diagrama de bloques que representa la geometría y extensión de las Placas subducidas en el noroeste de la placa Suramericana, a partir de sismología pasiva tradicional e inversión tomográfica (Tomado de Van der Hilst y Mann, 1994)

El “slab” de Maracaibo presenta una dirección de subducción de 150° y un buzamiento aproximado de 17° (fig. 2.5) y muestra continuidad en superficie con el Cinturón de Deformación del Caribe (Van der Hilst y Mann, 1994). Vale la pena destacar, sin embargo, que la resolución horizontal de este estudio es de 300 km y su resolución vertical es de 100 km según lo estimado por los propios autores.

Este modelo apoya la hipótesis de que el Cinturón de Deformación del Caribe es un complejo acrecionario asociado a la subducción de bajo ángulo de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Método gravimétrico

La prospección de gravedad consiste en medir las variaciones del campo gravitatorio de la Tierra, causadas por estructuras subterráneas de diferentes densidades. Dichos sustratos tienen litologías con una densidad que difiere de las de otras que están lateralmente adyacentes, creando así una anomalía en la atracción gravitatoria de la Tierra. Se esperaría ubicar masas locales de mayor o menor densidad que las formaciones circundantes y aprender sobre ellas a partir de las irregularidades del campo de gravedad de la Tierra, sin embargo, no es posible determinar una única fuente para una anomalía observada.

3.1.1 Ley de Gravitación de Newton.

La Ley de Newton de la Gravitación Universal (1686) establece que cada partícula de materia, m_1 , ejerce una fuerza de atracción sobre cualquier otra partícula, m_2 , que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellas, i.e.,

La ley de gravitación de Newton expresa,

$$\mathbf{F} = -g \frac{m_1 m_2}{r^2} \mathbf{r}_1 \quad , \quad (3.1)$$

donde \mathbf{F} es la fuerza sobre m_2 , \mathbf{r}_1 es un vector unitario dirigido desde m_2 hacia m_1 , r es la distancia entre m_1 y m_2 , y γ es la constante de gravitación universal, la cual tiene un valor aceptado de $6,67 \times 10^{-8}$ dinas cm^2/g^2 .

Además, la fuerza actuando sobre un cuerpo puede ser definida por la segunda ley de Newton de movimiento (i.e. fuerza es igual a masa por aceleración), en este caso, la fuerza actuando sobre m_2 es,

$$\mathbf{F} = m_2 \mathbf{g} , \quad (3.2)$$

donde \mathbf{g} es la aceleración de m_2 debido a la presencia de m_1 , y se obtiene sustituyendo la ecuación (3.1) en (3.2), esto es,

$$\mathbf{g} = \gamma \frac{m_1}{r^2} \mathbf{r}_1 \quad (3.3)$$

La aceleración \mathbf{g} es igual a la fuerza gravitatoria por unidad de masa debido a m_1 . Si M_e es la masa de la Tierra, \mathbf{g} pasa a ser la *aceleración de gravedad* y está dada por,

$$\mathbf{g} = \gamma \frac{M_e}{R_e^2} \mathbf{r}_1 , \quad (3.4)$$

siendo R_e el radio de la Tierra y r_1 extendiéndose hacia abajo al centro de la Tierra. La magnitud de \mathbf{g} en la superficie de la Tierra es alrededor de 980 cm/s^2 . En honor de Galileo, quien fue el primero en medir la aceleración de gravedad, la unidad de aceleración de gravedad, 1 cm/s^2 , es llamada, el Galileo o Gal.

3.1.2. Potencial Gravitatorio

Se ha dicho que el campo gravitatorio de un cuerpo es el campo vectorial de la aceleración de gravedad que produce dicho cuerpo en la región alrededor del mismo, el cual describiremos de la siguiente manera,

$$\mathbf{g} = -\mathbf{g} \frac{m}{r} \mathbf{r} = -\mathbf{g} \nabla \left(-\frac{m}{r} \right) = \mathbf{g} \nabla \frac{m}{r} . \quad (3.5)$$

Tenemos así que el campo puede ser derivado a partir del gradiente de una función potencial escalar $U = -\mathbf{g}m / r$, llamada el *Newtoniano* o el *potencial tridimensional*, entonces se puede escribir

$$\mathbf{g} = -\nabla U , \quad (3.6)$$

del cual resulta,

$$\nabla \times \mathbf{g} = \nabla \times \left[\mathbf{g} \nabla \frac{m}{r} \right] = 0 . \quad (3.7)$$

Por lo tanto, el campo es irrotacional y conservativo. En un campo irrotacional, la circulación siempre es cero, por tanto,

$$\oint \mathbf{g} \cdot d\mathbf{l} = 0 . \quad (3.8)$$

La integral (3.8) representa el trabajo hecho para mover una partícula a lo largo de un camino cerrado. Cuando ésta es cero, el campo es llamado conservativo. De la ecuación (3.8) tenemos,

$$\int_{acb} \mathbf{g} \cdot d\mathbf{l} = \int_{adb} \mathbf{g} \cdot d\mathbf{l} . \quad (3.9)$$

En un campo irrotacional, el valor de la integral de línea entre dos puntos es independiente del camino de integración (fig. 3.1).

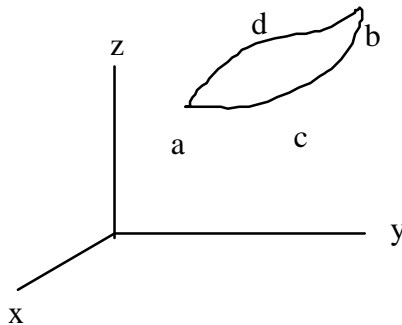


Figura 3.1. Movimiento de una partícula en un camino cerrado

Sustituyendo $\mathbf{g} = -\nabla U$ resulta,

$$\int_a^b \mathbf{g} \cdot d\mathbf{l} = \int_a^b (-\nabla U) \cdot d\mathbf{l} = \int_{Ua}^{Ub} dU = Ua + Ub. \quad (3.10)$$

El trabajo hecho para mover una unidad de masa desde el infinito, por cualquier camino, a un punto distante r de la masa que produce el campo gravitatorio es,

$$U = -\int_{\infty}^r \mathbf{g} \cdot d\mathbf{r} = \mathbf{g} \frac{m}{r}. \quad (3.11)$$

Se puede considerar una masa tridimensional de forma arbitraria como en la figura 3.2, el potencial y la aceleración de gravedad en un punto fuera de la masa puede ser encontrado dividiendo la masa en pequeños elementos e integrando para obtener el efecto total. De la ecuación 3.11, el potencial debido a un elemento de masa dm en el punto (x, y, z) a una distancia r de $P(0, 0, 0)$ es

$$dU = \mathbf{g} \frac{dm}{r} = \frac{\mathbf{g}\mathbf{r}}{r} dx dy dz, \quad (3.12)$$

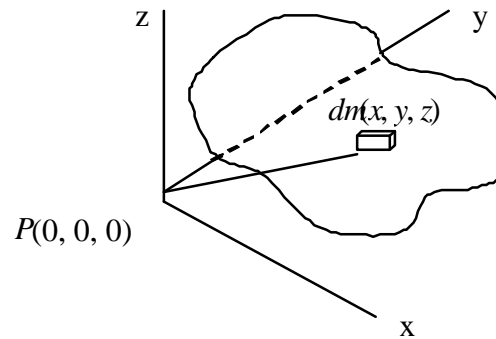


Figura 3.2. Potencial de una masa tridimensional

donde $\rho(x, y, z)$ es la densidad, y $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Entonces el potencial de la masa total m es,

$$U = g \iiint_{x y z} (\rho / r) dx dy dz . \quad (3.13)$$

Debido a que g es la componente de la aceleración de gravedad en la dirección z (positiva verticalmente hacia abajo), y asumiendo ρ constante,

$$g = -(\partial U / \partial z) = g \rho \iiint_{x y z} (z / r) dx dy dz . \quad (3.14)$$

Si la masa es muy grande en la dirección y , y tiene una sección transversal uniforme de forma arbitraria en el plano XZ , la atracción de gravedad se deriva de un potencial logarítmico. Entonces la ecuación 3.12 se transforma en,

$$U = \mathbf{g}r \iint_{x z} dx dz \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r} \right) dy. \quad (3.15)$$

Luego de manipulaciones matemáticas, el potencial logarítmico se convierte en

$$U = 2\mathbf{g}r \iint_{x z} \ln \left(\frac{1}{r'} \right) dx dz, \quad (3.16)$$

donde $r'^2 = x^2 + z^2$. El efecto de gravedad para el cuerpo bidimensional es,

$$g_z = \frac{\partial U}{\partial z} = -2\mathbf{g} \iint_{x z} r \left(\frac{z}{r'^2} \right) dx dz. \quad (3.17)$$

3.1.3 Ecuaciones de Campo-Potencial.

El Teorema de Divergencia establece que, la integral de la divergencia de un campo vectorial \mathbf{g} sobre una región del espacio V , es equivalente a la integral

de la componente normal hacia fuera del campo \mathbf{g} sobre la superficie que encierra la región. Se tiene,

$$\int_V \nabla \cdot \mathbf{g} dv = \oint_S g_n ds. \quad (3.18)$$

Si no hay materia atrayente dentro del volumen, las integrales son cero y $\nabla \cdot \mathbf{g} = 0$. Pero de la ecuación 3.6, la fuerza gravitacional es el gradiente del potencial escalar U , de modo que,

$$-\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0, \quad (3.19)$$

esto es, el potencial en el espacio libre satisface la ecuación de Laplace. En coordenadas cartesianas, la ecuación de Laplace es,

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0. \quad (3.20)$$

Además, debido a que $g = -\partial U / \partial z$, y cualquier derivada de una solución de una ecuación diferencial es también una solución, se tiene

$$\nabla^2 g = 0. \quad (3.21)$$

Si por otro lado, hay una partícula de masa en el centro de una esfera de radio r , entonces

$$\oint_S g_n ds = - \left(\rho \frac{m}{r^2} \right) (4\pi r^2) = -4\pi \rho m . \quad (3.22)$$

El signo menos significa que g_n es opuesta a \mathbf{n} , la normal hacia fuera. Si la superficie encierra pequeñas masas de masa total M , se puede escribir,

$$\int_V \nabla \cdot \mathbf{g} dv = \oint_S \mathbf{g} \cdot \mathbf{n} ds = -4\pi \rho M . \quad (3.23)$$

Si el volumen V es muy pequeño, encerrando sólo un punto, se puede quitar el signo de integral para dar

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = -4\pi \rho g, \quad ? \quad (3.24)$$

donde ρ es la densidad en el punto. Entonces de la Ecuación 2.7,

$$\nabla^2 U = 4\pi \rho g, \quad (3.25)$$

la cual es la ecuación de Poisson.

Las Ecuaciones (3.19) y (3.20) establecen que el potencial gravitatorio satisface la ecuación de Laplace en el espacio libre y la ecuación de Poisson en una región que contiene masa. Estas ecuaciones implican que varias distribuciones de masa pueden producir el mismo campo potencial sobre una superficie.

3.1.4 La forma de la Tierra.

La prospección de gravedad se desarrolló a partir del estudio del campo gravitatorio de la Tierra, un tema de interés para los geodestas para determinar la forma de la Tierra. Si la Tierra fuese una esfera perfecta, sin rotación y completamente homogénea, entonces, el campo gravitatorio en la superficie sería idéntico en todos los puntos sobre ella. Sin embargo, ocurren desviaciones debido a la fuerza centrífuga causada por la rotación de la Tierra. La componente normal a la superficie terrestre de esta fuerza la cual se opone a la de gravedad, variará con la latitud, será cero en los polos y máxima en el ecuador.

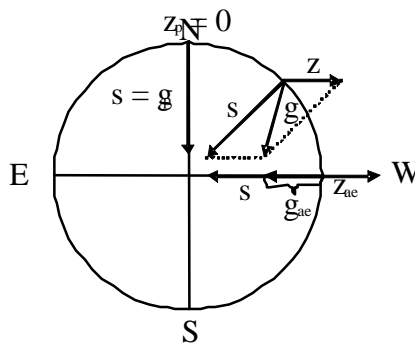


Figura 3.3. Distribución de gravedad de acuerdo a la latitud.

Por lo tanto, la componente radial de la gravedad de una esfera rotante uniforme será más fuerte en los polos y mínima en el ecuador, como se ilustra en la figura 3.3. Los principales componentes de la gravedad son ilustrados, z = fuerza centrífuga, s = atracción gravitatoria, g = gravedad resultante, z_p = fuerza centrífuga en los polos, z_{ae} = fuerza centrífuga en el ecuador, g_p = gravedad en los polos, g_{ae} = gravedad en el ecuador. La suma de las componentes radiales la fuerza gravitatoria y la fuerza centrífuga es llamada gravedad normal.

La forma de la Tierra, determinada por medidas geodésicas y localización satelital, es cercanamente esferoidal, abultada en el ecuador y achatada en los polos. Es por ello que los polos están más cercanos al centro de masa que el ecuador, de modo que la gravedad se incrementa con el incremento de la latitud debido a este efecto. La magnitud de la gravedad en la superficie de la Tierra depende de cinco factores: latitud, elevación, topografía del medio circundante, mareas terrestres y las variaciones de densidad en el subsuelo (Telford et. al., 1981). El mejor ajuste para la variación medida de la gravedad sobre la superficie de la Tierra está dado por:

$$g_r(\mathbf{f}) = 978031,846(1 + 0,005278895\text{seno}^2\mathbf{f} - 0,000023462\text{seno}^2 2\mathbf{f})\text{mGal}, \quad (3.26)$$

donde \mathbf{f} es la latitud.

Entendemos por *geoide* la aproximación más cercana a una superficie equipotencial cercana al nivel del mar. Los geodestas consideran ondulaciones o

variaciones en la superficie del nivel del mar debido a variaciones bajo los continentes y océanos. Además, perturbaciones localizadas del campo gravitatorio de la Tierra son causadas por variaciones de masa en las capas superiores de la corteza terrestre. En geofísica se está interesado exclusivamente en estas variaciones localizadas en vez del valor absoluto de la gravedad.

3.1.5 Reducciones de gravedad.

Las lecturas de gravedad están generalmente influenciadas por los factores mencionados anteriormente, entonces se debe hacer correcciones para reducir las lecturas de gravedad a los valores que tendrían sobre una superficie equipotencial de referencia tal como el geoide (Telford et al., 1981).

Corrección de latitud. Tanto la rotación de la Tierra como el achatamiento de los polos producen un incremento de la gravedad con la latitud. Las fuerzas de gravedad son mayores en los polos y alcanzan un mínimo en el ecuador debido a la fuerza centrífuga que se le opone. Una corrección de latitud Δg_L se obtiene por diferenciación de la ecuación (3.23),

$$\frac{dg_L}{ds} = \frac{1}{R_e} \frac{dg_L}{d\mathbf{f}} \approx \frac{1}{R_{eq}} \frac{dg_L}{d\mathbf{f}} \approx 0.8121 \text{seno}(2\mathbf{j}) [\text{mGal} / \text{km}] , \quad (3.27)$$

donde ds = distancia horizontal norte-sur = $R_e \Delta\mathbf{f}$ y R_e es el radio de la Tierra (≈ 6368 km). La corrección es añadida a g a medida que se mueve hacia el ecuador.

Corrección de aire libre. En vista de que la gravedad varía inversamente con el cuadrado de la distancia, es necesario corregir para cambios en la elevación entre estaciones para reducir las lecturas del campo a una superficie de referencia. Esta corrección no toma en cuenta el material entre la estación y el plano de referencia. Se obtiene por diferenciación de la ecuación 3.4

$$\frac{dg_{FA}}{dR_e} = -\frac{2gMe}{R_e^3} \approx -\frac{2g}{R_{eq}} \approx -0.3085[mGal/m], \quad (3.28)$$

a 45° de latitud. La corrección de aire libre es añadida a las lecturas de campo cuando la estación está sobre el plano de referencia y restada cuando está por debajo.

Corrección de Bouguer. Considera la atracción del material entre la estación y el plano de referencia que fue ignorado en el cálculo de aire libre. Si la estación estuviese localizada en el centro de una meseta de larga extensión horizontal y de densidad y espesor uniforme (fig. 3.4), la lectura de gravedad sería incrementada por la atracción de esta losa entre la estación y la referencia. La corrección de Bouguer está dada por:

$$\frac{dg_B}{dR_e} \approx \frac{dg_B}{dR_{eq}} = 2\pi\gamma\sigma[mGal/ft] = 0.01277\sigma[mGal/ft] = 0.04188\sigma[mGal/m]. \quad (3.29)$$

La corrección de Bouguer se aplica en sentido opuesto a la de aire libre, es decir, se sustrae cuando la estación está sobre la referencia y viceversa.

Cuando las medidas de gravedad son hechas por estaciones bajo tierra, como en la Figura 3.4b, el espacio de subsuelo entre ellas a profundidades z_1 y z_2 ejercen una atracción hacia abajo sobre la estación 1 y hacia arriba sobre la estación 2. Así, la diferencia de gravedad entre ellas es $4\pi\gamma\rho(z_2 - z_1)$ mGal.



Figura 3.4. Corrección de Bouguer. (a) Estación sobre una meseta extensa. (b) Estaciones subterráneas

Corrección de terreno. La corrección de terreno es requerida para eliminar los efectos de la topografía, es decir, los efectos del exceso de roca sobre el nivel de la estación y la deficiencia de roca por debajo de ese nivel. La deficiencia de masa puede ser considerada como masa negativa, en consecuencia, la corrección de terreno siempre será positiva. En otras palabras, tanto las montañas como los valles reducen la gravedad observada.

Hay muchos métodos para calcular correcciones de terreno, de los cuales, todos requieren un conocimiento detallado del relieve cercano a la estación y un buen mapa topográfico. El procedimiento usual es dividir el área en compartimientos y comparar la elevación dentro de cada compartimiento con la elevación de la estación. Esto puede ser hecho trazando los compartimientos sobre una hoja transparente

puesto encima de un mapa topográfico. El modelo más común utiliza círculos concéntricos y líneas radiales, haciendo sectores cuyas áreas se incrementan con la distancia desde la estación. El efecto de gravedad de un solo sector se calcula a partir de la siguiente fórmula,

$$dg_T = g r q \left\{ (r_o - r_i) + (r_i^2 + \Delta z^2)^{1/2} - (r_o^2 + \Delta z^2)^{1/2} \right\}, \quad (3.30)$$

donde q es el ángulo del sector (radianes), $\Delta z = |z_s - z_a|$, z_s es la elevación de la estación, z_a es el promedio de elevación del sector, y r_o y r_i son los radios externo e interno del sector. La corrección del terreno Δg_T es la suma de las contribuciones de todos los sectores,

$$\Delta g_T = \sum_r \sum_q dg_T(r, q). \quad (3.31)$$

Corrección por efectos de mareas. La atracción del Sol y la Luna afectan las observaciones de gravedad. Como esta atracción depende de la posición del Sol y la Luna con respecto a la Tierra y en particular con respecto a la posición del punto de observación, éste variaría con el tiempo y la latitud geográfica. Nuestras observaciones, por lo tanto, tienen que ser corregidas por estos efectos.

El efecto de atracción del Sol y la Luna sobre el campo gravitatorio de la Tierra es triple:

- la atracción directa del Sol y la Luna.
- el efecto del desplazamiento de las masas como consecuencia de las fuerzas de marea.
- la atracción directa de las masas desplazadas.

La corrección puede ser calculada si se conoce la posición del Sol y la Luna. Sin embargo, debido a que la variación es suave y relativamente lenta, usualmente está incluido en la corrección del instrumento.

Corrección isostática. El promedio mundial de anomalías de Bouguer sobre terrenos cercanos al nivel del mar es aproximadamente cero. En regiones de gran elevación son generalmente negativas, mientras que en regiones oceánicas son principalmente positivas. Estos efectos a gran escala son debidos a variaciones en la densidad de la corteza, indicando material más denso bajo el océano y material menos denso en regiones de terreno elevadas.

En 1855, dos hipótesis tomaron en cuenta las variaciones de las densidades. Airy propuso una corteza de densidad uniforme pero ancho variable flotando sobre un sustrato líquido de mayor densidad, mientras que Pratt sugirió una corteza donde la densidad varía con la topografía, siendo más baja en regiones

montañosas y mayor bajo los océanos. Una corrección isostática es necesaria en estudios a gran escala para compensar variaciones de la corteza.

Anomalías de aire libre y de Bouguer.

Las anomalías de aire libre y de Bouguer se calculan según las ecuaciones 3.32 y 3.33 respectivamente,

$$g_A = g_{obs} \pm d_{gL} + dg_{FA} - g_T , \quad (3.32)$$

$$g_B = g_{obs} \pm d_{gL} + dg_{FA} - dg_B + dg_T - g_T , \quad (3.33)$$

donde g_{obs} es la lectura de la estación, g_T es la gravedad teórica, dg_L es la corrección de latitud, dg_{FA} es la corrección de aire libre, dg_B es la corrección de Bouguer y dg_T es la corrección de terreno. Como se puede observar la ecuación 3.33 se obtiene cuando todas las correcciones precedentes han sido aplicadas a la lectura de gravedad observada.

La diferencia principal en ambas es que la ecuación 3.32 toma en cuenta la influencia ejercida por la topografía por encima y por debajo de la estación de medición, mientras que la ecuación 3.33 no lo hace. En lugares con contrastes topográficos la anomalía que permite una más fácil interpretación de la estructura subyacente es la de Bouguer. Sin embargo, correcciones con una errónea densidad del relieve mantienen una influencia de éste en la Anomalía de Bouguer.

3.1.6 Densidades de Rocas y Minerales.

La cantidad a ser determinada en exploración de gravedad es la variación local de la densidad. Generalmente la densidad no es medida in situ, aunque ésta puede ser medida por instrumentos de pozos. La densidad también puede ser estimada a partir de las velocidades sísmicas. Frecuentemente las medidas de densidades son hechas en el laboratorio sobre pequeñas muestras de afloramiento o núcleos. Sin embargo, los resultados raramente dan la verdadera densidad volumétrica debido a que las muestras pueden estar fragmentadas, deshidratadas o alteradas en el proceso de ser obtenidas. Consecuentemente, la densidad es a menudo no muy bien conocida en situaciones de campo específicas.

Algunas densidades son dadas en la Tabla 3.1. Las rocas sedimentarias son usualmente menos densas que las rocas ígneas y metamórficas. El amplio rango de densidades de las rocas sedimentarias es debido principalmente a variaciones en la porosidad. La densidad de las rocas sedimentarias está influenciada también por la edad, historia previa, humedad y profundidad. En general, la densidad incrementa con la profundidad y el tiempo.

Aunque las rocas ígneas generalmente son más densas que las rocas sedimentarias, hay un solapamiento considerable. Las volcánicas, particularmente lavas, pueden tener alta porosidad y en consecuencia, baja densidad. Generalmente las rocas ígneas básicas son más pesadas que las ácidas. La porosidad, la cual afecta

la densidad de los sedimentos tan grandemente, es menos significativa en rocas ígneas y metamórficas a menos que estén fracturadas.

Tabla 3.1. Densidades en g/cm³ de algunas rocas (extraído de Telford et. al., 1981)

Tipos de rocas	Rocas (g/cm ³)	
	Secas - húmedas	Promedio
SEDIMENTARIAS		
Arcillas	1.3 – 2.6	2.21
Arenisca	1.6 – 2.76	2.35
Pizarra	1.56 – 3.2	2.40
IGNEAS		
Granito	2.50 – 2.81	2.64
Lavas	2.80 – 3.0	2.90
Basalto	2.70 – 3.30	2.99
Gabro	2.70 – 3.50	3.03
METAMÓRFICAS		
Esquisto	2.39 – 2.9	2.64
Granulita	2.52 – 2.73	2.65
Gneis	2.59 – 3.0	2.80

La densidad usualmente se incrementa con el metamorfismo de las rocas debido a que el proceso tiende a rellenar los poros y recrystalizar la roca en forma más densa. Así, sedimentos metamorfizados, tales como el mármol y cuarcita, generalmente son más densos que las originales caliza y arenisca. Lo mismo es cierto para las formas metamórficas de las rocas ígneas, gneis contra granito, anfibolita contra basalto.

3.2 Método magnético.

Los métodos magnéticos en geofísica aplicada utilizan el campo magnético natural de la Tierra. Así como el fenómeno de gravedad, el magnetismo es también una propiedad de la materia, pero sus efectos no son tan aparentes a los sentidos humanos, como aquellos debidos a la gravedad. Las propiedades magnéticas de los materiales del sustrato, varían enormemente y son altamente dependientes de su composición. Es esta variación, la que permite obtener evidencia de ciertos sustratos, especialmente aquellos de alta susceptibilidad magnética.

Los métodos magnéticos hacen uso de anomalías en el campo magnético de la Tierra para dar indicación directa de depósitos minerales y para rastrear cuerpos rocosos magnéticos. Es usado para estimar la profundidad de un estrato magnético o para estimar el espesor de capas débilmente magnetizadas. Así, los métodos magnéticos pueden proveer información directa que otro método geofísico no puede hacer.

3.2.1 Conceptos Básicos.

En 1875, Coulomb estableció que la fuerza entre los extremos de largos magnetos delgados era inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Gauss expandió las observaciones de Coulomb y atribuyó las fuerzas de atracción y repulsión a cargas magnéticas ficticias o polos. Una ley de inverso

cuadrado para la fuerza \mathbf{F} entre polos magnéticos de intensidad p_1 y p_2 , separados una distancia r , puede ser expresada como

$$\mathbf{F} = \frac{p_1 p_2}{\mathbf{m} r^2} \mathbf{r}_1, \quad (3.34)$$

donde \mathbf{m} es una constante para el medio entre los polos llamada la permeabilidad. La fuerza magnetostática es atractiva para polos de signos opuestos y repulsiva para polos de signos iguales.

Una región en la cual un polo magnético experimenta una fuerza es llamada campo magnético. La intensidad del campo magnético, \mathbf{H} , es definida como la fuerza por unidad de polo

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{F}}{p_2} = \left(\frac{p_1}{\mathbf{m} r^2} \right) \mathbf{r}_1. \quad (3.35)$$

La unidad de intensidad magnética en el sistema internacional cgs es el Oersted, es decir, la intensidad en un punto es un oersted si un polo de magnitud uno en cm localizado en ese punto experimenta una fuerza de una dina.

Un dipolo magnético es representado como dos polos de magnitud $+p$ y $-p$ separados por una distancia $2l$. El momento magnético dipolar es definido como

$$\mathbf{m} = 2lp\mathbf{r}_1 , \quad (3.36)$$

\mathbf{m} es un vector en la dirección del vector unitario \mathbf{r}_1 que se extiende desde el polo negativo hacia el polo positivo.

Hasta ahora se ha supuesto que los magnetos están situados en el aire o más correctamente en el vacío. Cuando un magneto está rodeado por un medio capaz de ser magnetizado, el mismo medio adquiere un cierto momento magnético por unidad de volumen. Este es llamado polarización magnética del medio y es denotado por el símbolo \mathbf{M} , el cual puede ser considerado como la representación del número y grado de orientación de los dipolos magnéticos elementales del cuerpo. La polarización magnética es una cantidad vectorial que tiene una dirección paralela a la dirección de magnetización. Si \mathbf{M} es constante y tiene la misma dirección en todas partes, se dice que el cuerpo está uniformemente magnetizado. La unidad en el SI para la polarización magnética es ampere por metro (A/m).

Para campos magnéticos bajos, \mathbf{M} es proporcional a \mathbf{H} y está en la dirección de éste. El grado al cual un cuerpo es magnetizado está determinado por su susceptibilidad magnética k , lo cual está definido por,

$$\mathbf{M} = k\mathbf{H} . \quad (3.37)$$

La susceptibilidad es el parámetro fundamental de la roca en prospección magnética y es adimensional. La respuesta magnética de rocas y minerales está determinada por las cantidades y susceptibilidades de los materiales magnéticos en ellos.

La inducción magnética \mathbf{B} es una medida de la intensidad del campo dentro de un cuerpo magnetizado. Ésta puede ser escrita así,

$$\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{M}) = \mu_0 (1 + k)\mathbf{H} = \mu\mu_0 \mathbf{H} \quad , \quad (3.38)$$

donde \mathbf{H} y \mathbf{M} tienen la misma dirección, como es el caso usualmente. La unidad en SI para \mathbf{B} es el Tesla = 1 newton / ampere-metro = 1 Weber/m² (Wb/m²). La permeabilidad del espacio libre μ_0 tiene el valor $4\pi \times 10^{-7}$ Wb/A-m. En el vacío $\mu = 1$ y en el aire $\mu \approx 1$. La unidad de inducción magnética generalmente usada para trabajo geofísico es el nanoTesla (también llamado gamma, γ),

$$1\gamma = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ nT} = 10^{-5} \text{ oersteds.} \quad (3.39)$$

Hay frecuentemente confusiones de cual de las dos, \mathbf{B} o \mathbf{H} , es la cantidad involucrada en exploración magnética. Aunque se mide \mathbf{B}_e , estamos interesados en el campo de la Tierra \mathbf{H}_e . Sin embargo, debido a que \mathbf{B} y \mathbf{H} están linealmente

relacionadas (ecuación 3.38) y usualmente $m \approx 1$, se puede tratar un mapa de \mathbf{B}_e como si fuera un mapa de \mathbf{H}_e .

También se habla de *flujo magnético* \mathbf{f} ,

$$\mathbf{f} = \mathbf{B} \cdot \mathbf{A} \quad , \quad (3.40)$$

donde \mathbf{A} es un vector de área. Así $|\mathbf{B}| = \mathbf{f} / |\mathbf{A}|$ cuando \mathbf{A} y \mathbf{B} son paralelos, esto significa que \mathbf{B} es la densidad de flujo magnético. La unidad en SI para el flujo magnético es el Wb.

En otro orden de ideas, para poder identificar las anomalías del campo terrestre es necesario conocer el estado normal de éste. El campo geomagnético puede ser representado formalmente, con mucha aproximación, por el campo de un dipolo situado en el centro de la Tierra, y queda representado en cualquier punto de la superficie terrestre por la componente horizontal (H) y vertical (Z) de la densidad de flujo magnético, y por la declinación (D) al este o al oeste del Norte verdadero. La inclinación (I) que tiene importancia en la interpretación de anomalías magnéticas, viene dado por $\text{Arctag}(Z/H)$. La figura 3.5 se observa con mayor detalle. Estas anomalías magnéticas suelen expresarse en unidades de gamma.

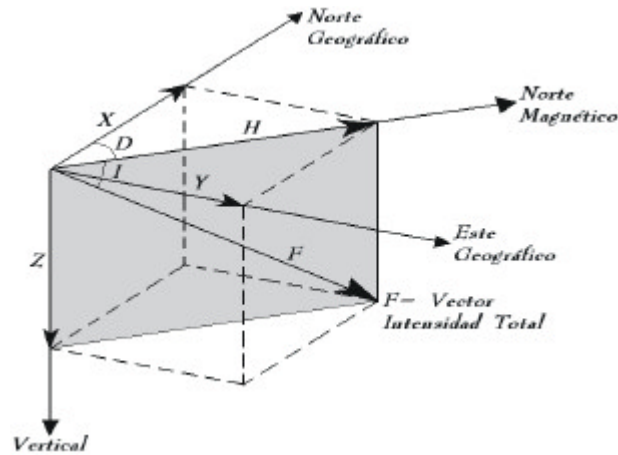


Figura 3.5. Elementos del Campo Magnético Terrestre.

3.2.2 Potencial Magnético para un Campo Dipolar.

Conceptualmente el potencial escalar magnético A en el punto P es el trabajo hecho sobre un polo positivo unitario en traerlo desde el infinito, por cualquier camino, contra un campo magnético $\mathbf{H}(r)$. Cuando $\mathbf{H}(r)$ es debido a un polo positivo a una distancia r de P ,

$$A(r) = - \int_{-\infty}^r \mathbf{H}(r) \cdot d\mathbf{r} = p/r , \quad (3.41)$$

donde se asume $m = 1$. Sin embargo, como un polo magnético no existe, consideraremos un dipolo magnético. Se calcula A en un punto externo:

$$A = \left(\frac{p}{r_1} - \frac{p}{r_2} \right) = p \left\{ \frac{1}{(r^2 + l^2 - 2lr \cos \mathbf{q})^{1/2}} - \frac{1}{(r^2 + l^2 + 2lr \cos \mathbf{q})^{1/2}} \right\}, \quad (3.42)$$

se puede obtener el vector \mathbf{H} tomando el gradiente de A ,

$$\mathbf{H}(r) = -\nabla A(r). \quad (3.43)$$

Su componentes radial es $H_r = -\partial A / \partial r$ y su componente angular es

$H_q = -\partial A / \partial q$. Cuando $r \gg l$, la ecuación 3.42 se convierte en,

$$A \approx |\mathbf{m}| \cos \mathbf{q} / r^2. \quad (3.44)$$

donde \mathbf{m} es el momento dipolar magnético de magnitud $m = 2 lp$. Las Ecuaciones (3.43) y (3.44) arrojan

$$\mathbf{H} \approx (m/r^3) (2 \cos \mathbf{q} \mathbf{r}_1 + \text{sen} \mathbf{q} \mathbf{q}_1), \quad (3.45)$$

donde los vectores unitarios \mathbf{r}_1 y \mathbf{q}_1 están en la dirección de incremento de r y \mathbf{q} . La magnitud resultante es

$$H = |\mathbf{H}| \approx (m/r^3) (1 + 3 \cos \mathbf{q})^{1/2}. \quad (3.46)$$

3.2.3 Campo Geomagnético

Los polos magnéticos son completamente diferentes de los polos geográficos y, lo más resaltante es que no se mantienen fijos en una posición como lo hacen los polos geográficos. Por ello, el campo magnético de la Tierra se comporta como un magneto muy grande.

El geomagnetismo hace uso de las diferentes susceptibilidades magnéticas de las rocas y minerales en la corteza terrestre y la susceptibilidad cumple un rol similar a la densidad en gravimetría. Al igual que en gravimetría, donde las diferencias de anomalías de gravedad son medidas en vez de los valores absolutos del campo gravitatorio de la Tierra, también en geomagnetismo se estudian las diferencias de anomalías. Sin embargo, el campo geomagnético a diferencia del campo gravitatorio el cual es constante excepto por las pequeñas fluctuaciones de marea, está sujeto a complejas variaciones con el tiempo.

Hay tres niveles de variación, uno de ellos son los cambios lentos en el campo de la Tierra, los cuales toman lugar progresivamente por siglos y son conocidos como variaciones seculares. De más importancia en prospección magnética son las más pequeñas pero más rápidas oscilaciones en el campo de la Tierra, las cuales tienen una periodicidad de alrededor de 24 horas y un cambio del orden de los 25 gammas. Superpuestas a estas variaciones diurnas están las grandes variaciones, las cuales se manifiestan como repentinas perturbaciones magnéticas que pueden durar muchos días. Tales tormentas magnéticas pueden cambiar el campo magnético

por 1000 gammas o más y causan considerables interrupciones en las operaciones de prospección magnética. Las oscilaciones son tan rápidas e impredecibles que no es usualmente factible corregirlas. Son causadas por el incremento de los impactos de partículas solares sobre las líneas de campo magnético en la atmósfera superior.

3.2.4 Magnetismo de Rocas y Minerales.

Las sustancias pueden ser divididas sobre la base de su comportamiento cuando son colocadas en un campo magnético externo. Una sustancia es diamagnética si su campo es dominado por átomos con el orbital de electrones orientado de manera opuesta al campo externo, es decir, si éste exhibe susceptibilidad negativa. El diamagnetismo sólo prevalecerá si el momento magnético de todos los átomos es cero cuando H es cero, situación característica de átomos con capas de electrones completamente llenas. Los materiales diamagnéticos de la Tierra más comunes son el grafito, mármol, cuarzo y sal. Cuando el momento magnético no es cero cuando H es cero, la susceptibilidad es positiva y la sustancia es paramagnética. Los efectos del diamagnetismo y del paramagnetismo son débiles.

Ciertas sustancias paramagnéticas como el hierro, cobalto y níquel, tienen una interacción magnética tan fuerte que los momentos se alinean dentro de grandes regiones llamadas dominios. Este efecto es llamado ferromagnetismo y es $\sim 10^6$ veces los efectos de diamagnetismo y paramagnetismo. El ferromagnetismo decrece con el incremento de la temperatura y desaparece totalmente a la temperatura de Curie. Aparentemente los minerales ferromagnéticos no existen en la naturaleza.

Los dominios en algunos materiales son subdivididos en subdominios que se alinean en direcciones opuestas de modo que sus momentos se cancelan. Tal sustancia es antiferromagnética. El único ejemplo común es la hematita.

En algunos materiales, los subdominios magnéticos se alinean de manera opuesta pero su momento neto no es cero, debido a que un conjunto de subdominios tienen un alineamiento magnético más fuerte que los otros o porque hay más subdominios de un tipo que de otro. Esas sustancias son ferrimagnéticas. Ejemplos del primer tipo son la magnetita y la titanomagnetita. La pirrotita es un mineral magnético del segundo tipo. Prácticamente todos los minerales magnéticos son ferrimagnéticos.

3.2.5. Susceptibilidades Magnéticas de Rocas y Minerales.

La susceptibilidad magnética, k , es la variable significativa en prospección magnética. Como hemos dicho, k es una medida de la facilidad con la cual un material puede ser magnetizado. La susceptibilidad de muchos materiales es dependiente de la temperatura, y en algunos de los materiales k depende de \mathbf{H} de manera complicada.

Los minerales ferrimagnéticos, particularmente la magnetita, son la fuente principal de anomalías magnéticas, por tanto ha habido muchos intentos para establecer una relación cuantitativa entre las susceptibilidades de las rocas y la concentración de Fe_3O_4 . Pero aún cuando exista alguna relación, la misma

susceptibilidad puede corresponder a diferentes contenidos de Fe_3O_4 y viceversa, por lo que es recomendable la determinación directa de la susceptibilidad de las rocas y minerales de la zona que interesa.

La Tabla 3.2 lista las susceptibilidades magnéticas para una variedad de rocas y minerales. Aunque hay gran variación, incluso para una roca en particular, y un extenso solapamiento entre diferentes tipos, las rocas sedimentarias tienen el más bajo promedio de susceptibilidad y las rocas ígneas básicas el más alto.

Tabla 3.2. Susceptibilidad magnética de algunas rocas (Garza, 2006)

Tipos de Rocas	Susceptibilidad magnética máxima (adimensional)
ÍGNEAS	
Basalto	0.18
Diorita	0.13
Gabro	0.09
Granito	0.05
SEDIMENTARIAS	
Arcillas	0.00025
Lutitas	0.025
Arenisca	0.0209
Pizarra	0.0186
METAMÓRFICAS	
Gneis	0.025
Granulita	0.03
Serpentina	0.018

En cada caso, la susceptibilidad depende de la cantidad de mineral ferrimagnético presente, principalmente magnetita, algunas veces titanomagnetita o pirrotita.

3.3 Método Directo

Un modelo inicial para el cuerpo se construye basado en datos de geología y geofísica. La anomalía del modelo es calculada y comparada con la anomalía observada y los parámetros de los modelos son evaluadas cada vez para ajustarla entre estas dos anomalías. Una colección de prismas rectangulares proporciona una sencilla manera de aproximar un volumen de masa (fig. 3.6). Si éstos son muy pequeños, cada prisma puede ser asumido con densidad constante.

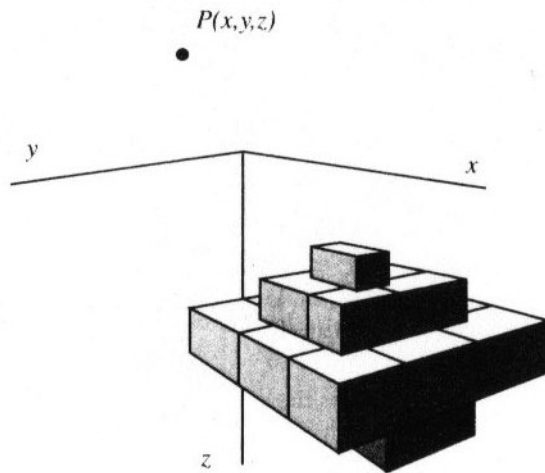


Figura 3.6. Aproximación de la masa tridimensional por una colección de prismas rectangulares (Tomado de Blakely, 1995)

Entonces por el Principio de Superposición la anomalía gravitacional o la magnética de un cuerpo de cualquier punto podría aproximarse por la suma de los efectos de todos los prismas como describe la ecuación 2.51 (Blakely, 1995).

3.3.1 Modelo de gravedad. Prismas rectangulares

U es el potencial gravitacional, \mathbf{g} es la atracción gravitacional, en un punto P debido a un volumen de masa con densidad ρ .

$$U(P) = \gamma \int_R \frac{m}{r} dv . \quad (3.47)$$

$$\mathbf{g}(P) = \nabla U \quad (3.48)$$

$$= -\gamma \int_R \rho \frac{\hat{\mathbf{r}}}{r^2} dv . \quad (3.49)$$

Donde r es la distancia de P a un elemento de un cuerpo dv , y γ es la constante gravitacional. En coordenadas cartesianas, la componente vertical de la gravedad es,

$$g(x, y, z) = \frac{\partial U}{\partial z} \\ = -\gamma \int_{z'} \int_{y'} \int_{x'} \rho(x', y', z') \frac{(z - z')}{r^3} dx' dy' dz' , \quad (3.50)$$

donde,

$$r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2} . \quad (3.51)$$

El método directo requiere del cálculo repetitivo de $g(x, y, z)$ usando la ecuación 3.50. Se utiliza el Principio de Superposición del campo gravitacional para calcular la aceleración de gravedad resultante en un punto debido a un objeto geológico complejo. El cuerpo se descompone comúnmente en un conjunto de elementos poliédricos de densidad uniforme, y se aproxima el campo gravitatorio por la suma de los campos producidos por cada uno de estos elementos, de estructura geométrica suficientemente sencilla para resolver la integral de volumen de la ecuación 3.50. Entonces, el campo gravitatorio en un punto de medición se aproxima mediante,

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \psi_{mn} \quad , \quad (3.52)$$

donde g_m es la atracción vertical en el punto m de observación, ρ_n es la densidad del elemento de volumen n , y ψ_{mn} es la atracción gravitacional en el punto m debido al elemento n para una densidad unitaria.

La atracción gravitacional de un prisma rectangular se calcula con la integración de la ecuación 3.50 en los límites del prisma. Por ejemplo, la componente vertical de la gravedad para un prisma rectangular con densidad uniforme ρ y con dimensiones $x_1 = x = x_2$, $y_1 = y = y_2$, $z_1 = z = z_2$ viene dada por

$$g = \mathbf{gr} \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z'}{[x'^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} dx' dy' dz'. \quad (3.53)$$

Moviendo el punto de observación al origen se simplifica la integral, quedando,

$$g = \mathbf{gr} \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mathbf{m}_{ijk} [z_k \arctan \frac{x_i y_j}{z_k R_{ijk}} - x_i \log(R_{ijk} + y_j) - y_j \log(R_{ijk} + x_i)], \quad (3.54)$$

donde,

$$R_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_j^2 + z_k^2}. \quad (3.55)$$

$$\mathbf{m}_{ijk} = (-1)^i (-1)^j (-1)^k. \quad (3.56)$$

La ecuación 3.54 puede ser utilizada para calcular cada ψ_{mn} en la ecuación 3.52. Realizando la suma de los campos para cada elemento componente del cuerpo se calcula la atracción gravitacional de cuerpos con estructuras arbitrarias y densidades variables.

3.3.2. Modelo de magnetismo. Prismas rectangulares

La ecuación 3.57 describe el campo magnético de un volumen de material magnético,

$$\mathbf{B} = -C_m \nabla \int_R \mathbf{M} \cdot \nabla \frac{1}{r} dv . \quad (3.57)$$

Donde \mathbf{M} es la magnetización , r es la distancia de el punto de observación P a el elemento dv de el cuerpo. Los valores de la constante C_m depende del sistema de unidades. La anomalía del campo total está dada aproximadamente por,

$$\Delta T = -C_m \hat{\mathbf{F}} \cdot \nabla \int_R \mathbf{M} \cdot \nabla \frac{1}{r} dv , \quad (3.58)$$

donde $\hat{\mathbf{F}}$ es un vector unitario en la dirección del campo regional.

Cada prisma está orientado paralelo a los ejes de coordenadas $X, Y,$ y Z con magnetización

$$\mathbf{M} = M (\hat{i}\hat{M}_x + \hat{j}\hat{M}_y + \hat{k}\hat{M}_z) , \quad (3.59)$$

y de dimensiones $x_1 = x = x_2,$ $y_1 = y = y_2,$ $z_1 = z = \infty.$

Si la anomalía debida al prisma es observado en un campo regional directamente paralelo a $\hat{\mathbf{F}} = (\hat{F}_x, \hat{F}_y, \hat{F}_z)$, entonces la anomalía de campo total observada en el origen está dada por,

$$\begin{aligned}
\Delta T = C_m M_l & \left[\frac{\mathbf{a}_{23}}{2} \log\left(\frac{r-x'}{r+x'}\right) + \frac{\mathbf{a}_{13}}{2} \log\left(\frac{r-y'}{r+y'}\right) + \mathbf{a}_{12} \log(r+z_1) \right. \\
& - \hat{M}_x \hat{F}_x \arctan\left(\frac{x'y'}{x'^2 + rz_1 + z_1^2}\right) - \hat{M}_y \hat{F}_y \arctan\left(\frac{x'y'}{r^2 + rz_1 x'^2}\right) \\
& \left. + \hat{M}_z \hat{F}_z \arctan\left(\frac{x'y'}{rz_1}\right) \right] , \tag{3.60}
\end{aligned}$$

donde,

$$\mathbf{a}_{12} = \hat{M}_x \hat{F}_y + \hat{M}_y \hat{F}_x . \tag{3.61}$$

$$\mathbf{a}_{13} = \hat{M}_x \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_x . \tag{3.62}$$

$$\mathbf{a}_{23} = \hat{M}_y \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_y . \tag{3.63}$$

$$r^2 = x'^2 + y'^2 + z_1^2 . \tag{3.64}$$

La ecuación 3.60 proporciona la anomalía de campo total de un prisma que tiene como tope z_1 y final en el infinito. Si esta ecuación es evaluada dos veces, una para $z_1=z_t$ y $M=M_0$ y la otra para $z_1=z_b$ y $M=-M_0$, entonces junto con el Principio de Superposición la suma de dos cálculos proveerán el campo magnético de un prisma con magnetización M_0 , tope en z_t y final en z_b .

Para separar el cuerpo en una colección de prismas rectangulares, la ecuación 2.59 podría usado iterativamente modelos de formas arbitrarias. Prismas

rectangulares también han sido usados en el método inverso, directamente deriva un vector M desde la anomalía de campo total.

3.4 Geoestadística

La evaluación de reservas minerales útiles fue la actividad fundamental que motivó a partir de la década de los 50, la aplicación de la teoría de Funciones Aleatorias al reconocimiento y estimación de fenómenos naturales. Así surge la Geoestadística, término concebido por G. Matheron en 1975 a partir de trabajos previos de H. Sichel, D.G. Krige, y B. Matern, que se desarrolla y consolida en los últimos 30 años como ciencia aplicada y que da respuesta a necesidades prácticas y concretas.

El conocimiento lo más aproximado posible de las reservas minerales útiles de un yacimiento, puede ser realizado por métodos clásicos o modernos; en el primero, se utilizan fundamentalmente valores medios o medias ponderadas para la estimación de bloques definidos convenientemente. En el segundo, se utilizan la modelación matemática y la Geoestadística; en esta última, se usan técnicas de regresión y correlación, siendo resultado de la aplicación de la teoría de funciones aleatorias al reconocimiento y estimación de fenómenos naturales [Journel y Huijbregts,1978], ofreciendo mayor precisión en la estimación de las reservas minerales.

La geoestadística es, en síntesis, el estudio de las variables numéricas distribuidas en el espacio (Deutsch and Journel, 1998). Su punto de partida es asumir una intuición topo-probabilista (Matheron, 1975).

3.4.1 Variables Aleatorias

Los fenómenos distribuidos en el espacio presentan un carácter mixto, un comportamiento caótico o aleatorio a escala local, pero a la vez estructural a gran escala (fig. 3.7).

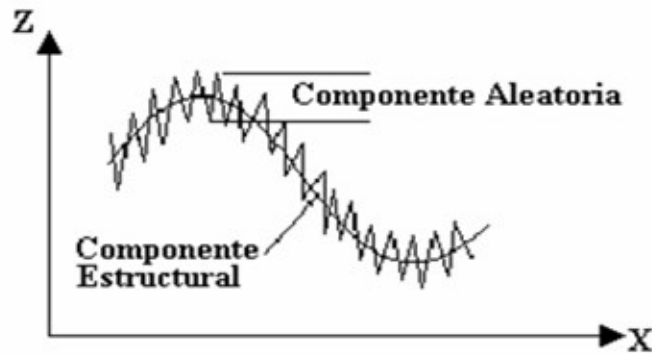


Figura 3.7. Carácter mixto de una función aleatoria.

Se puede entonces sugerir la idea de interpretar algún campo de interés en términos de Función Aleatoria tal que,

$$\{Z(u), u \in \text{área de estudio}\} , \quad (3.65)$$

es decir, a cada punto \mathbf{u} del espacio se le asocia una Variable Aleatoria (VA) $Z(\mathbf{u})$.

Para dos puntos diferentes x e y , se tendrán dos VAs $Z(\mathbf{u}_1)$ y $Z(\mathbf{u}_2)$ diferentes pero no independientes, y es precisamente su grado de correlación el encargado de reflejar la continuidad del fenómeno en estudio, de modo que el éxito de esta técnica es la determinación de la función de correlación espacial de los datos.

Cada Función Aleatoria se define a partir de la función de distribución acumulativa,

$$F(u; z) = \text{Prob}\{Z(u) \leq z\} . \quad (3.66)$$

Entonces el conjunto de configuraciones es,

$$F(u_1, \dots, u_k; z_1, \dots, z_k) = \text{Prob}\{Z(u_1) \leq z_1, \dots, Z(u_k) \leq z_k\} . \quad (3.67)$$

3.4.2 Variogramas

En primer lugar se definirá la matriz de covarianza, la cual es una estadística que busca comparar los resultados obtenidos en diferentes grupos de una variable cuantitativa, utilizando un modelo de regresión lineal múltiple, pero corrigiendo las posibles diferencias existentes entre los grupos en otras variables que pudieran afectar también al resultado (covariantes).

En el estudio conjunto de dos variables, lo que interesa principalmente es saber si existe algún tipo de relación entre ellas. La covarianza $S(X,Y)$ de dos variables aleatorias X e Y se define como,

$$C_{\text{mod}} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^k \frac{(x_i - \bar{x})(y_j - \bar{y})(n_{ij})}{n}, \quad (3.68)$$

Donde n es el número de muestras, \bar{x} y \bar{y} son las medias de cada variable

Si $C_{\text{mod}} > 0$ hay dependencia (positiva), es decir, a grandes valores de x corresponden grandes valores de y .

Si $C_{\text{mod}} = 0$ las variables están no correlacionadas, es decir no hay relación lineal.

Si $C_{\text{mod}} < 0$ hay dependencia negativa, es decir, a grandes valores de x corresponden pequeños valores de y .

Por otra parte, para analizar el comportamiento espacial de una propiedad o variable sobre una zona dada se utiliza una estadística llamada variograma. Ésta se define como la media aritmética de todos los cuadrados de las diferencias entre pares de valores experimentales separados una distancia h (Deutsch and Journel, 1998), o lo que es lo mismo, la varianza de los incrementos de la variable regionalizada en las localizaciones separadas una distancia h ,

$$2\mathbf{g}(h) = \text{Var}\{Z(u+h) - Z(u)\} . \quad (3.69)$$

O en términos de covarianzas,

$$\mathbf{g}(h) = C(0) - C(h), \forall u . \quad (3.70)$$

La función $\gamma(h)$ se denomina **semivariograma**, la cual puede ser obtenida también por la expresión:

$$\mathbf{g}(h) = \frac{1}{2N_p(h)} \sum_{i=1}^{N_p(h)} [z(u_i) - z(u_i + h)]^2 . \quad (3.71)$$

donde: $N_p(h)$ es el número de pares a la distancia h .
 h es el incremento.
 $z(x_i)$ son los valores experimentales.
 u_i localizaciones donde son medidos los valores $z(u_i)$.

El gráfico de $\gamma(h)$ (figura 2.13) tiene las siguientes características según Armstrong y Carignan (1997), Krajewski y Gibbs (1993), Curran y Atkinson (1998).

Pasa por el origen (para $h=0$, $\gamma(h)=0$) y es en general una función creciente de h .

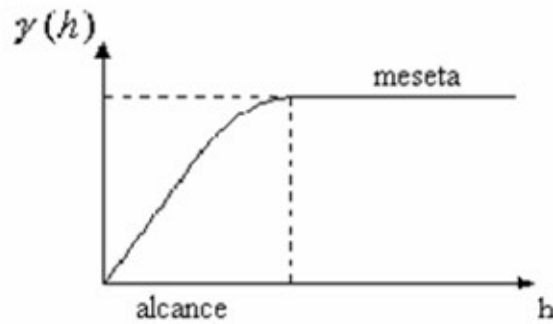


Figura 3.8. Forma típica del variograma

El Efecto Pepita (Nugget): El semivariograma por definición es nulo en el origen, pero en la práctica las funciones obtenidas pueden presentar discontinuidad en este origen; a esta discontinuidad se le llama efecto de pepita, en inglés (Nugget effect). Si esta intersección ocurre por debajo de cero, el valor asumido por este efecto es cero, pues valores negativos de $\gamma(0)$ no tienen significado y no es común. El efecto pepita se representa como C_0 .

La Meseta (Sill): Es el valor de $\gamma(h)$ para el cual con el aumento de h su valor permanece constante, se representa como $(C_T = C + C_0)$ y se denomina meseta. Puede obtenerse trazando una línea paralela a la abscisa y que se ajuste a los puntos de mayor valor del semivariograma y su valor se lee en la intersección de esta línea con la ordenada.

El Alcance (Range): La distancia h para la cual las variables $Z(x)$ y $Z(x+h)$ son independientes, se denomina alcance y se representa por las distancias

para la cual los valores de la variable dejan de estar correlacionados. Es decir, cuando la correlación es pequeña, busca el valor exacto para la definición

El comportamiento en el origen puede tener diferentes formas, las cuales son según Journel y Huijbregts (1978), Armstrong y Carignan (1997), Chica (1987) (figura 3.9):

Parabólico: Caracteriza a una variable muy regular, siendo continua y diferenciable.

Lineal: Caracteriza a una variable continua, pero no diferenciable, es decir menos regular.

Discontinuidad en el origen: “Efecto de pepita”, es el caso en que $\gamma(h)$ no tiende a cero cuando h tiende a cero. Representa a una variable muy irregular.

Discontinuo puro: Llamado también ruido blanco, representa el caso de mayor discontinuidad, siendo el caso límite de ausencia de estructura, donde los valores de dos puntos cualesquiera no tienen correlación alguna.

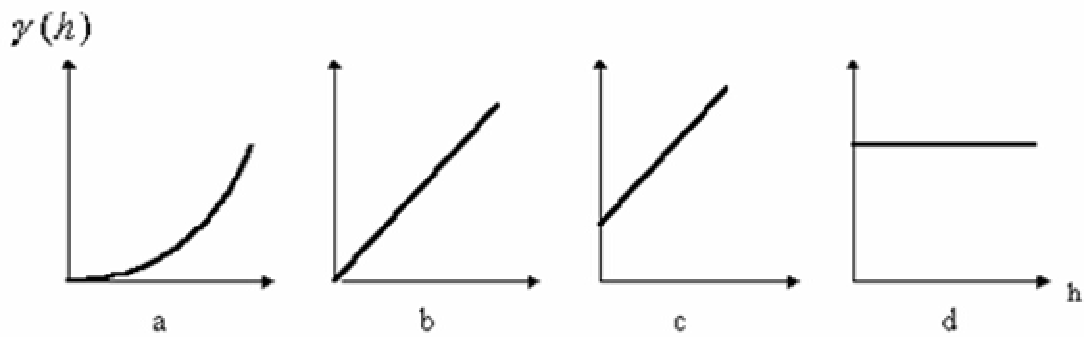


Figura 3.9. Comportamiento del variograma en el origen. (a) Parabólico. (b) Lineal. (c) Efecto de pepita. (d) Discontinuo puro.

Los modelos teóricos de los variogramas más utilizados en la práctica (Deutsch y Journel, 1998) atendiendo a las dos características más importantes en el modelado de semivariogramas que son según Journel y Huijbregts (1978):

1.- Su comportamiento en el origen, el cual puede ser lineal, parabólico y con Efecto de Pepita y

2.- La presencia o ausencia de meseta.

Para su utilización en simulación y estimación los variogramas (o alternativamente las covarianzas) experimentales se modelan de acuerdo a algunas funciones comunes de la distancia de separación h . Los modelos mas utilizados son los siguientes:

Modelo Independiente (o Efecto de Pepita): Corresponde a un fenómeno puramente aleatorio (ruido blanco), sin correlación entre las muestras, cualquiera sea la distancia que las separe, (figura 3.10a), donde C representa el valor de la meseta.

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= 0 & h &= 0 \\ &= C & |h| &> 0 \end{aligned} \quad (3.72)$$

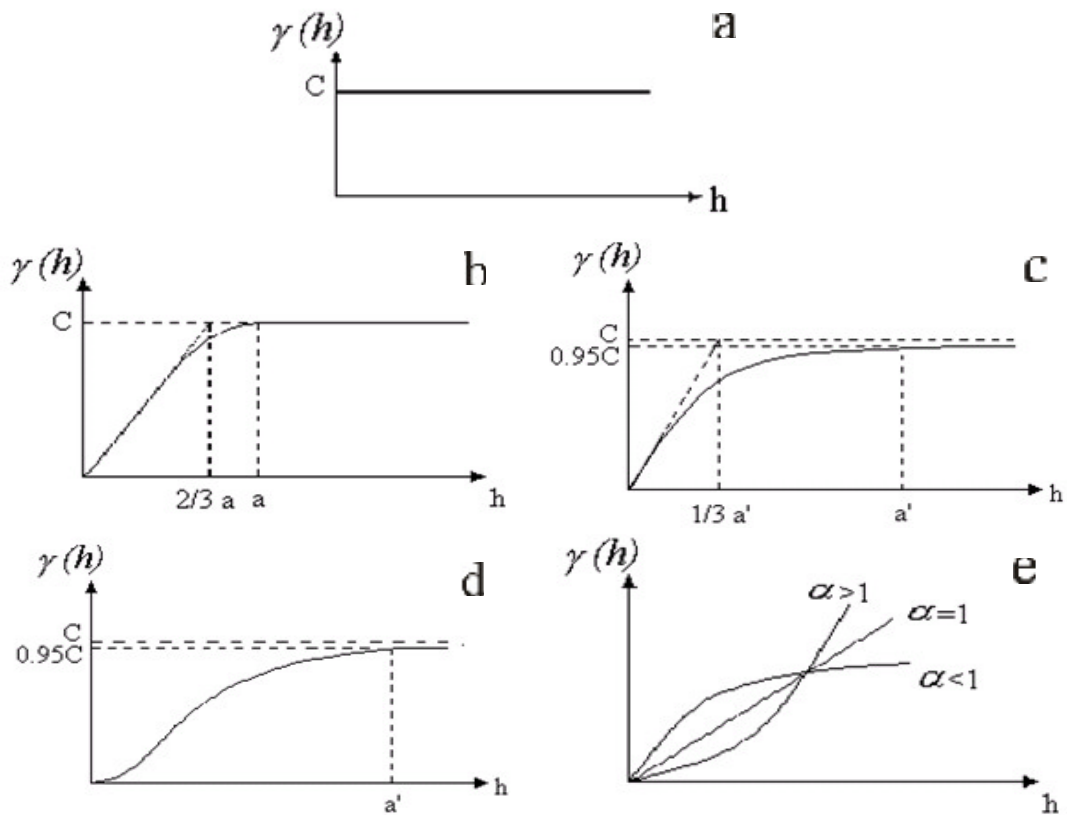


Figura 3.10. Modelo de a) efecto de pepita, (b) esférico, (c) exponencial, (d) gaussiano y (e) con función de potencia

Modelo Esférico: Este modelo es probablemente el más utilizado, es una expresión polinomial simple, en su forma representada en la figura 3.10b, se puede observar un crecimiento casi lineal y después a cierta distancia finita del origen se alcanza una estabilización, la meseta. La tangente en el origen encuentra a la meseta en el punto de abscisa $(2/3)a$, donde a representa el valor del alcance.

$$\gamma(h) = \begin{cases} C [(3/2)(h/a) - 1/2(h/a)^3] & h \leq a \\ C & h > a \end{cases} \quad (3.73)$$

Modelo Exponencial: Este modelo a diferencia del esférico crece inicialmente más rápido y después se estabiliza de forma asintótica (figura 3.10c). Como la meseta no se alcanza a una distancia finita, se usa con fines prácticos el “alcance efectivo” o “alcance práctico” a' , valor que se obtiene en el punto de abscisa para el cual el modelo obtiene el 95% de la meseta, con un valor $a' = 3a$, donde a es el parámetro de escala. La tangente en el origen encuentra a la meseta en el punto $a = (1/3)a'$.

$$\gamma(h) = C [1 - \exp(-|h|/a)] \quad |h| > 0 . \quad (3.74)$$

Modelo Gaussiano: Este es un modelo extremadamente continuo (figura 3.10d), inicialmente presenta un comportamiento parabólico en el origen, después al igual que en el modelo exponencial se alcanza la meseta de forma asintótica. El

alcance práctico tiene un valor de $a' = 1.73a$, que es el valor de la abscisa donde se alcanza el 95% de la meseta.

$$\gamma(h) = C [1 - \exp(-|h|^2/a^2)] \quad |h| > 0 \quad . \quad (3.75)$$

Modelo con función potencia: Este es un modelo sin meseta, su forma se representa en la figura 3.10e, para valores de α correspondientes a 0.5, 1.0 y 1.5.

$$\gamma(h) = |h|^\alpha \quad ; \quad \alpha \in]0, 2[\quad (3.76)$$

Para el valor de $\alpha=1$ en el modelo anterior se obtiene el modelo Lineal, al cual no tiene ni meseta ni alcance. Ahora por efectos prácticos, sin embargo, muchos programas informáticos denotan la pendiente del modelo lineal con la relación C/a

$$\gamma(h) = (C/a) |h| \quad (3.77)$$

La selección del modelo y los parámetros apropiados a las características del semivariograma, para ser usados en la interpolación geoestadística que veremos posteriormente es el punto más importante en el proceso planteando (Arik, 1990).

3.4.3 Estimación o Krigaje

Matheron fue el que denominó a esta técnica **Krigeage** (en francés) que en inglés se convierte en **Kriging** y en español se escribe **Krigeaje**. Este término que

tiene su origen en el apellido de D.G. Krige, reconociendo de esta forma su aporte. El Krigeaje es una técnica de estimación que proporciona el mejor estimador lineal imparcial, y que además proporciona un error de estimación conocido como **varianza de krigeaje** que depende del modelo de variograma obtenido y de las localizaciones de los datos originales (Armstrong y Carignan, 1997; Journel y Huijbregts, 1978; David, 1977; Abasov et al., 1990).

Tiene como objetivo encontrar la mejor estimación posible a partir de la información disponible, y en efecto, el valor estimado obtenido $Z^*(x)$ de un valor real y desconocido $Z(x)$, consiste en una combinación lineal de pesos asociados a cada localización donde fue muestreado un valor $Z(x_i)$ ($i = 1, \dots, n$) del fenómeno estudiado, observando dos condiciones fundamentales:

1.- que el estimador no sea sesgado. $E[Z^* - Z] = 0$, y

2.- que la varianza $\text{Var}[Z^* - Z]$ sea mínima, consiguiéndose de este modo minimizar la varianza de error de estimación.

El Krigeaje utiliza, en la estimación, las características de variabilidad y correlación espacial del fenómeno estudiado, por lo que su uso implica un análisis previo de la información con el objetivo de definir o extraer de esta información inicial un modelo que represente su continuidad espacial. Y se está en condiciones de estimar valores desconocidos a partir de los datos conocidos como también de su estructura de continuidad espacial.

3.5 Métodos de Inferencia Probabilística

También llamados métodos Bayesianos, consisten en describir el medio material, que se explora a través de un modelo paramétrico, tal que si se fijan todos los valores de los parámetros que lo conforman se fija la configuración del modelo del subsuelo. Al conjunto de todas las posibles combinaciones de parámetros del modelo se le llama espacio de parámetros del modelo. Se puede hacer una descripción del subsuelo a través del cálculo de probabilidades en este espacio de parámetros, mediante la definición de funciones de densidades de probabilidad.

Supongamos que está dada una densidad de probabilidad $r(\mathbf{m})$, la cual está definida en un espacio de parámetros M , siendo \mathbf{m} un punto en dicho espacio, entonces la probabilidad de que la configuración verdadera del medio se encuentre en un subconjunto cualquiera del espacio de modelos, $O \subset M$, se calcula integrando la densidad de probabilidad sobre O ,

$$P = \int_{\Omega} r(\mathbf{m}) d\mathbf{m} . \quad (3.78)$$

Es importante mencionar que en los problemas de inferencia estadística existen dos tipos de conocimiento acerca del estado del medio, el primero se refiere al conocimiento que se tiene del medio antes de la realización e implementación de las observaciones físicas y el segundo después de dichas observaciones. Es por ello que suele asignarse una densidad de probabilidad previa sobre el espacio de parámetros

para el conocimiento que se tiene del medio antes de las observaciones físicas, y una densidad de probabilidad posterior sobre el espacio de parámetros luego de la implementación de las observaciones físicas y la cual viene siendo una actualización del conocimiento previo, a continuación se muestra la forma de calcular la densidad de probabilidad posterior según Tarantola (1987),

$$\mathbf{s}(\mathbf{m}) = c L(\mathbf{m}) r(\mathbf{m}) , \quad (3.79)$$

donde $\mathbf{s}(\mathbf{m})$ es la densidad de probabilidad posterior, $p(\mathbf{m})$ la densidad previa, $L(\mathbf{m})$ la función de verosimilitud, c es una constante de normalización y \mathbf{m} es el arreglo de parámetros del modelo que describen la estructura y las propiedades del medio. Como se puede apreciar la densidad de probabilidad posterior combina la información previa y las observaciones físicas, ya que la función de verosimilitud mide la probabilidad del modelo con respecto a las observaciones realizadas. Esta función de verosimilitud depende única y exclusivamente de los parámetros físicos del medio los cuales están relacionados de manera directa con las observaciones físicas.

Más específicamente, la función de densidad posterior es el producto de tres factores: la función de densidad a priori, las funciones de verosimilitud asociados con los datos de gravedad y magnetismo (Bosch, 2006),

$$\mathbf{s}(\mathbf{m}) = p(\mathbf{m}) L_{grav}(\mathbf{m}) L_{mag}(\mathbf{m}) r_{lit}(\mathbf{m}_{lit}) , \quad (3.80)$$

donde \mathbf{m} es el arreglo que contiene la información de las propiedades físicas como la densidad y la susceptibilidad, y las distintas interfaces del modelo a estudiar,

$$\mathbf{m} = \{\mathbf{m}_{den}, \mathbf{m}_{sus}, \mathbf{m}_{lit}\} = \{\mathbf{m}_{fis}, \mathbf{m}_{lit}\}. \quad (3.81)$$

La densidad de probabilidad a priori está definida como el producto de la densidad de probabilidad marginal y la densidad de probabilidad condicional.

$$\mathbf{r}(\mathbf{m}) = const \mathbf{p}(\mathbf{m}_{den}, \mathbf{m}_{sus} | \mathbf{m}_{lit}) \mathbf{r}_{lit}(\mathbf{m}_{lit}). \quad (3.82)$$

Lo que significa que la densidad de probabilidad a priori contiene la información en las posiciones y geometría de cada interface en los modelos. La función condicional $\mathbf{p}(\mathbf{m}_{fis} | \mathbf{m}_{lit})$ contiene información de la distribución estadística de la densidad y la susceptibilidad magnética en cada capa y se puede modelar como,

$$\pi(\mathbf{m}_{fis} | \mathbf{m}_{lit}) = c e^{-\left[\frac{1}{2} (\mathbf{m}_{fis} - \mathbf{m}_{fis}^{previo})^t \mathbf{C}^{-1}_{fis/lit} (\mathbf{m}_{fis} - \mathbf{m}_{fis}^{previo}) \right]}, \quad (3.83)$$

donde $\mathbf{m}_{fis}^{previo} = f(\mathbf{m}_{lit})$, es decir la estadística de las propiedades físicas es dependiente del tipo de litología

Estas densidades de probabilidad son modeladas con funciones que toman en cuenta la covarianza espacial y la correlación entre densidad y susceptibilidad magnética. Se resuelve el problema inverso usando las cadenas de Markov del

método de Monte Carlo adaptado al modelo a evaluar. Como resultado los modelos generados por las cadenas combinan diferentes tipos de información; observaciones de gravedad y magnética, información estadística derivada de la densidad y susceptibilidad e información estadística de la configuración de las interfaces.

La función de verosimilitud está basada entre el desajuste de los datos calculados a partir del modelo y los datos observados, donde las observaciones de los experimentos se representan mediante una colección de parámetros, números reales, que se denominan datos. Según Bosch (2003) el conjunto de todos los valores posibles de los datos conforman el *espacio de los datos*, y se denota con \mathbf{d} un punto en este espacio. Así mismo se considera que a partir de las leyes de la física, se dispone de una función que permite calcular, dada una particular configuración del modelo del subsuelo, la respuesta física esperada, $\mathbf{g}: m_{phys} \rightarrow \mathbf{d}$. Esta es la función que resuelve el llamado problema directo en geofísica. Entonces se define la función de verosimilitud para una configuración del modelo del subsuelo, considerando que los errores asociados a la medición y cálculo de los datos son Gaussianos como,

$$L(\mathbf{m}) = \exp(-1/2 \|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|^2) , \quad (3.84)$$

donde \mathbf{d}_{obs} son los datos observados y la distancia representada por la norma cuadrática de la expresión anterior se define como,

$$\|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|^2 = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs})' C_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}) , \quad (3.85)$$

con C_d matriz de covarianzas de los datos y describe la variabilidad (tamaño y correlación) de los errores.

Para la densidad previa en el espacio de parámetros materiales se utiliza un modelo gaussiano multivariado definiendo una distancia mediante la norma cuadrática similar a la expresión anterior como:

$$\|\mathbf{m} - \mathbf{m}_{lit}\|^2 = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{lit})' C_{mod}^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{lit}) , \quad (3.86)$$

donde C_{mod} es la matriz de covarianzas que describe la variabilidad y correlación entre los parámetros materiales del medio, los elementos de la diagonal principal de esta matriz son las varianzas de cada parámetro e indican la variabilidad de las desviaciones del valor central del parámetro, los elementos que no pertenecen a esta diagonal son las covarianzas las cuales indican como se correlacionan cada par de parámetros en el modelo previo. La configuración central o más probable de la información previa es \mathbf{m}_{prior} . Utilizando esta norma la densidad de probabilidad previa queda de la siguiente forma en atención al modelo Gaussiano multivariado como:

$$r(\mathbf{m}) = c_1 \exp(-1/2 \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_{prior}\|^2) . \quad (3.87)$$

Finalmente la densidad de probabilidad posterior para este trabajo queda definida como:

$$\mathbf{s}(\mathbf{m}) = c \exp(-S) \quad , \quad (3.86)$$

donde S es la semisuma de las normas cuadráticas,

$$S = 1/2 \|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|^2 + 1/2 \|\mathbf{m}_{fis} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_{lit})\|^2 + 1/2 \|\mathbf{m}_{lit} - \mathbf{m}_{lit}^{previo}\|^2 \quad , \quad (3.88)$$

es decir cada uno de los términos de la semisuma de normas cuadráticas proporciona una medida del ajuste o proximidad del modelo a la información geofísica y geoestadística disponible (Bosch, 2003).

3.6 Método de Monte Carlo

Mediante este método se genera una colección grande de configuraciones del modelo, para así resolver el problema de inferencia descrito anteriormente. Para ello se hace uso de técnicas y algoritmos de las **cadenas de Markov** desarrollados en el campo de la estadística, y que es ampliamente conocida con la finalidad de que al hacerse suficientemente larga la cadena se garantiza la convergencia a una densidad de probabilidad objetivo que se desee muestrear.

Una técnica de muestreo que comúnmente se utiliza es el **algoritmo de Metrópolis** que consiste en la producción de una configuración candidata a partir de una distribución de muestreo fuente, que no es la distribución objetivo. Según Bosch (2003) la distribución de muestreo fuente puede ser cualquiera, pero es deseable para eficiencia del algoritmo que sea cercana de alguna manera a la distribución objetivo, que se desea muestrear. Entonces el algoritmo se basa en comparar la configuración candidata y la configuración corriente, para decidir si la candidata se acepta como el siguiente paso de la cadena o si se rechaza repitiéndose la configuración corriente como nuevo eslabón. A continuación se muestran los pasos detallados del algoritmo de Metrópolis:

1. Se genera una configuración candidata x_{n+1}^{can} a partir de la regla de transición de la cadena convergente a la densidad de probabilidad fuente.

2. Se calcula $\mathbf{r}(x_{n+1}^{can})$ y $\mathbf{s}(x_{n+1}^{can})$.

3. Se acepta el candidato $x_{n+1} = x_{n+1}^{can}$ asignándole la probabilidad,

$$p = \text{Min} \left[1, \frac{\mathbf{s}(x_{n+1}^{can}) \mathbf{r}(x_n)}{\mathbf{s}(x_n) \mathbf{r}(x_{n+1}^{can})} \right], \quad (3.90)$$

la cual se simplifica en este trabajo a, $p = \text{Min} \left[1, L(x_{n+1}^{can}) / L(x_n) \right]$, (3.91)

cuando la densidad fuente es la densidad previa. Esta ecuación se obtiene si se sustituye la densidad de probabilidad posterior mostrada anteriormente en la ecuación 2.88. Por lo tanto al evaluar el cociente de las funciones de verosimilitud para la configuración candidata y corriente se decide si la primera se acepta o no como próximo paso de la cadena posterior.

4. Si el candidato es rechazado hacer $x_{n+1} = x_n$.

5. regresar a 1.

Al repetir de manera iterativa la regla de Metrópolis un gran número de veces se genera una cadena que converge a una muestra de la densidad de probabilidad objetivo.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Para generar las inversiones de datos de gravedad y magnéticos se utilizó una técnica desarrollada en el Laboratorio de Simulación e Inversión Geoestadística, que ha sido implementada en códigos en lenguaje FORTRAN 90. Del diagrama de flujo de la figura 4.1, se pueden observar las tres principales funciones que pueden llevarse a cabo con este software a objeto de analizar datos de gravedad y magnetismo en tres dimensiones.

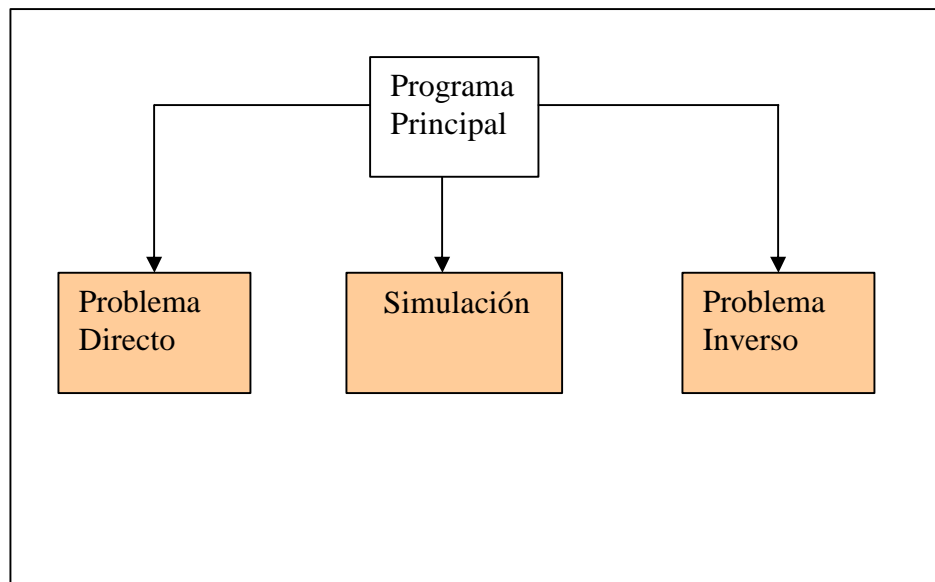


Figura 4.1. Diagrama de flujo indicando las fases que comprende este trabajo.

Se hizo necesario conocer sobre la programación de estas técnicas con el objeto de realizar modificaciones a la misma, por ejemplo, para la lectura de archivos

con las propiedades de densidad y susceptibilidad regionalizada para el área de estudio; la incorporación de las incertidumbres de la información a priori en las distintas interfaces; generación de nuevos archivos para ser utilizados con el software Generic Mapping Tools (GMT), entre otras. Para ello se siguieron las instrucciones de uso y sugerencias del manual de Stephen J. Chapman de 1998 y el manual de ayuda del GMT.

Con respecto a la figura 4.1, el problema directo consiste en crear un modelo a priori consistente con la geología, petrofísica y estudios geofísicos anteriores. La simulación utiliza técnicas de Monte Carlo para generar otros modelos todos equiprobables con los parámetros estadísticos que describen la información a priori. En el problema inverso se producen realizaciones que ajusten los datos geofísicos observados y sean compatibles con la información a priori.

En este trabajo se requirió la elaboración del modelo de la región Occidental de Venezuela y las inversiones para estimar los volúmenes de propiedades y probabilidades, se sigue un procedimiento que en secuencia se explica en la figura 4.2. Además, cada una de ellas se explica con mayor detalle en el capítulo.

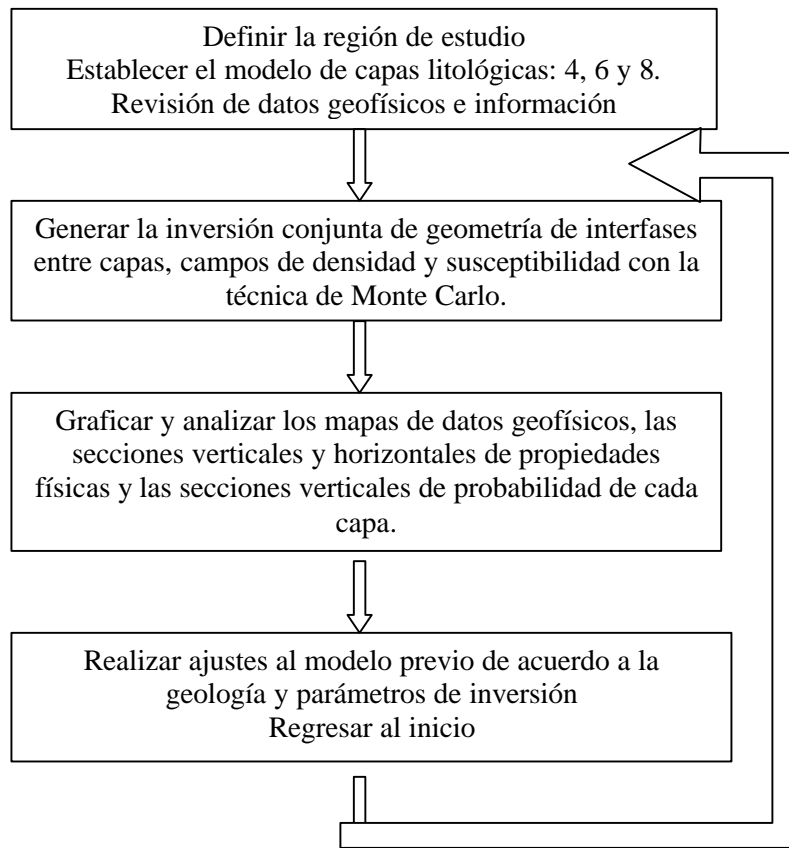


Figura 4.2. Pasos generales para generar las inversiones.

4.1 Localización de la región de estudio

En la figura 4.3 se muestra la región de estudio que se localiza entre las coordenadas geográficas 7.6° y 15.01° de latitud norte y 67.2° y 72.8° de longitud al oeste del meridiano de Greenwich.

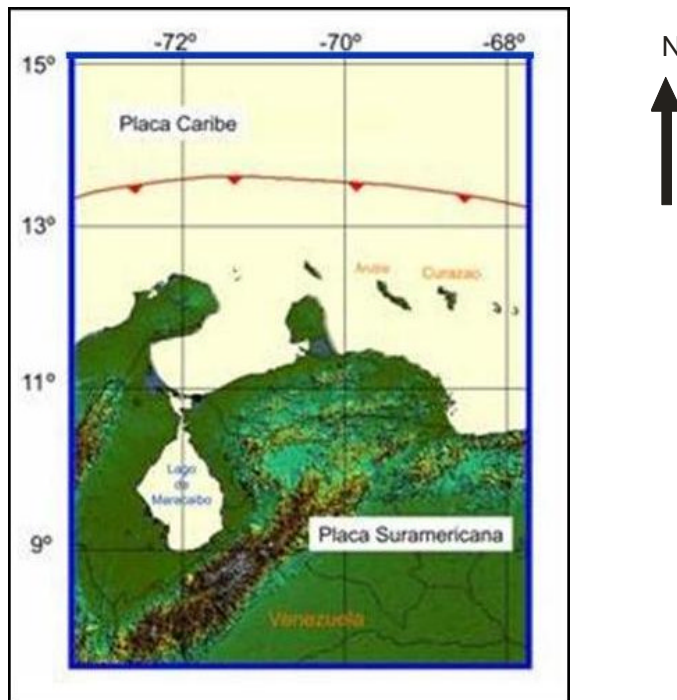


Figura 4.3. Mapa de ubicación del área de estudio. Compilado por el LSIG

Para generar los modelos se utilizó adicionalmente el sistema de proyección Cónica Conforme de Lambert, el cual arroja las coordenadas en metros; y para efectos de graficación se utilizan estas coordenadas en kilómetros. Cabe señalar que la proyección Universal Transversal Mercator (UTM) para esta región involucra las zonas 18, 19 y 20, lo que imposibilita su utilización.

4.2. Modelos geológicos tipos A, B y C

Establecida la región que se desea estudiar se procede a la búsqueda de información sobre la geología estructural, para crear los modelos geológicos que describan el medio. Estos modelos contemplan tres variantes: un modelo de sutura

cortical sin subducción (4 capas) de profundidad máxima de 50 km; un modelo en el que la corteza Caribe subduce bajo la Placa Suramericana (6 capas) de profundidad máxima de 330 km y un modelo a 330 km en el que la Placa Caribe y Suramérica se diferencia en sus capas de corteza y manto respectivamente (8 capas). Las figuras 4.4a, 4.4b y 4.4c muestran un esquema de estos tres modelos geológicos y para su referencia se llamarán modelos tipo **A**, tipo **B** y tipo **C** respectivamente.

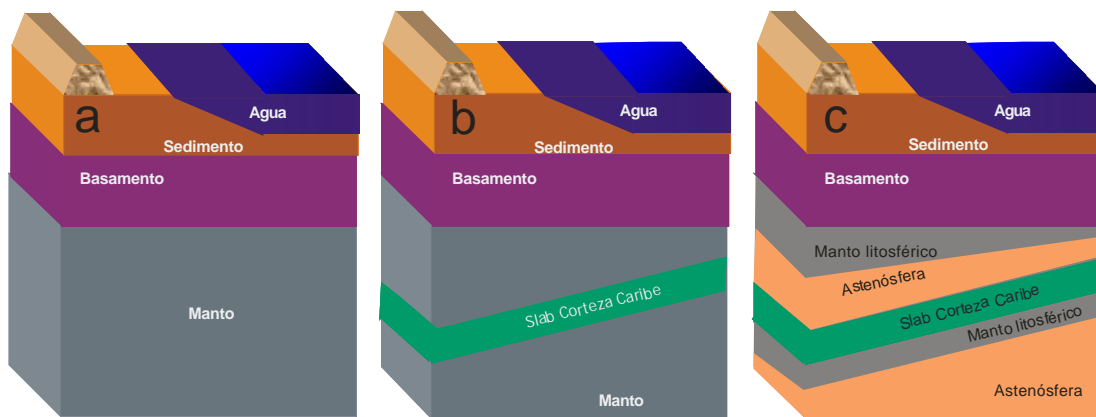


Figura 4.4. Estructura geológica de los modelos de (a) cuatro capas, (b) seis capas y (c) ocho capas

En la figura 4.4 se puede observar que los modelos son cada vez más complejos. Se parte de un modelo simple precisamente para precisar, revisar, adecuar a la geología y validar toda la información antes de pasar al de mayor relación con la geología de la región.

Tabla 4.1. Identificación de las capas e interfaces en los modelos.

Capas	Nº capa	Nº Interfase inferior de la capa
Agua	1	1
Sedimentos	2	2
Placa Suramericana	3	3
manto litosférico Suramericano	4	4
manto astenosférico Suramericano	5	5
“slab” Placa Caribe	6	6
manto litosférico Caribe	7	7
manto astenosférico Caribe	8	

La tabla 4.1 muestra las características geológicas de cada capa tomando como referencia el modelo C

4.3. Datos e información a priori

Determinada la estructura de capas de los modelos a utilizar se procede a la búsqueda de información como son las anomalías de aire libre, las anomalías de intensidad magnética total, la topografía, las profundidades de las distintas interfaces, la densidad y la susceptibilidad magnética de las rocas que componen cada capa. Los datos de gravedad, magnetismo y de topografía se obtuvieron de fuentes públicas. Éstos son “datos duros” ya que no son manipulados cuando se realizan ajustes al modelo previo. Las profundidades de las interfaces para cada uno de los modelos se obtuvieron mediante la digitalización de los mapas de basamento, mapas del Moho, la profundidad del agua y la altimetría de los datos de topografía. La profundidad previa

para el tope del “slab” de la Placa Caribe se obtiene de trabajos de Escalona (2006) así como su espesor (Duerto, 2006). La profundidad de la corteza y de la astenósfera de estudios generales de geología.

4.4. Resolución espacial de los campos geofísicos, las interfaces y campos de propiedades

Para cada modelo y de acuerdo al área de estudio se requiere que la ubicación de los datos se encuentre a intervalos regulares y en unidades métricas en los ejes X , Y y Z . De esta manera se parametriza la información tal como se observa en la figura 4.5.

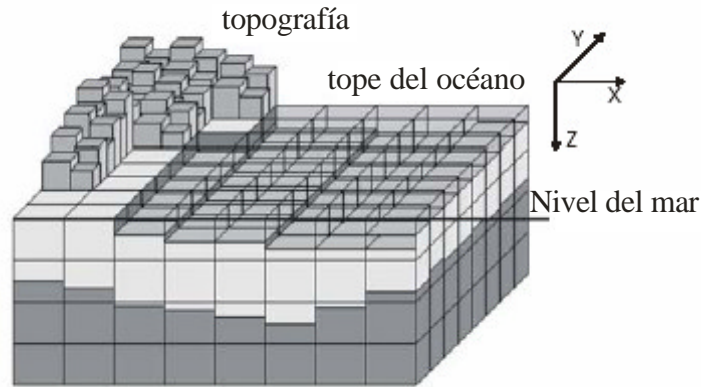


Figura 4.5. Parametrización de la información a priori

Para generar las inversiones se inició con el modelo tipo **A** a intervalos entre nodos de 54,95 km en el eje X , de 73,64 km en el eje Y y de 5 km en Z , generando 12 bloques horizontales, 12 verticales y 10 bloques en profundidad y así

sucesivamente tal como se muestra en la tabla 4.2. Sólo para la topografía se utiliza una distancia un tercio menor que el resto de los nodos para lograr que el cálculo de la aceleración de gravedad del relieve sea más precisa. Los tipos de modelos geológicos elaborados y su resolución espacial se detallan en la tabla 4.2.

Tabla 4.2. Parametrización de los modelos de cuatro, seis y ocho capas

Modelo	Bloques (x,y,z)	Intervalo (x,y,z) En km	Intervalo para la descripción topográfica (x,y) en km
A	12x12x10	(54,95; 73,64; 5)	(18,32; 24,55)
B	12x12x30	(54,95; 73,64; 11)	(18,32; 24,55)
A	24x24x 5	(26,28; 35,22; 10)	(8,76; 11,74)
B	24x24x10	(26,28; 35,22; 33)	(8,76; 11,74)
C	24x24x10	(26,28; 35,22; 33)	(8,76; 11,74)

Es de hacer notar que el tamaño de los bloques en dirección Z se emplea en la descripción de los campos de densidad de masa y de susceptibilidad magnética. La descripción de la profundidad de las interfaces es continua en la dirección Z.

El programa requiere que las profundidades tengan signo positivo mientras que la topografía tenga signo negativo. Esto es para diferenciar qué se encuentra sobre o debajo del nivel del mar. Además, estas capas no deben solapar a ninguna otra inclusive la topografía. En este caso, la topografía se debe separar en dos partes: la que está sobre y debajo del nivel del mar.

4.5. Análisis de las inversiones generadas

Como se indica en la figura 4.2, el análisis de los volúmenes de propiedades generados por las inversiones involucra realizar cortes verticales de las propiedades de densidad y susceptibilidad en dirección norte-sur o oeste-este, cortes horizontales de dichas propiedades a profundidades requeridas, cortes verticales de las probabilidades de ocurrencia de cada capa en dirección norte-sur o oeste-este, mapas de los campos geofísicos de gravedad y de magnetismo arrojados por el programa a intervalos regulares durante las iteraciones y pozos virtuales en una determinada ubicación.

También se halla información sobre localizaciones de hipocentros de sismos en la región venezolana en los boletines sismológicos de Venezuela que se incorporan en los gráficos de las secciones verticales de probabilidad. Éstos van desde el primer boletín del año 1998 hasta el último del año 2003; además del primer boletín del año 2004; y el primero y el segundo del año 2005. Esta información es independiente a la información utilizada en la inversión y se emplea para compararla con las imágenes obtenidas por la inversión para la subducción de la Placa Caribe.

4.6 Mejoramiento del modelo previo

Para los primeros modelos generados se utilizó la información a priori de las propiedades constantes para cada capa y desviaciones estándar constantes para cada interface. A partir del modelo de seis capas 24x24x10 se utilizan valores medios de la densidad de masa y susceptibilidad magnética regionalizados, es decir variables espacialmente, que tienen un rango máximo de espesor para el “slab” de la Placa Caribe y las desviaciones estándar variables de acuerdo a la latitud de la región de estudio.

En principio, la densidad de masa y la susceptibilidad magnética tenían un valor constante para cada capa, con los ajustes posteriores se regionaliza esta información de acuerdo a la latitud. Para ello, se utiliza un mapa de la edad del basamento del Caribe con el cual se infiere el tipo de material y por ende, su densidad de masa y susceptibilidad magnética.

A partir de los modelos con 24x24 bloques se establecen las desviaciones estándar total compuesta por la desviación estándar del conjunto de datos y del propio dato,

$$s_{total} = \sqrt{s_{krig}^2 + s_{dato}^2} , \quad (3.1)$$

donde σ_{krig}^2 es obtenida de la interpolación y σ_{dato}^2 está asociada a los datos fuente para la interpolación. Estas desviaciones se incorporan a las capas de basamento, litósfera y astenósfera.

Esta información se obtiene para la región de estudio de un programa generado en Lenguaje Fortran 90 que arroja la estimación (Krigging) en determinadas coordenadas a partir de los datos a priori. Con ello se logra disminuir la incertidumbre en las regiones con mayor información y viceversa. Por ejemplo la figura 4.6 muestra los datos interpolados para la región de estudio, así como su incertidumbre. En la figura 4.6a se tienen puntos de control de la sísmica realizada por Bezada (2005).

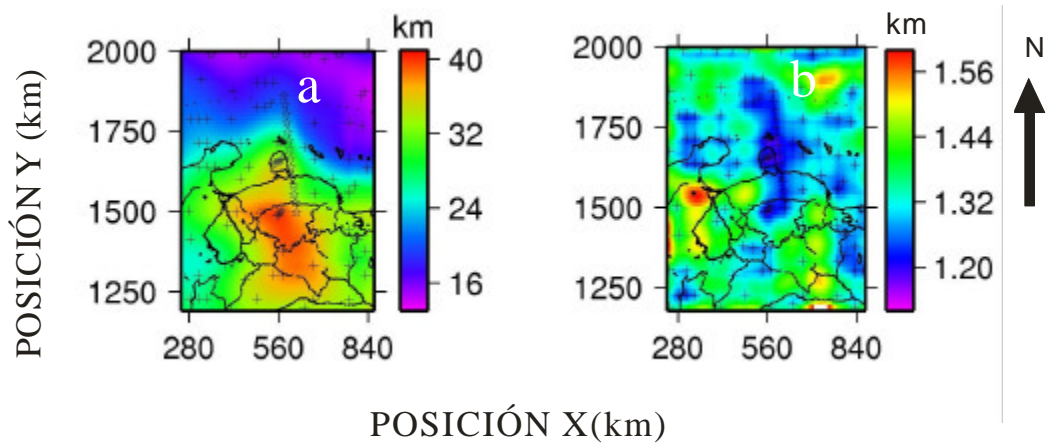


Figura 4.6. Estimación por Krigging de la información a priori de la profundidad del Moho. (a) Mapa de profundidades interpoladas con puntos de control e (b) incertidumbre de la interpolación.

Los ajustes más comunes están relacionados con los distintos espesores de las capas y las estadísticas de la información a priori, que conforman el modelo que se esté utilizando para el momento.

CAPÍTULO V

DATOS GEOFÍSICOS E INFORMACIÓN PREVIA

Los datos utilizados son los de anomalía de aire libre y los de intensidad magnética total, mientras que la información previa se refiere a las profundidades de las distintas interfaces y las propiedades físicas de densidad y de susceptibilidad resultante de estudios anteriores sobre la región. La tabla 5.1 muestra algunas estadísticas de los datos e información previa utilizada en la inversión. En este trabajo se utiliza la proyección Cónica Conforme de Lambert que permite obtener las coordenadas geográficas en unidades métricas de toda la región.

Tabla 5.1. Algunas estadísticas de los datos iniciales

Campo	Número de datos	Promedio	Desv. Estándar
Anomalías aire libre (mGal)	44526	-6,7528	58,656
Intensidad Magnética Total (nT)	55476	-16,96	83,49
Topografía (km)	44526	-1,0373	2,0301
Prof. Tope basamento (km)	149004	5,426851	2,02839
Prof. Tope Mohorovicic (km)	112	25,066	9,9347
Prof. Tope “slab” Placa Caribe (km)	267	109	85.5

Los datos de gravedad y magnetismo utilizados se tomaron de bases de datos públicas de baja resolución espacial. En la figura 5.1a se observa el mapa de anomalías de aire libre generado de los datos ASCII obtenidos de la dirección electrónica, <http://topex.ucsd.edu>, Scripps Institution of Oceanography, de la

Universidad de California en San Diego, con una resolución de 2 minutos. La figura 5.1b muestra el mapa de Intensidad Magnética Total, generado de los datos ASCII obtenidos de la dirección ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/Solid_Earth/Aeromag/gna, del NOAA's National Geophysical Data Center (NGDC) y de resolución 2,5 minutos. El área en blanco corresponde a zonas que no contienen datos.

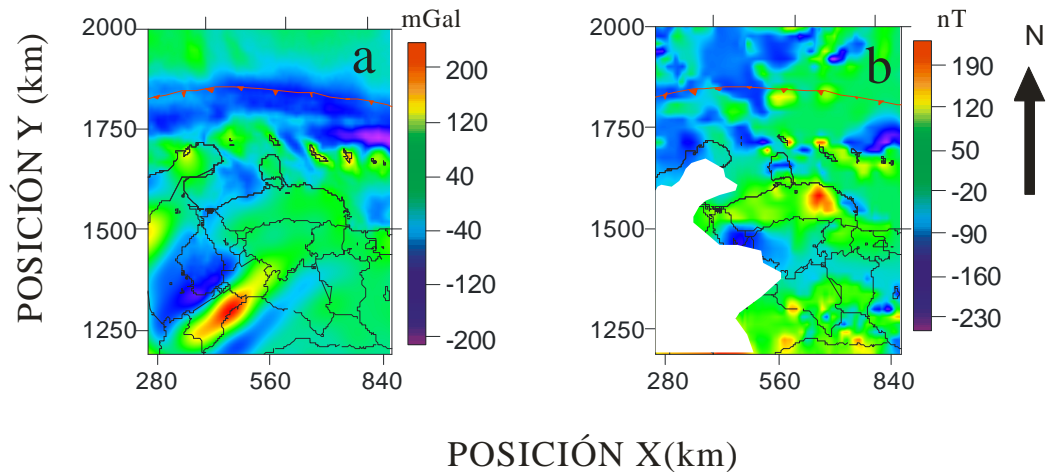


Figura 5.1. Mapa de campos geofísicos. (a) Anomalías de aire libre en unidades de mGal. (b) Intensidad Magnética Total en unidades de nT.

Los datos de topografía se obtienen de <http://topex.ucsd.edu>, Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California en San Diego, con una resolución de 2 minutos. Esta información se muestra en la figura 5.2.

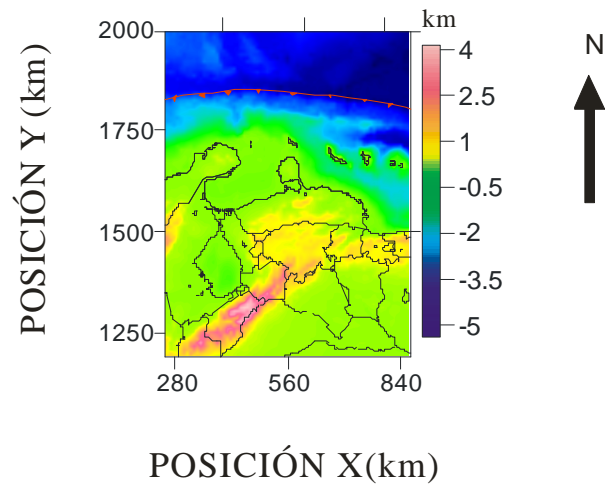


Figura 5.2. Mapa de topografía en el área.

Para obtener las profundidades de las distintas interfaces de los modelos se compila información previa sobre las profundidades a la cual se encuentra cada una de las capas. La figura 5.3a muestra el mapa de profundidades de la interface sedimento-basamento de la Placa Suramericana, hecha en base a una síntesis de información, entre ellas la del trabajo de Feo-Codecido et al. (1984), Van der Hilst y Mann (1994) y Duerto et al. (2006). En la figura 5.3b se observa el mapa de profundidades de la interface basamento de la Placa Suramericana–manto tomado del trabajo de Case et al., (1990).

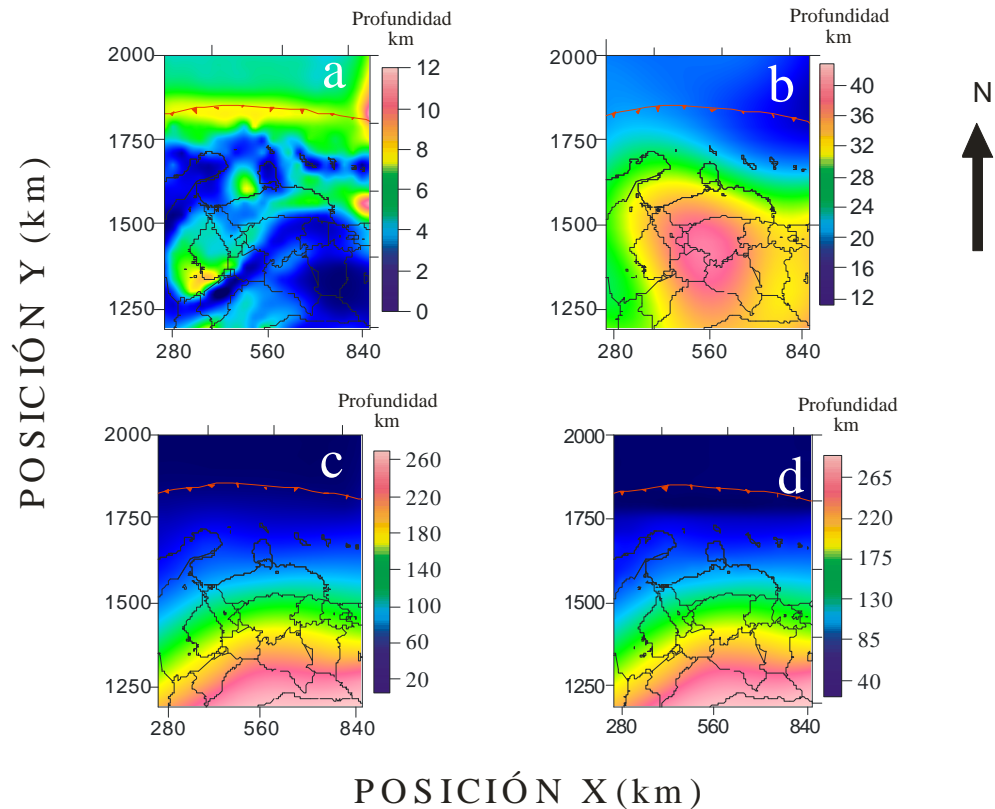


Figura 5.3. Mapa de las superficies (a) sedimentos-basamento, (b) corteza-manto, (c) manto-“slab” y (d) “slab”-manto, utilizadas en el modelo estadístico previo tipo B.

La figura 5.3c muestra el mapa de profundidades de la interface manto-“slab” de la Placa Caribe. Por su parte, la figura 5.3d presenta el mapa de profundidades “slab” Placa Caribe–manto. Del trabajo de Van der Hilst and Mann (1994) y Duerto et al. (2006) se obtiene la información sobre las profundidades del “slab” de la Placa del Caribe y espesor de la corteza Caribe, esta última de alrededor 15 km hacia el norte. La cual se mantiene constante en todo el “slab”. Para el modelo C, de ocho capas, se utiliza un espesor de 20 km para la corteza Caribe. Y la capa del manto se subdivide en la capa de litósfera, la cual es parte del “slab” en subducción, y

la capa de astenósfera. Para la litósfera continental Sur Americana se adopta un espesor en promedio de 120 kilómetros y la oceánica de unos 70 kilómetros; 75 kilómetros desde el tope del “slab” al tope de la astenósfera que subyace bajo el “slab” (Tarbuck, 1999).

Las densidades de masa y las susceptibilidades magnéticas para las primeras inversiones de los modelos tipo **A** y tipo **B** presentaban un gradiente con orientación norte-sur utilizado en la corteza. Luego, se diseñó un modelo de propiedades físicas de densidad y susceptibilidad mucho más detallado utilizando el mapa de edades del basamento y que muestra en la figura 5.4 (Escalona, 2006). Para ello la información se digitalizó y se requirió la introducción de nuevas líneas de programación, para luego incorporarlas a la base de datos que es leída por el programa de inversión. Estos valores se incorporan en kg/m^3 y el logaritmo de base 10 de los valores de susceptibilidad en el Sistema Internacional (SI); éstos últimos son adimensionales.

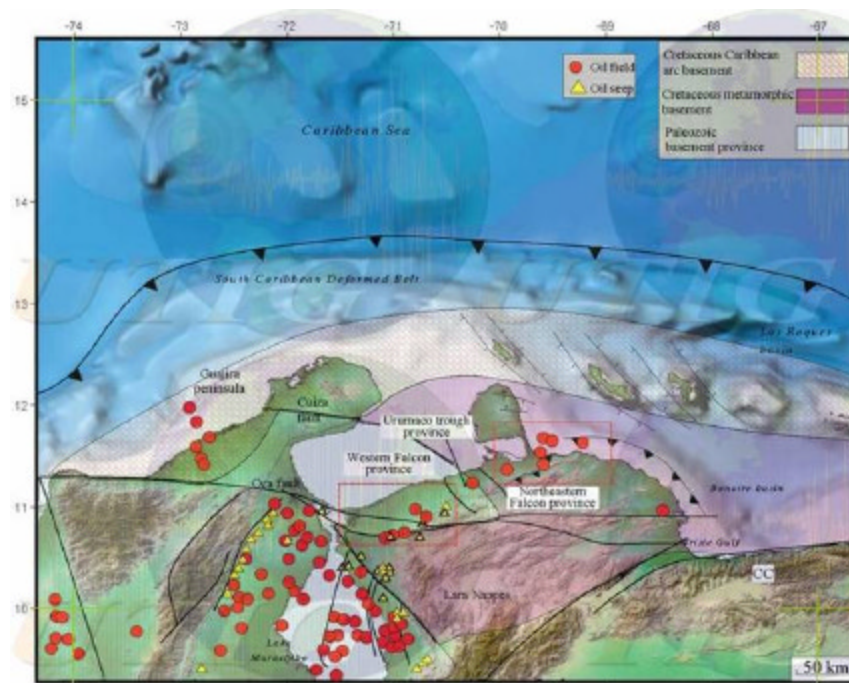


Figura 5.4. Mapa de ubicación de los distintos tipos de basamento.

Se incorporó para el modelo previo un campo de propiedades variables de norte a sur para la capa de basamento, es decir los campos de densidad de masa en medidas de kg/m^3 y de susceptibilidad magnética adimensional en Unidades Internacionales. De éste se obtiene el logaritmo de base 10 para utilizarlo en el programa. El campo de densidad y susceptibilidad para el basamento se interpoló de acuerdo a los tipos de corteza existentes en esta zona de interacción de Placas y que se describen en la figura 5.4 y como se muestra en la tabla 5.2. Nótese que éstos son los valores del modelo previo, el cual a su vez es utilizado como modelo inicial en la inversión. Mediante la inversión se obtienen realizaciones heterogéneas de estos campos de propiedades en 3D.

Tabla 5.2. Propiedades físicas de las capas para el modelo previo

Parámetros	Densidad (kg/m ³)		Susceptibilidad (Log(SI))	
	Mínimo	máximo	mínimo	máximo
Capas				
Capa de agua	1030	1030	-7	-7
Capa de sedimentos	2136	2300	-3.5	-3.5
Capa de basamento Placa Suramericana	2660,22	2996,01	-2,64	-1.34
Capa de manto	3050	3050	-1	-1
Capa de basamento “slab” de la Placa Caribe	2950	2950	-1.5	-1.5

En la figura 5.5 se observa el mapa de densidad de masa y susceptibilidad magnética de la capa de basamento del Caribe, adoptadas para el modelo previo indicando el incremento en dirección norte debido al cambio de corteza continental a corteza tipo Caribe.

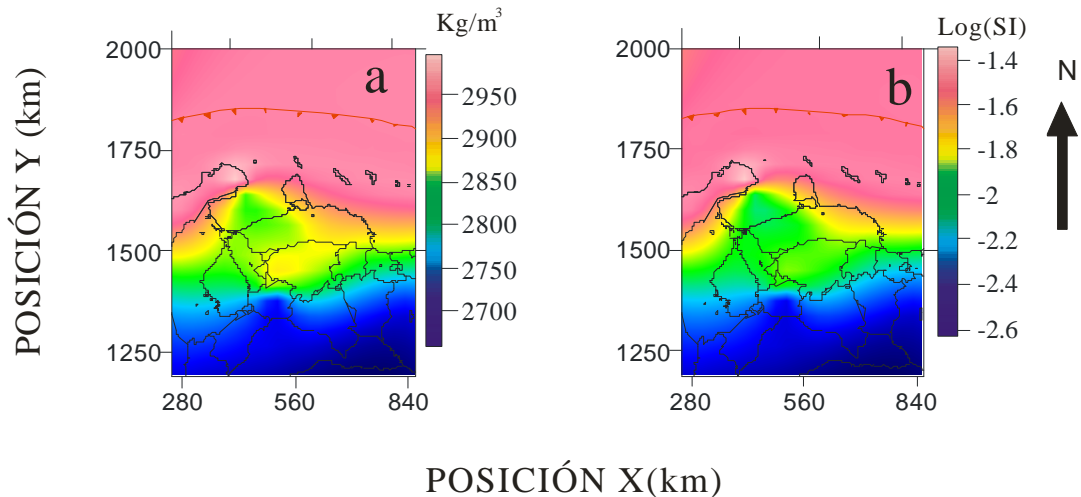


Figura 5.5. Mapa de propiedades previas para la capa de basamento de la Placa Suramericana. (a) Densidades en kg/m³. (b) Logaritmo de base 10 de la susceptibilidad (adimensional).

CAPITULO VI

RESULTADOS Y ANÁLISIS

Para generar los modelos a partir de datos reales se deberá explorar de manera pseudo-aleatoria el espacio de modelos usando la técnica de inversión basada en métodos de Monte Carlo, el cual se muestra en el diagrama de la figura 6.1.

Se toma como primer modelo corriente o inicial el modelo a priori, y a continuación se ingresa en la fase de proceso iterativo. Este funciona de la siguiente manera (1) Se escoje al azar un tipo de perturbación: desplazamiento de una interface en un nodo o cambio de la propiedad física de una celda; (2) Se modifica el parámetro seleccionado de acuerdo a la estadística de la información previa correspondiente a este parámetro; (3) se calculan los campos de gravedad y magnético del modelo modificado y la verosimilitud; (4) se aplica la regla de Metrópolis para aceptar o rechazar el cambio propuesto al parámetro; (5) se regresa al paso (1) repitiendose un gran número de veces.

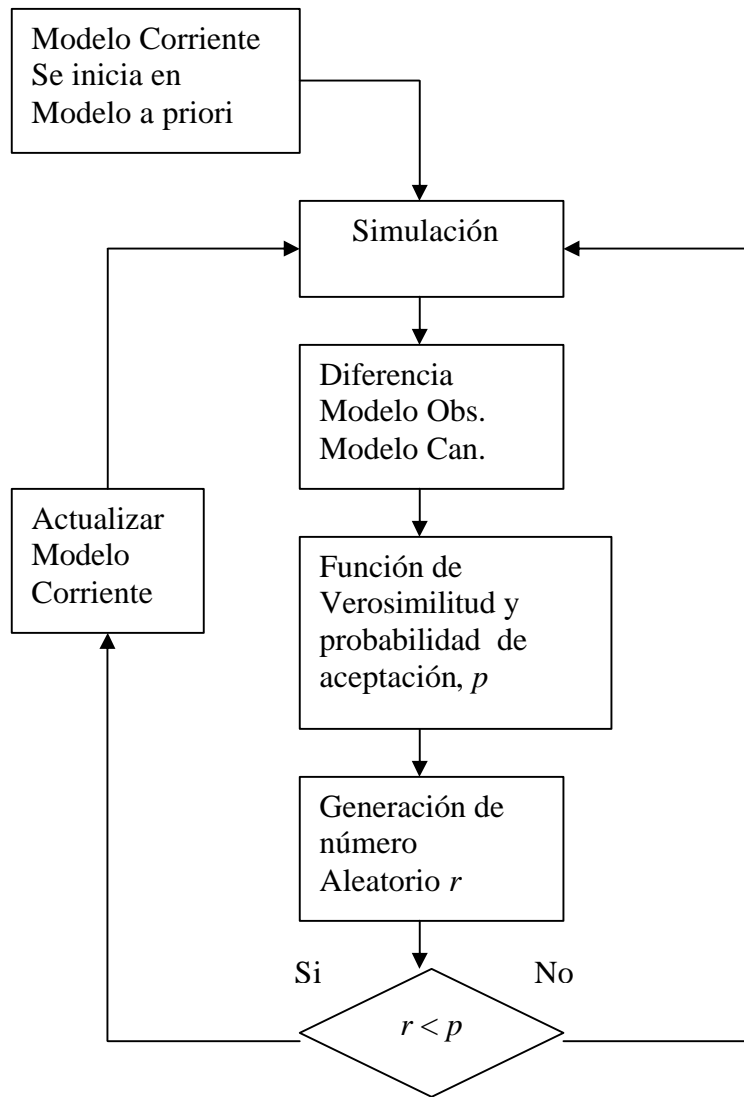


Figura 6.1. Diagrama de flujo del algoritmo de muestreo.

Seguidamente se calcula la diferencia del modelo observado y el candidato a través del modelo en forma de valores de profundidades de las interfaces: secciones horizontales y secciones verticales, tomando en cuenta el número de capas

y número de canales a través de las siguientes fórmulas, La función de verosimilitud mide la diferencia entre los datos calculados y observados,

$$S_{can} = \sum_{j=1}^N \frac{(\text{Datos}^j_{obs\ grav} - \text{Datos}^j_{cal\ grav})^2}{2\sigma_{d\ grav}^2} + \sum_{j=1}^M \frac{(\text{Datos}^j_{obs\ mag} - \text{Datos}^j_{cal\ mag})^2}{2\sigma_{d\ mag}^2}, \quad (5.1)$$

donde N y M son el número de datos de gravedad y magnetismo respectivamente, y $\sigma_{d\ grav}$, $\sigma_{d\ mag}$, son las desviaciones estándar de los datos de gravedad y magnéticos respectivamente. La regla de Metrópolis se aplica calculando las diferencias de verosimilitud entre la configuración candidata y la corriente,

$$S = -S_{can} + S_{cor}, \quad (5.2)$$

dando lugar a una probabilidad de aceptación p .

Si $S \geq 0$, entonces $p=1$;

si $S < 0$, entonces $p = \exp^S$.

Finalmente se acepta o rechaza la configuración candidata con esa probabilidad, para ello es necesario al llegar a este punto generar un nuevo número

aleatorio r con desviación plana entre 0 y 1, este número se compara con la verosimilitud p :

Si $p \geq r$ se actualiza el modelo corriente;

si $p < r$ se calcula otro modelo candidato.

Este flujo de instrucciones se repite un número grande de iteraciones. En la fase de inversión se llegaron a aplicar hasta 5 millones de iteraciones. (aproximadamente 13 horas en una PC con procesador de 3 Ghz).

A continuación se presentan los resultados generados por los modelos tipos **A**, **B** y **C**. Adicionalmente se harán los respectivos análisis y comentarios acerca de los resultados obtenidos, todo ejemplificado en lo posible con descripciones gráficas que incluyen mapas de las interfaces, histogramas y gráficos que contienen toda la información con la que se trabajó.

6.1 Modelo tipo A (cuatro capas, 24x24x10 bloques)

Los resultados que se presentan están dados para 2 millones de iteraciones del algoritmo de muestreo. En la figura 5.2 se observa que después de una fase inicial de iteraciones, los valores calculados (de gravedad, magnetismo y ambos) por la técnica de Monte Carlo y los observados de los datos presentan menos diferencias. Tal como funcionan las cadenas de Markov, la etapa de encendido (burn-in) se define como esta fase inicial en la cual esta diferencia se estabiliza. En la figura 5.2, la etapa de encendido se encuentra alrededor de 400000 iteraciones. Esta etapa se ignora para los posteriores cálculos estadísticos y graficación de resultados, pues está influenciada por la configuración inicial de la cadena.

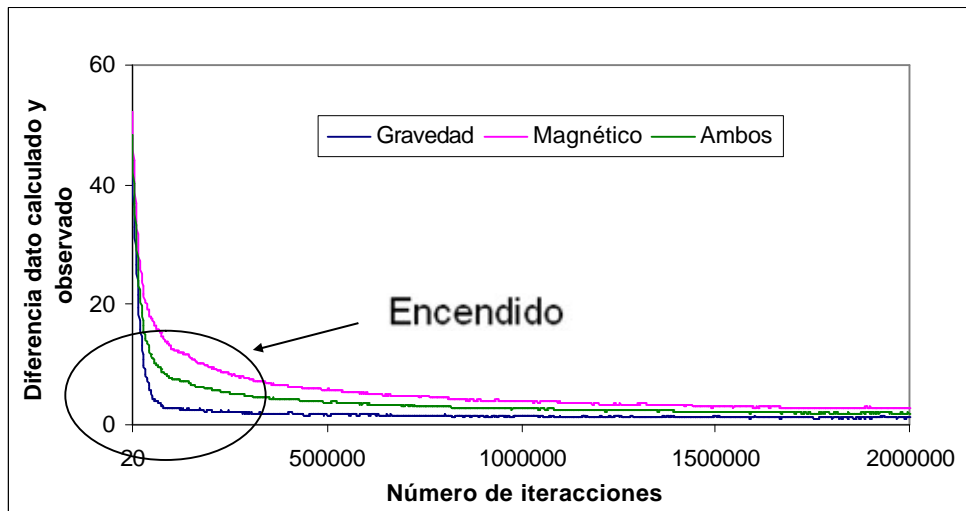


Figura 6.2. Progreso en el ajuste de datos observados y calculados, medidos en la estadística Chi-cuadrado.

Las realizaciones producidas con esta técnica ajustan simultáneamente los datos de gravedad y de magnetismo. En la figura 5.3 se muestran los datos calculados a partir de una de las realizaciones a efectos de su comparación con los datos observados. Se puede notar la proximidad entre datos calculados y observados. El área en blanco en el mapa de anomalías de intensidad magnética total corresponde a los nodos que no se utilizaron por no contar con la información completa de la región.

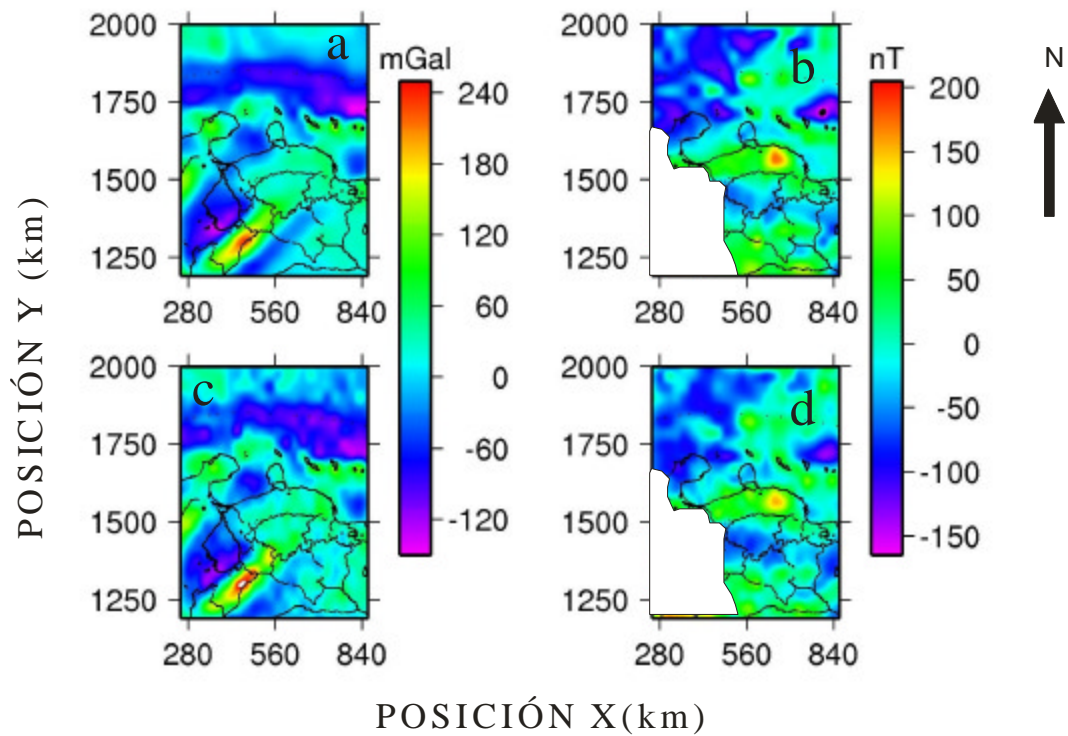


Figura 6.3. Datos observados de (a) gravedad y (b) magnéticos. Los datos de gravedad corresponden a la anomalía de aire libre y los magnéticos a la intensidad magnética total. Datos calculados de (c) gravedad y (d) magnéticos para una realización.

La figura 6.4 muestra la información a priori para la profundidad del basamento (figura 6.4a) y cinco realizaciones generadas. En esta figura se observa que las realizaciones de la interface sedimento – basamento Placa Suramericana tiende a ser un poco menos profunda al noreste con respecto a la información a priori (figura 6.4a).

La figura 6.5a muestra la información a priori para la profundidad del Moho y las restantes son generadas cada 400000 iteraciones. Se observa que la profundidad del Moho tiende a ser mayor hacia el centro de la región de estudio que lo considerado por el modelo previo.

Tanto en los mapas de basamento (figura 6.4) como en los mapas de Moho (figura 6.5) los cambios que se presentan ocurren para poder explicar las anomalías gravimétricas y magnéticas.

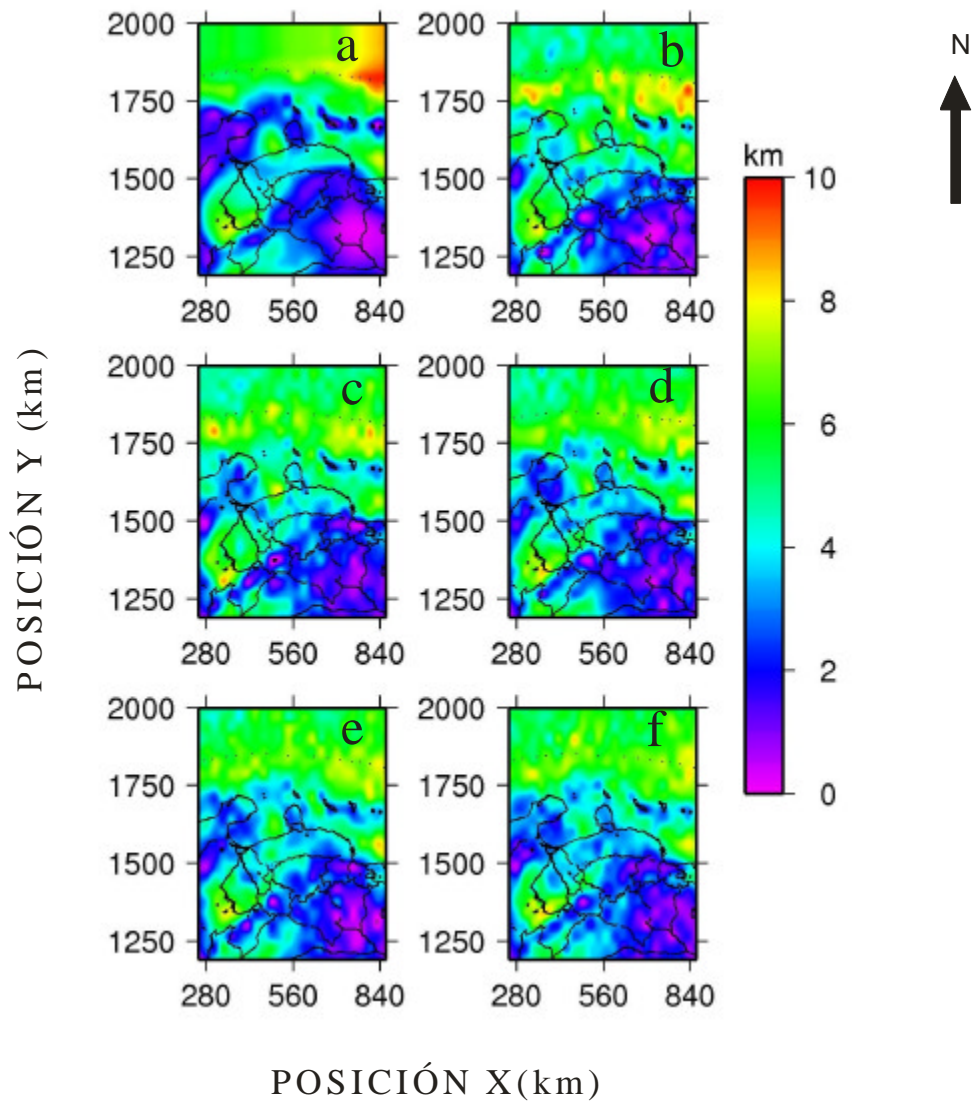


Figura 6.4. Profundidad del basamento de la Placa Suramericana. (a) Información a priori para la media de la profundidad del basamento en km. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.

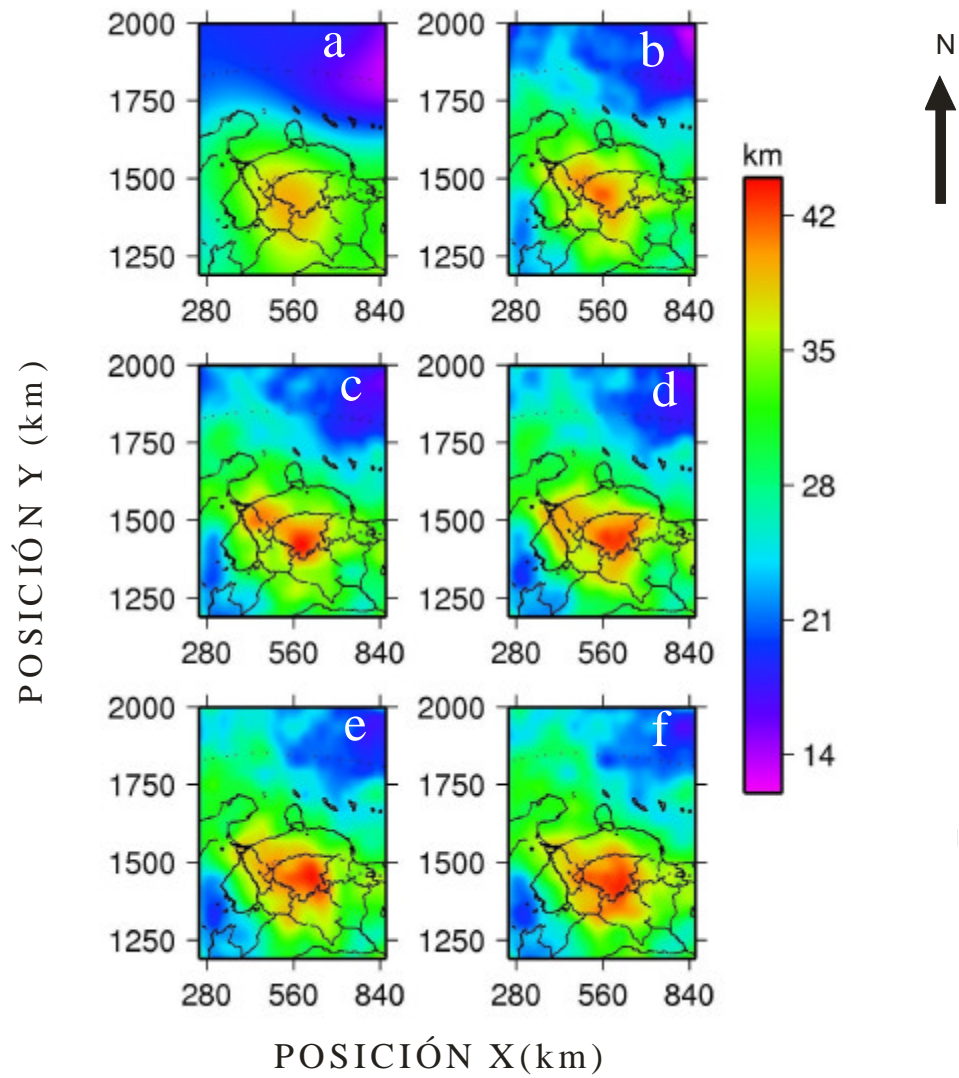


Figura 6.5. Profundidad del Moho. (a) Información a priori para la media de la profundidad del Moho en km. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.

Para cada capa se dispone de un volumen de probabilidades de ocurrencia. Una manera de representar espacialmente la estimación de la profundidad de cada capa y su incertidumbre es graficando mapas de igual probabilidad acumulada. La probabilidad acumulada en cada punto se define como la probabilidad de encontrar la interface a una profundidad inferior a la señalada. La superficie al decil de probabilidad 0.5 es la mediana, y representa un buen estimado de la profundidad de la superficie en el área.

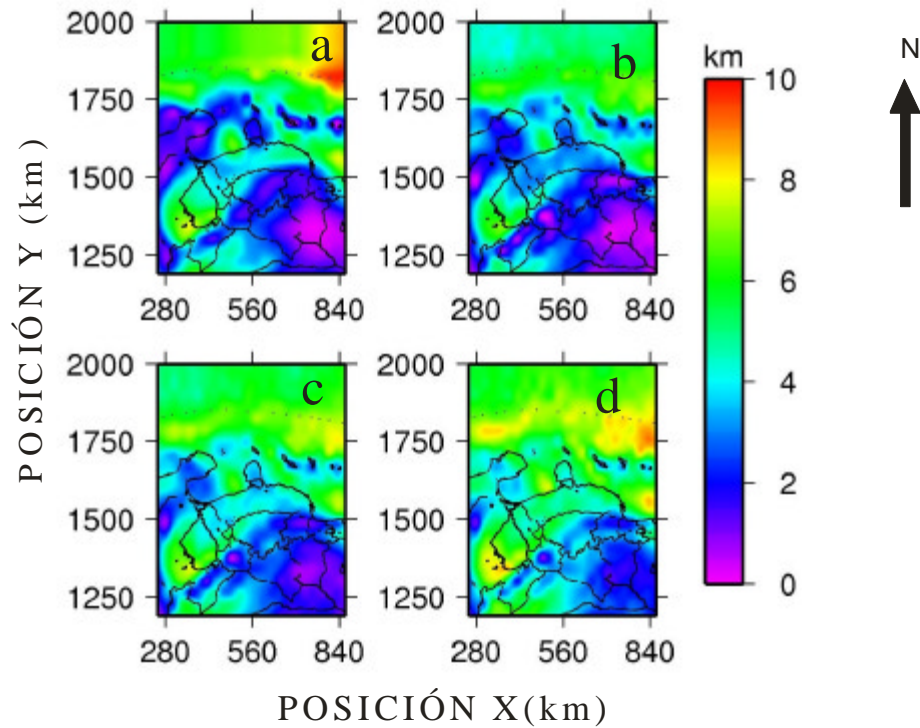


Figura 6.6. Profundidad del basamento. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.

Las superficies al decil 0.1 y 0.9 encierran arriba y abajo a la mediana demarcando un volumen de 0.8 de probabilidad para la ocurrencia de la superficie. La figura 6.6a representa la superficie media a priori para el basamento, y las superficies de deciles 0.1, 0.5 y 0.9 obtenidas con la inversión las cuales se observan en las figuras 6.6b, 6.6c y 6.6d respectivamente.

También se grafica para la superficie Moho la información a priori de la media (figura 6.7a). Las figuras 6.7b, 6.7c y 6.7d muestran los deciles de probabilidad 0,1, 0,5 y 0,9 respectivamente.

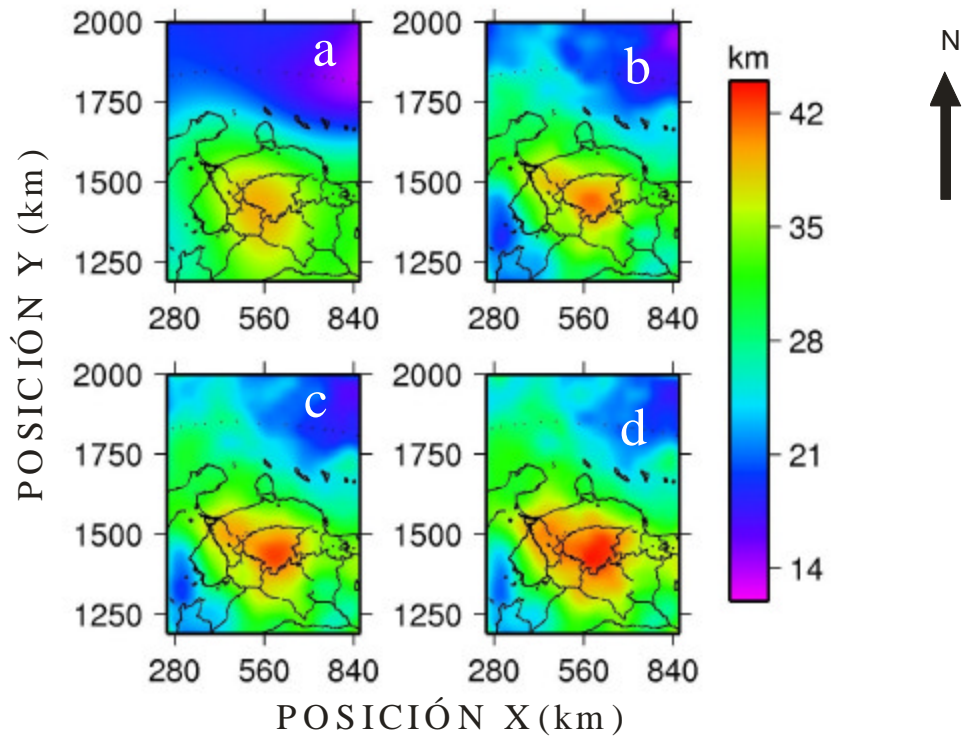


Figura 6.7. Profundidad del Moho. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.

Para mostrar los resultados obtenidos en tres dimensiones se secciona verticalmente el volumen, en perfiles con orientación norte-sur y posición X igual a 570,89 km. En la figura 6.8 se presenta una de las secciones mostrando la densidad para la configuración inicial y cinco de las realizaciones. En cada una de éstas se muestra la sección norte-sur de posición en dirección X de 570,89 km (en coordenadas geográficas es $-69,91^\circ$). Es de notar en la figura 6.8b a 6.8f que la densidad hacia el norte de esta realización del modelo adopta valores anormalmente altos para la corteza, con el fin de ajustar la anomalía del campo de gravedad.

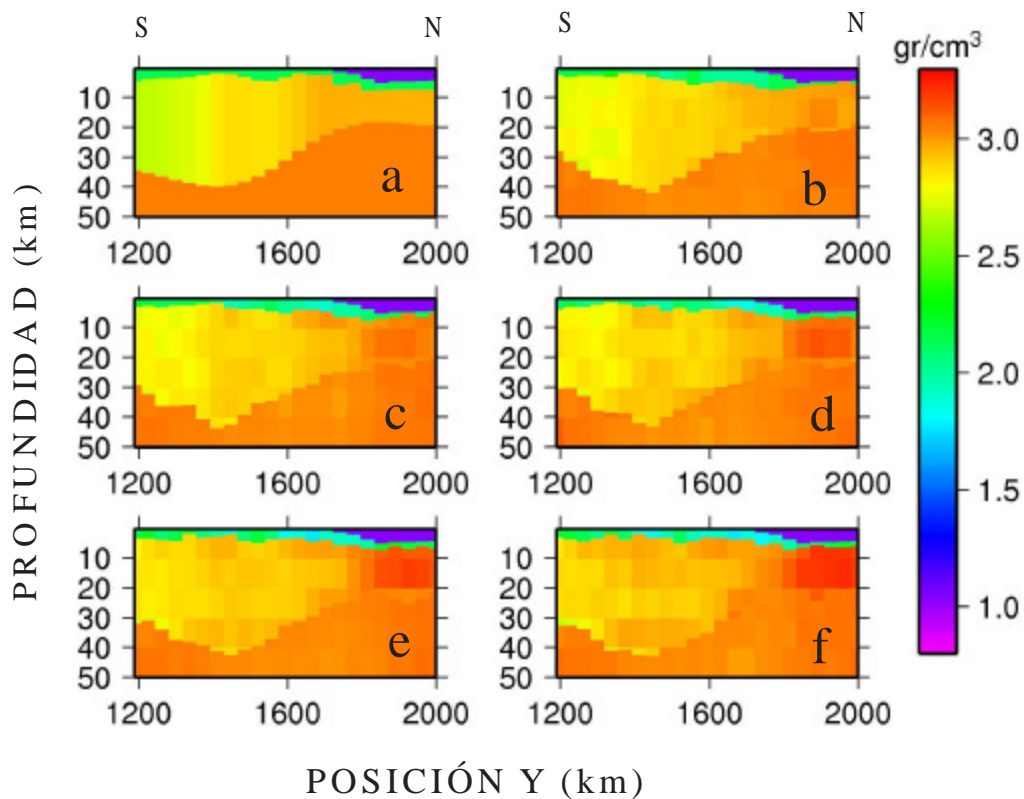


Figura 6.8. Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.

En la figura 6.9 se presenta la misma sección con la propiedad de susceptibilidad magnética para la configuración inicial y cinco de las realizaciones. En cada una de éstas se muestra la sección norte-sur de posición en dirección X de 570,89 km.

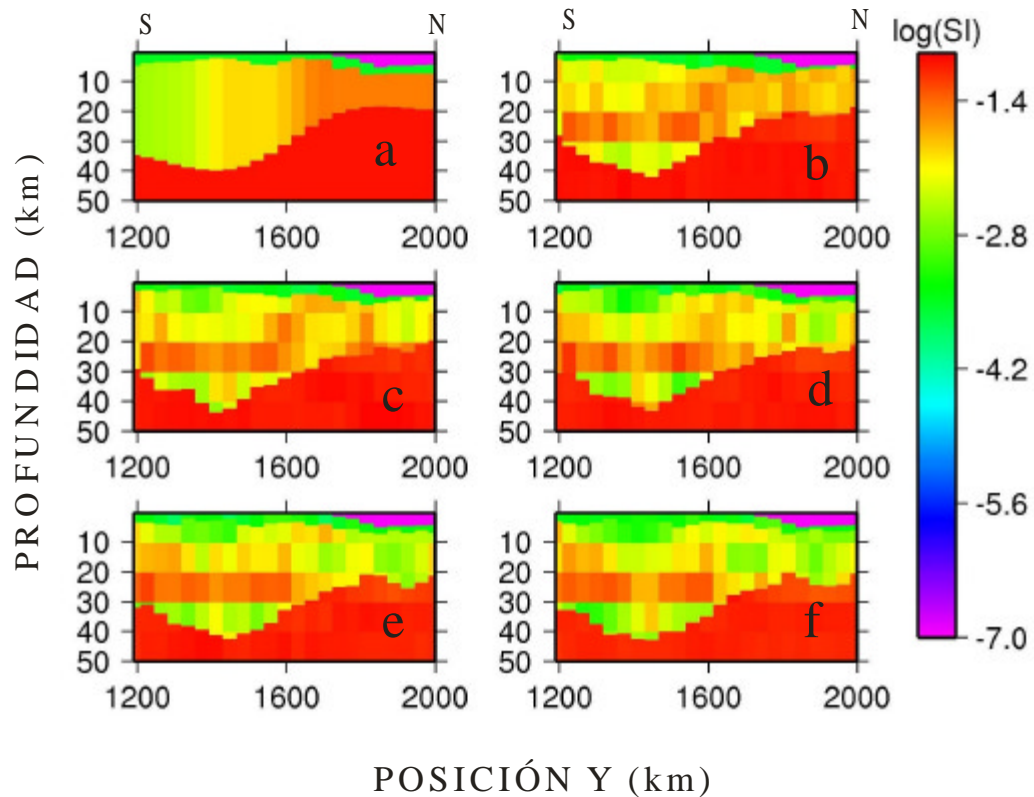


Figura 6.9. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.

Al igual que con la densidad, la susceptibilidad toma valores anormalmente altos para la corteza, con el fin de ajustar la intensidad magnética total. Lo anterior es un indicativo de la insuficiencia de este modelo que no representa el

fenómeno de subducción del Caribe a los efectos de explicar las anomalías de gravedad presentes en el área. De allí el desarrollo en este trabajo de los modelos tipo **B** y tipo **C** que representan de manera más completa el fenómeno de interacción de Placas en esta región.

La susceptibilidad magnética se simula en todo el volumen del modelo. Sin embargo, a los efectos del cálculo del campo magnético la susceptibilidad se anula para profundidades superiores a los 30 km, profundidad que corresponde aproximadamente a la temperatura de Curie para la zona.

La figura 6.10 muestra la sección de probabilidades para cada una de las cuatro capas consideradas en el modelo geológico. Estas probabilidades se calculan para cada punto del volumen, como la frecuencia normalizada en que la capa ocupa el punto del volumen en el conjunto de realizaciones de la cadena.

La figura 6.10a representa la configuración inicial de las cuatro capas para la sección X 570.89 km. Se observa la probabilidad de que ocurra la capa de agua (figura 6.10b), sedimento (figura 6.10c), de basamento (figura 6.10d) y de manto (figura 6.10e). En la escala de colores seleccionada, el color naranja indica alta probabilidad, azul baja probabilidad y los tonos de azul claro a rosado probabilidades en el rango 0.1 - 0.9.

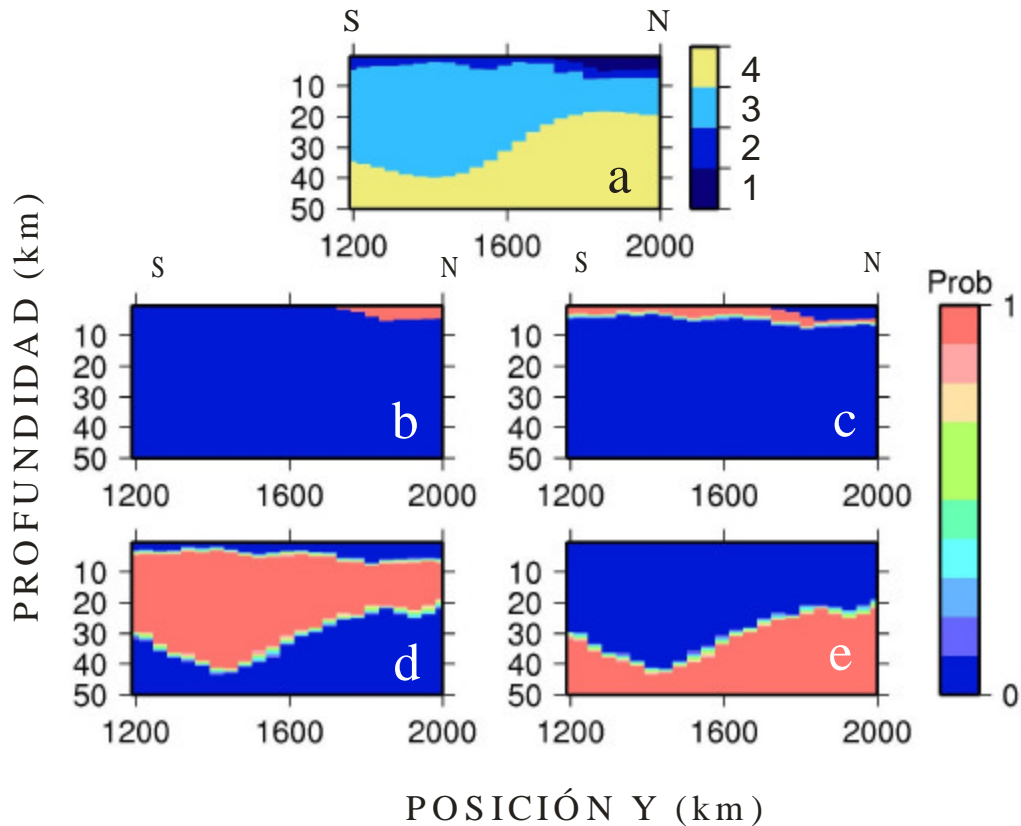


Figura 6.10. Sección de probabilidad posterior para cada capa. La primera gráfica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) basamento y (e) manto.

Para una mejor descripción de los resultados obtenidos para la capa basamento de la Placa Suramericana y para el manto se obtienen varias secciones norte-sur a una profundidad de 50 km (figura 6.12 y figura 6.13) se muestra una sección de probabilidad de la capa basamento. En estas secciones se incorporan las localizaciones de hipocentros de sismos de magnitud mayor a 1 en la región venezolana, obtenida de los boletines sismológicos de Venezuela con puntos de color vino tinto. Desde la figura 6.12a a la 6.12j se muestran secciones norte-sur. La

localización de estos cortes se describe en la figura 6.11. En esta figura se observa el mapa de la región de estudio y líneas verticales que indican los cortes norte-sur.

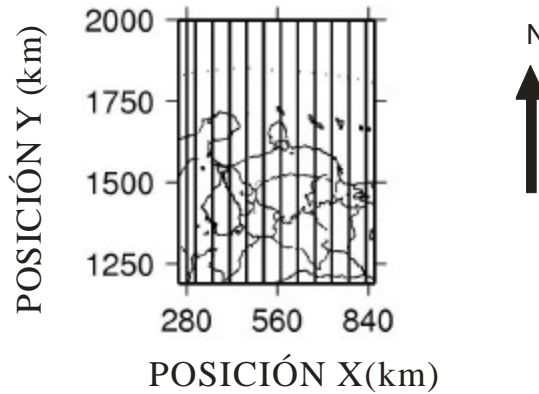


Figura 6.11. Mapa de la región indicando con líneas las secciones norte-sur utilizadas.

En estas secciones se incorporan las localizaciones de hipocentros de sismos de magnitud mayor a 1 en la región venezolana, obtenida de los boletines sismológicos de Venezuela con puntos de color vino tinto. Éstos van desde el primer boletín del año 1998 hasta el último del año 2003; además del primer boletín del año 2004; y el primero y el segundo del año 2005.

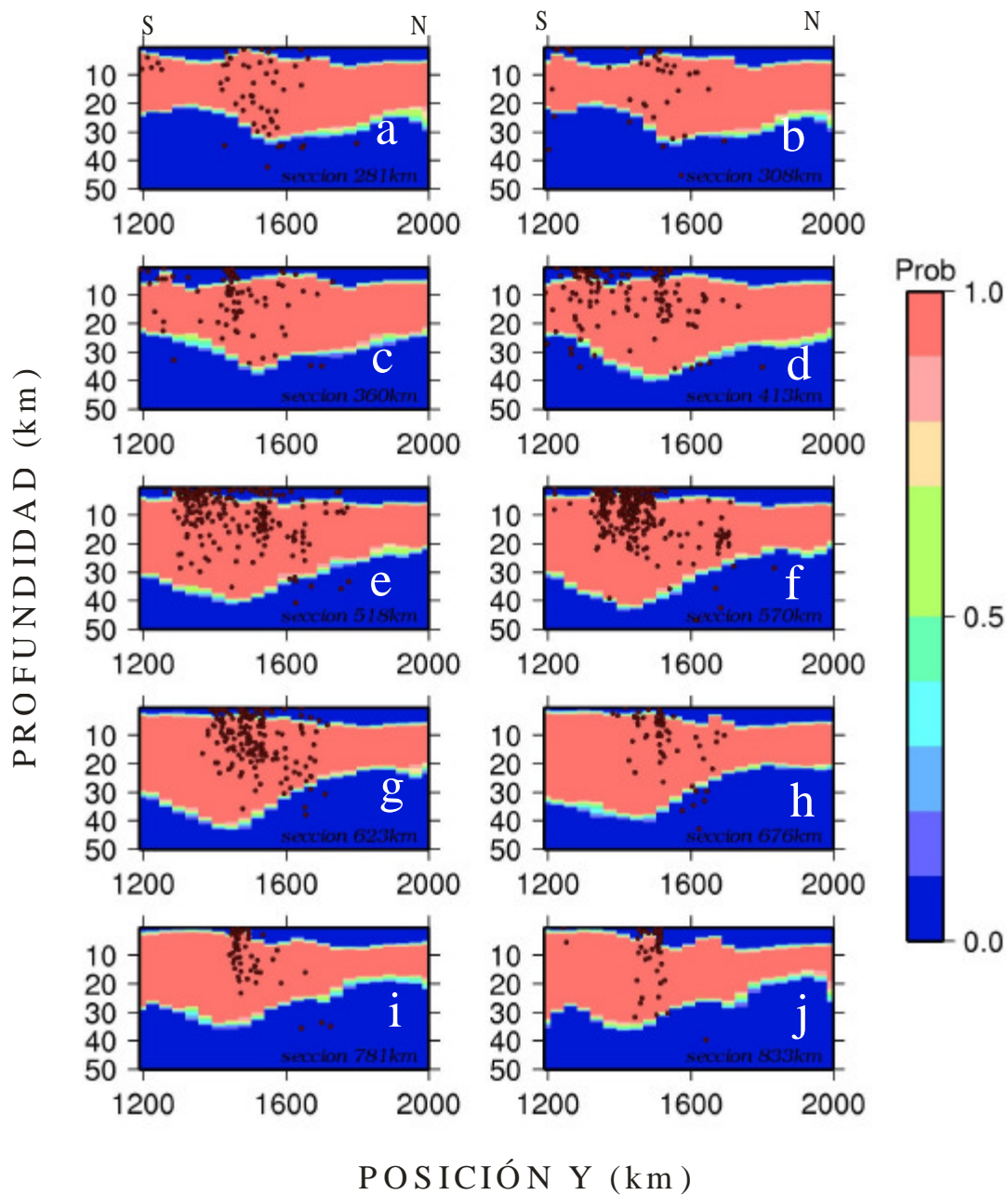


Figura 6.12. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de basamento Suramericano. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

También se observan las secciones de probabilidades de la capa de manto en la figura 6.13. Comienza en la figura 6.13a y termina en la figura 6.13j.

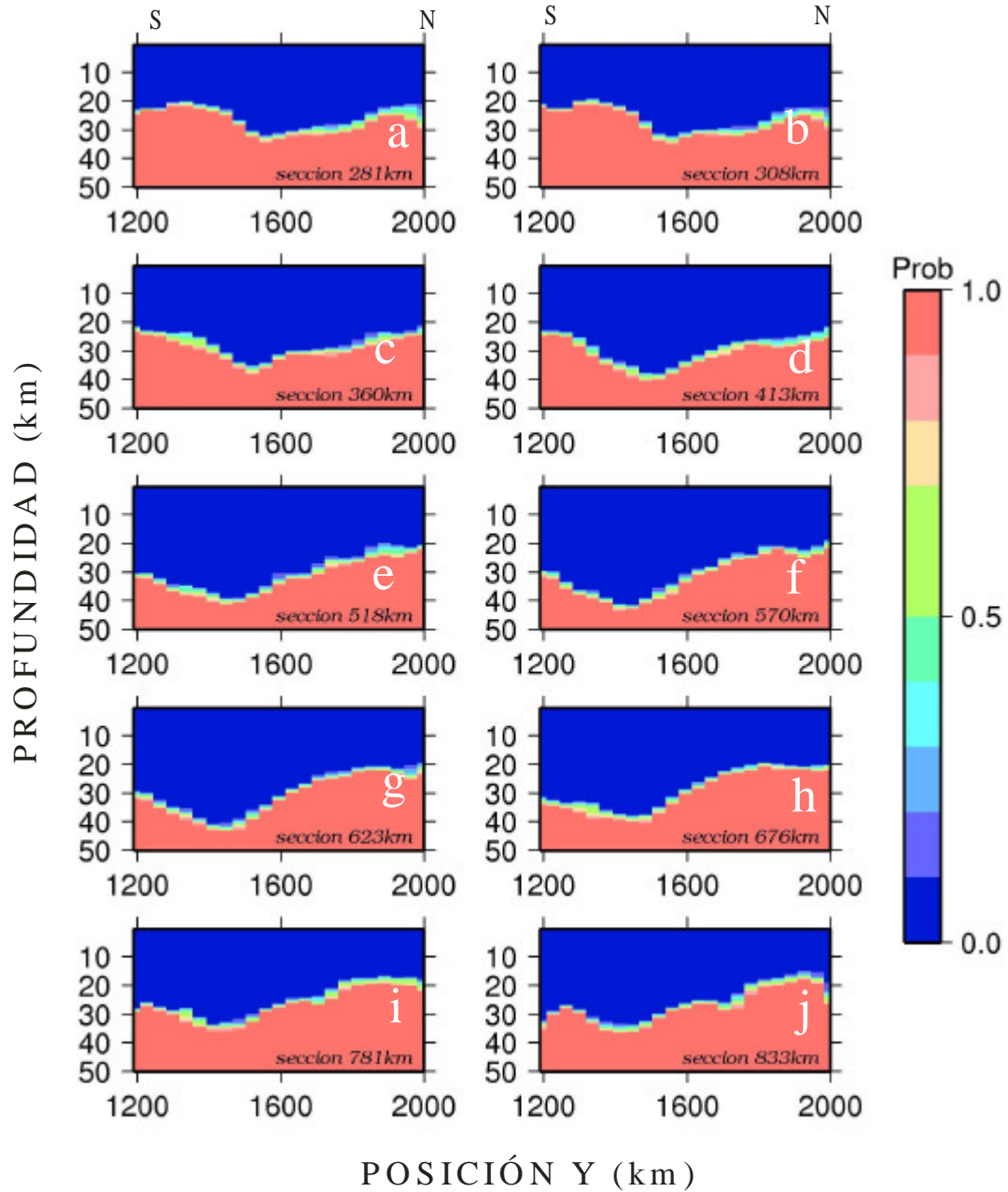


Figura 6.13. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de manto. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

6.2 Modelo tipo B (seis capas, 24x24x10 bloques)

Los resultados que se presentan están dados para 2 millones de iteraciones del algoritmo de muestreo. En la figura 6.14 se observa que después de una fase inicial de iteraciones los valores calculados (de gravedad, magnetismo y ambos) por la técnica de Monte Carlo y los observados de los datos presentan menos diferencias. Tal como funcionan las cadenas de Markov, la etapa de encendido (burn-in) se define como esta fase inicial en la cual esta diferencia se estabiliza. En la figura 6.14, la etapa de encendido se encuentra alrededor de 400000 iteraciones. Esta etapa se ignora para los posteriores cálculos estadísticos y graficación de resultados, pues está influida por la configuración inicial de la cadena.

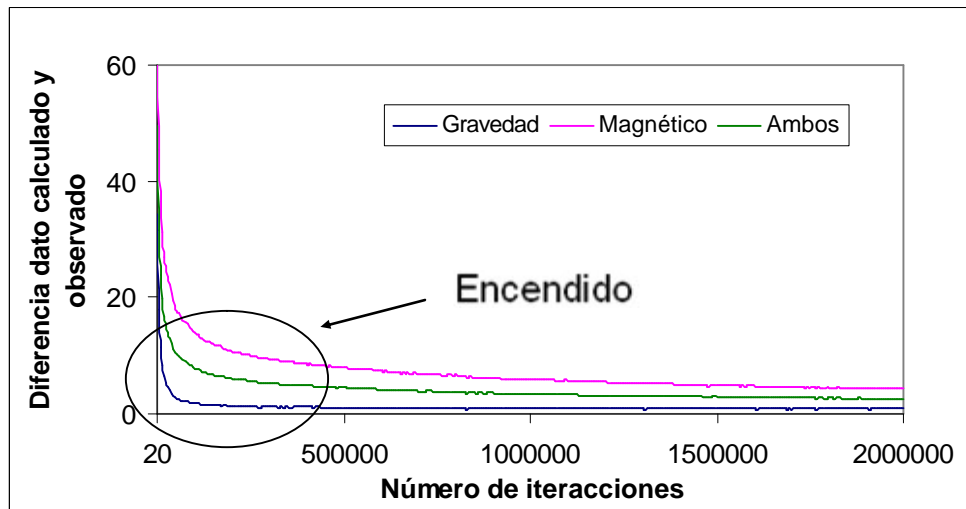


Figura 6.14. Progreso en el ajuste de datos observados y calculados, medidos en la estadística Chi-cuadrado

Al igual que en el modelo tipo **A**, las realizaciones producidas con esta técnica ajustan simultáneamente los datos de gravedad y de magnetismo. En la figura 6.15a y 6.15b se observan los datos observados en comparación con los datos arrojados por la iteración 2 millones (figura 6.15b y 6.15c) a efectos de su comparación con los datos observados. Se puede notar, nuevamente, la proximidad entre datos calculados y observados.

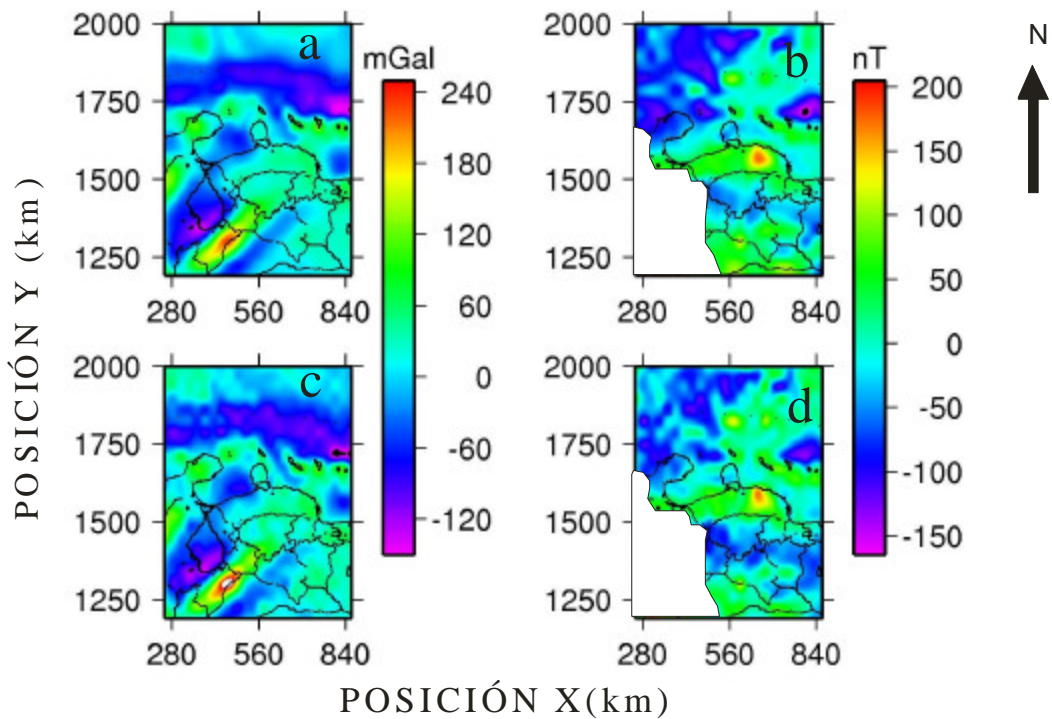


Figura 6.15. Datos observados de (a) gravedad y (b) magnéticos. Los datos de gravedad corresponden a la anomalía de aire libre y los magnéticos a la intensidad magnética total. Datos calculados de (c) gravedad y (d) magnéticos para una realización.

La figura 6.16a muestra la información a priori de la media de la interface Moho mientras que las figuras 6.16b a 6.16f muestran cinco realizaciones generadas.

Se observa que a medida que aumentan las iteraciones esta interface tiende a profundizarse al igual que en el modelo tipo A. Medidas en km.

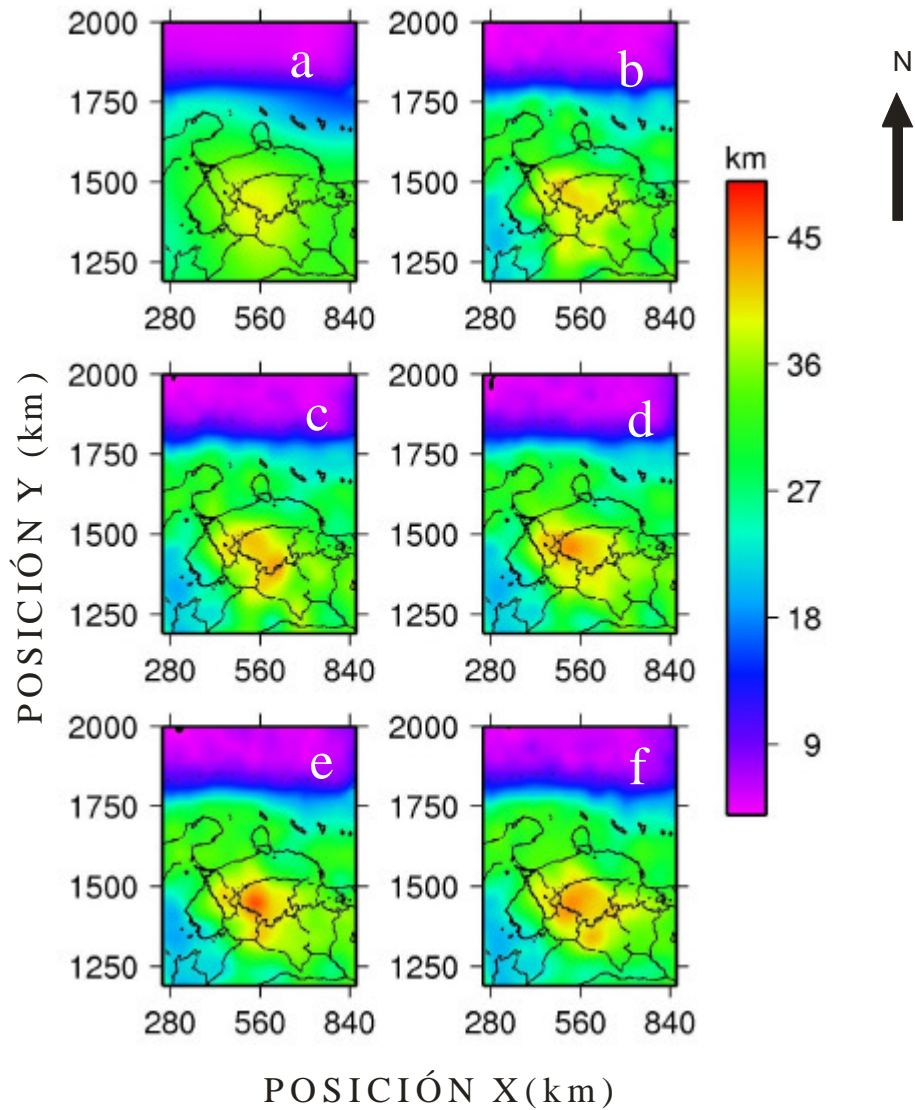


Figura 6.16. Profundidad del Moho. (a) Información a priori de la media. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.

En el modelo tipo B, se presenta el “slab” de la Placa Caribe (figura 6.17). La figura 6.17a muestra la configuración a priori de la media del tope del “slab”, mientras que las figuras 6.17b, 6.17c, 6.17d, 6.17e y 6.17f corresponden a cinco realizaciones. Con menores restricciones en esta interface se observa que este “slab” tiende a profundizarse aún más hacia el sur de la región de estudio.

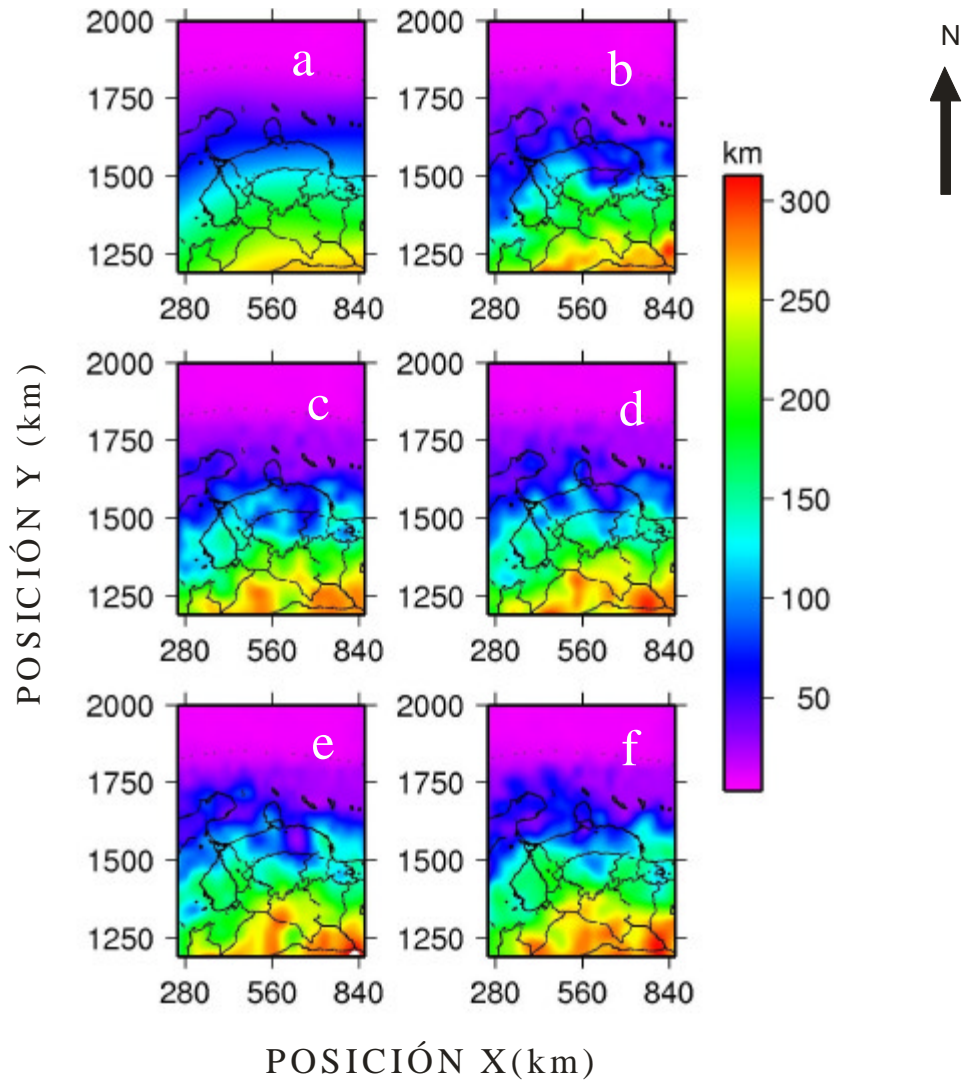


Figura 6.17. Profundidad del “slab” de la Placa Caribe. (a) Información a priori de la media. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.

Por cada interface generada se puede obtener superficies marcando profundidades de igual probabilidad, es decir los deciles de la probabilidad acumulada. La figura 6.18a muestra el estado inicial de la interface basamento de la Placa Suramericana, la figuras 6.18b, 6.18c y 6.18d indican los mapas para los deciles 0.1, 0.5 y 0.9. La superficie mediana corresponde al decil 0.5 y es el mejor estimado resultante de la inversión.

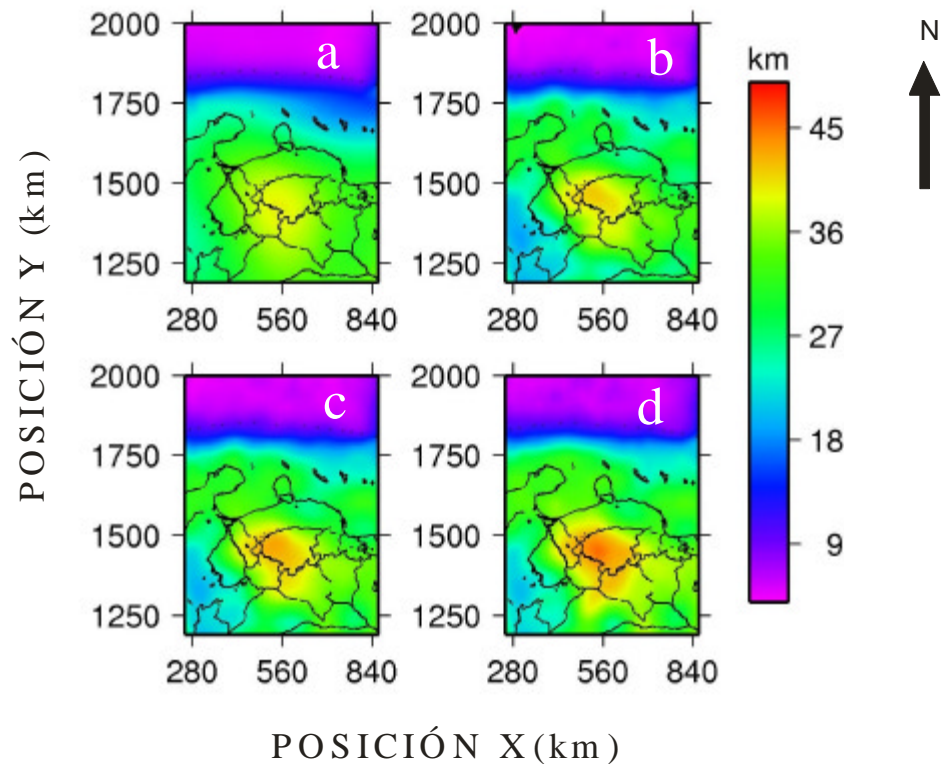


Figura 6.18. Profundidad del Moho. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.

Para mostrar los resultados obtenidos en tres dimensiones se secciona verticalmente el volumen, en perfiles con orientación norte-sur y posición X igual a 570,89 km. En la figura 6.19 se presenta una de las secciones mostrando la densidad para la configuración inicial y cinco de las realizaciones. En cada una de éstas se muestra la sección norte-sur de posición en dirección X de 570,89 km (en coordenadas geográficas es $-69,91^\circ$). Es de notar en las figuras 6.19b a 6.19f que las densidades de masa de la corteza corresponden con la estadística previa para este cuerpo geológico. Esta situación es la misma para las distintas realizaciones y para otras secciones paralelas a la mostrada.

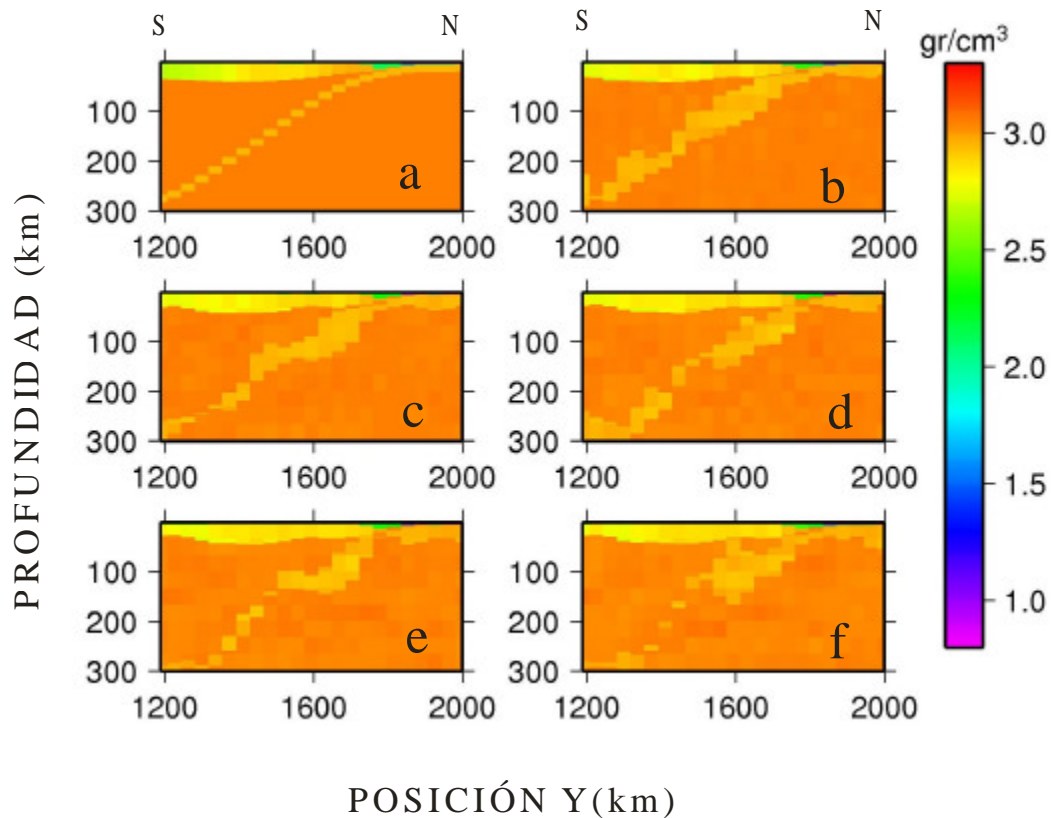


Figura 6.19 Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.

En la figura 6.20 se presenta la misma sección con la propiedad de susceptibilidad magnética para la configuración inicial y cinco de las realizaciones. En cada una de éstas se muestra la sección norte-sur de posición en dirección X de 570,89 km. Al igual que con la densidad y susceptibilidad magnética toma valores que se ajustan a la información estadística y geológica, con el fin de ajustar la intensidad magnética total. Esta situación es consistente en el resto de las realizaciones y en otras secciones paralelas a la mostrada, e indica que las soluciones de la inversión, en el caso del modelo tipo B, se acercan a los valores estadísticos previos para la corteza. Es decir, el modelo geológico tipo B, restringido en base a los datos geofísicos y previos utilizados presenta coincidencias en la integración de la información multi-disciplinaria disponible: datos de gravedad y magnetismo, información petrofísica y conocimientos previos del área.

La figura 6.21 muestra la sección de probabilidades para cada una de las seis capas consideradas en el modelo geológico. Estas probabilidades se calculan para cada punto del volumen, como la frecuencia normalizada en que la capa ocupa el punto del volumen en el conjunto de realizaciones de la cadena. La figura 6.23a representa la configuración inicial de las interfaces para esta sección X de 570,89 km

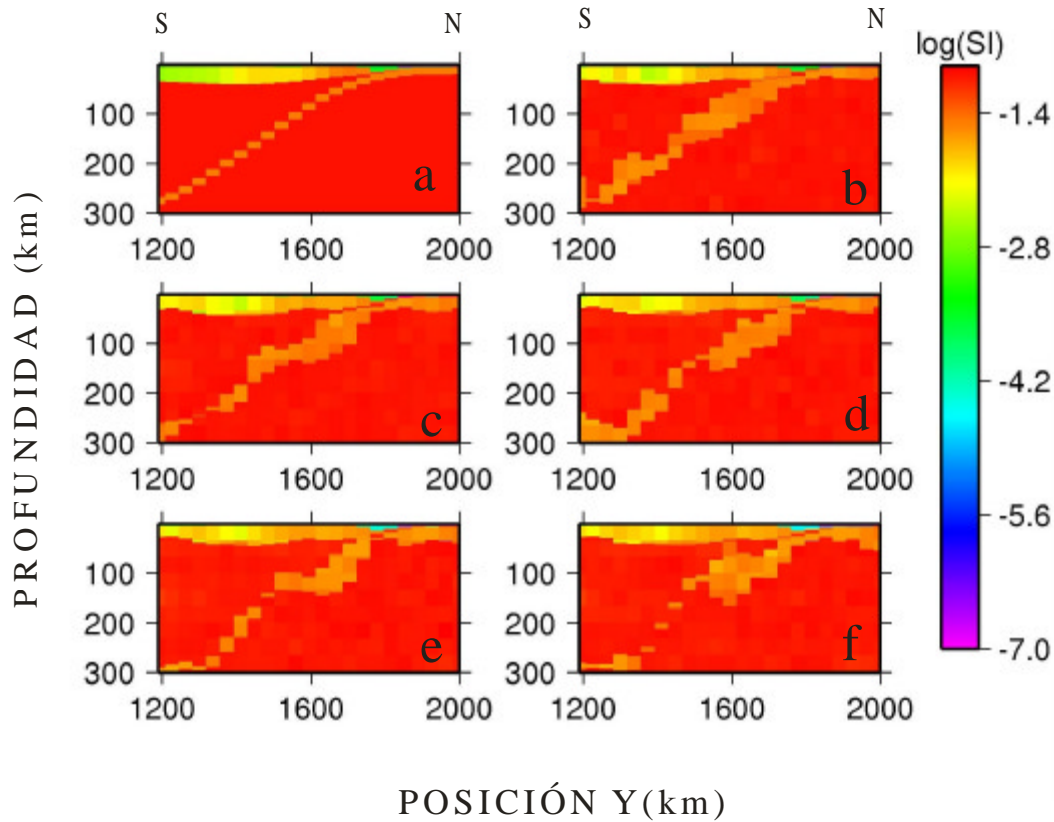


Figura 6.20. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) susceptibilidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones.

En la escala de colores seleccionada, el color anaranjado indica alta probabilidad, azul baja probabilidad y los tonos de azul claro a rosado probabilidades en el rango 0.1 - 0.9.

En la figura 6.22 se muestran secciones de probabilidades de la capa basamento a una profundidad de 50 km. En estas secciones se incorporan las localizaciones de hipocentros de sismos de magnitud mayor a 1 en la región Venezolana, obtenida de los boletines sismológicos de Venezuela con puntos de color

vino tinto. Desde la figura 6.22a a la 6.22j se muestran secciones norte-sur . Éstas están proyectadas en una franja de 26 km a ambos lados de la sección.

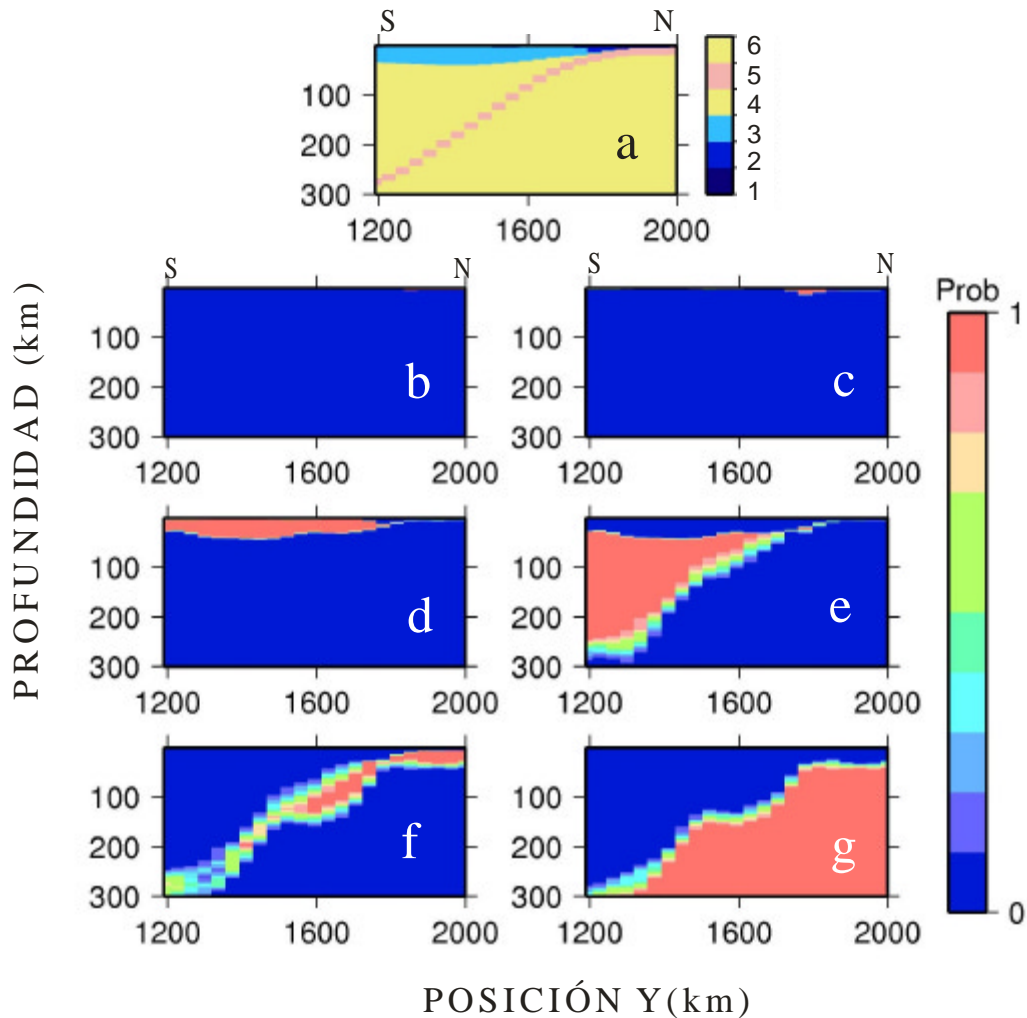


Figura 6.21. Sección de probabilidad posterior para cada capa para X 570,89 km. La primera grafica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) basamento y (e) manto, (f) "slab" de la Placa Caribe, (g) manto.

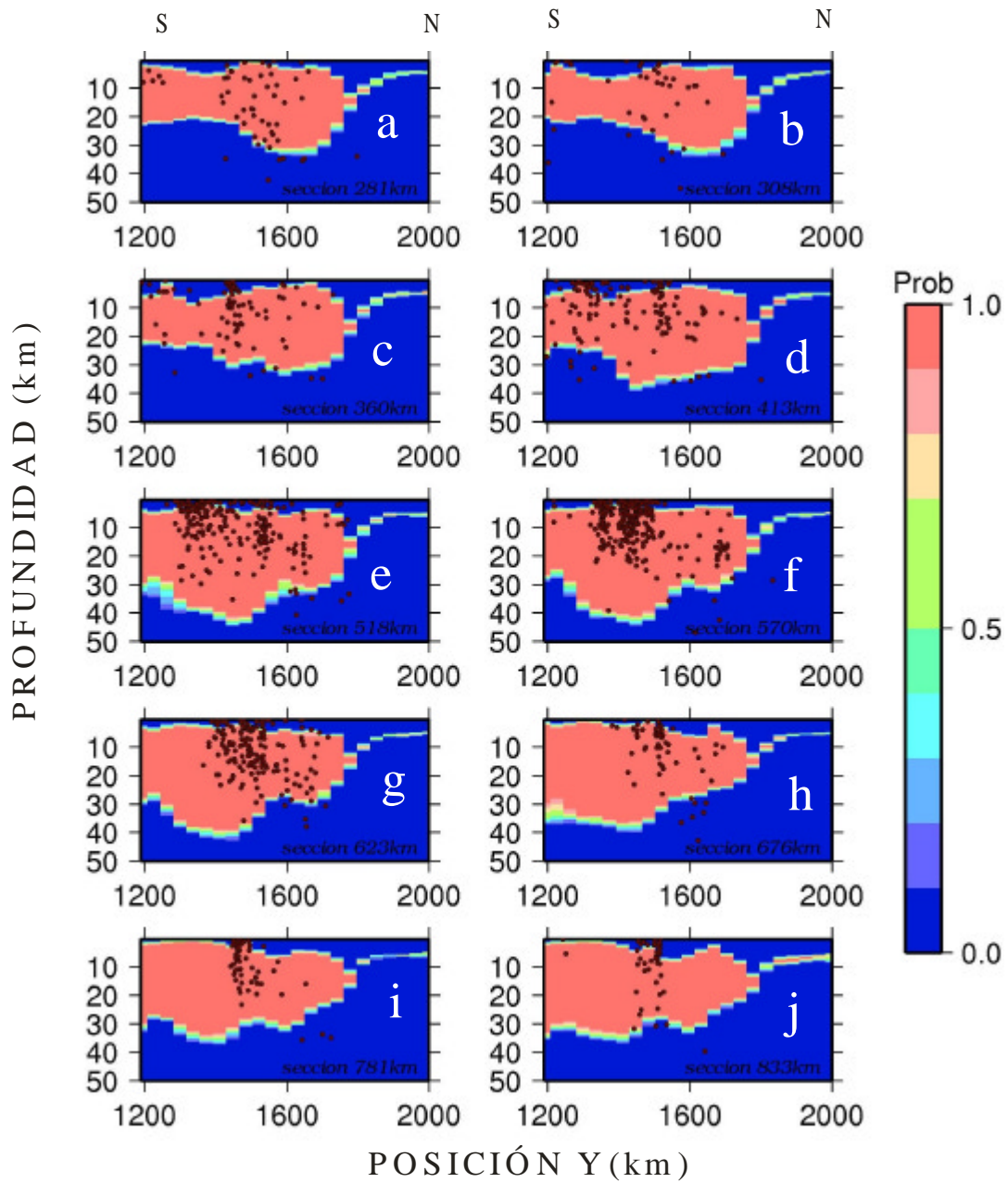


Figura 6.22. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de basamento suramericano. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

En la figura 6.23 se muestran secciones de probabilidades del “slab” de la Placa Caribe a una profundidad de 330 km. En estas secciones también se incorporan las localizaciones de hipocentros de sismos. Desde la figura 6.23a a la 6.23j se muestran secciones norte-sur . Las localizaciones de estos cortes pueden verse en la figura 6.11.

Resulta interesante en estos resultados que las probabilidades calculadas para el “slab” de corteza Caribe muestran una imagen de mayor desarrollo y profundidad hacia el Oeste y menor desarrollo y profundidad hacia el Este. Situación ésta que guarda relación con la geología de la región, y en específico con el hecho de que la subducción se ha desarrollado de Oeste a Este, siendo más antigua hacia el Oeste.

En el modelo tipo **B**, se ha representado la componente cortical del “slab” del Caribe en subducción, para lo cual se asume que las propiedades del manto son las mismas para el manto integrado a la litósfera y que es parte de la Placa en subducción y el manto astenosférico. Para mejorar la descripción de la estructura litosférica se elabora un modelo más completo, que distingue la litósfera Caribe y Sur americana en sus componentes de corteza y manto.

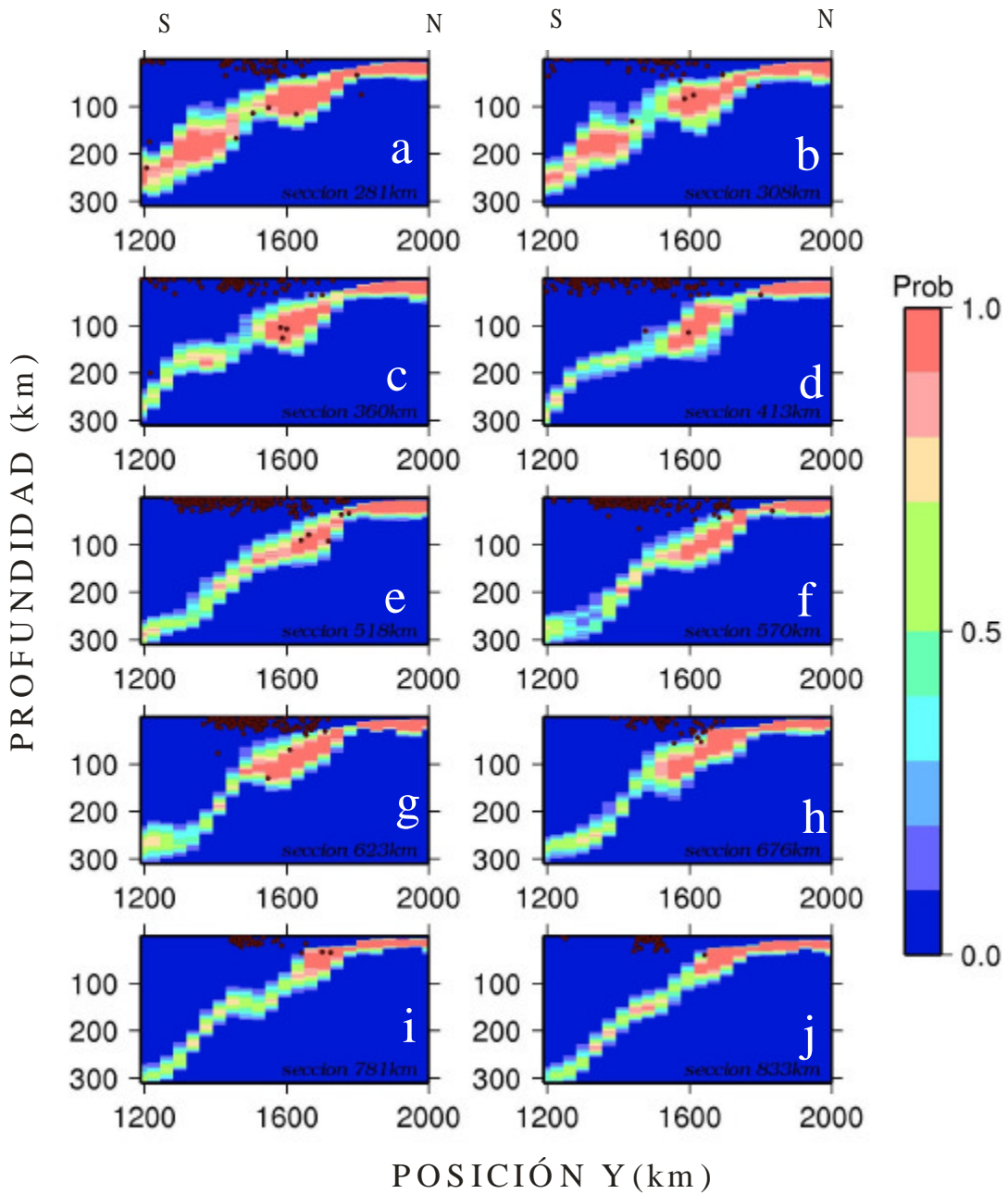


Figura 6.23. Sección de probabilidades posteriores de la capa del “slab” de la Placa Caribe. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este según las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

6.3 Modelo tipo C (ocho capas, 24x24x5 bloques)

Este modelo surge con el fin de incorporar una parte del manto que forma parte del “slab” de la Placa Caribe, con el objeto de crear un modelo de mayor parecido geológico. Además se le da mayor desviación estándar a las capas de manto continental y al tope y base del “slab” de la Placa Caribe que en el modelo tipo **B**. Se utilizaron desviaciones para estas de hasta 130 km.

Los resultados que se presentan están dados para 4 millones de iteraciones del algoritmo de muestreo. En la figura 6.24 se observa que después de una fase inicial de iteraciones los valores calculados (de gravedad, magnetismo y ambos) por la técnica de Monte Carlo y los observados de los datos presentan menos diferencias. Tal como funcionan las cadenas de Markov, la etapa de encendido (burn-in) se define como esta fase inicial en la cual esta diferencia se estabiliza. La etapa de encendido se ignora para los posteriores cálculos estadísticos y graficación de resultados, pues está influida por la configuración inicial de la cadena. En la figura 6.24, la etapa de encendido utiliza 800000 iteraciones.

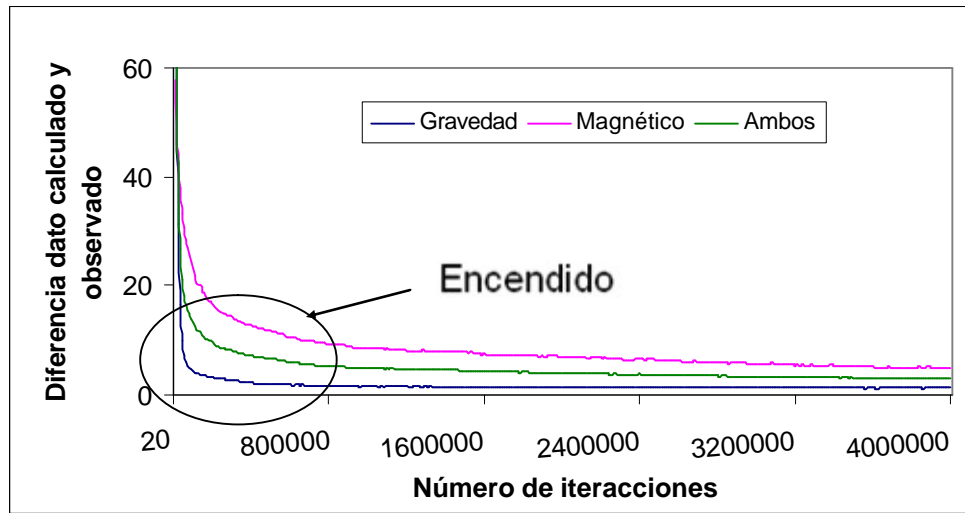


Figura 6.24. Progreso en el ajuste de datos observados y calculados, medidos en la estadística Chi-cuadrado. Modelo tipo C

A partir de los resultados obtenidos se obtienen gráficos de los datos geofísicos e información a priori. Como son los mapas de anomalías de Aire Libre, mapas de intensidad magnética total, mapas de las profundidades de las interfaces, cortes verticales y horizontales de las propiedades físicas de densidad de masa y de susceptibilidad magnética, y cortes verticales de probabilidad de ocurrencia en cada capa.

En la figura 6.25 se muestran los datos calculados a partir de una de las realizaciones a efectos de su comparación con los datos observados. Las realizaciones producidas con esta técnica ajustan simultáneamente los datos de gravedad y de magnetismo al igual que en los modelos anteriores **A** y **B**.

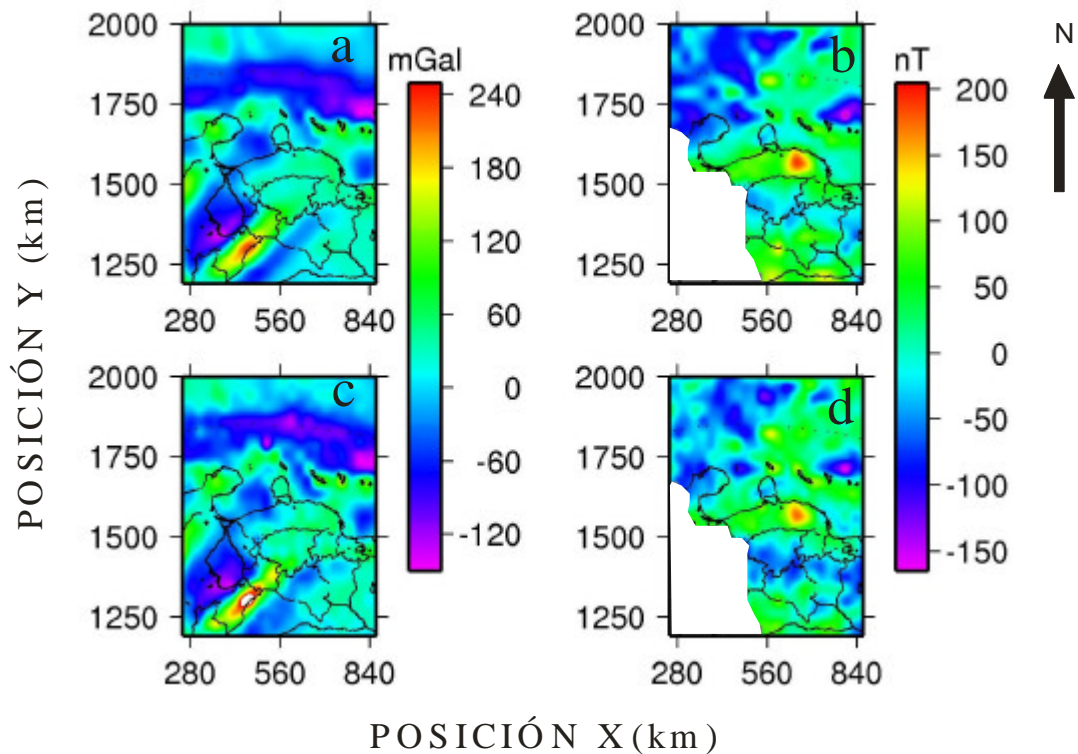


Figura 6.25. Datos observados de (a) gravedad y (b) magnéticos. Los datos de gravedad corresponden a la anomalía de aire libre y los magnéticos a la intensidad magnética total. Datos calculados de (c) gravedad y (d) magnéticos para una realización.

En el mapa magnético el área en blanco corresponde a los nodos de los cuales no se tiene información.

Las figuras 6.26, 6.27 y 6.28 corresponden a las profundidades a los topos de basamento de la Placa Suramericana, Mohorovicic y “slab” de la Placa Caribe. La figura 6.26a muestra la superficie previa para el basamento y las figuras 6.26b a 6.26f cinco iteraciones generadas luego de desincorporan el encendido. En esta figura se observa que las profundidades de la interface sedimento – basamento Placa

Suramericana tiende a ser un poco menos profunda al norte con respecto a la información a priori (figura 6.26a).

La figura 6.27a muestra la información a priori de la media de la base de la corteza, es decir la discontinuidad de Mohorovicic, y las figuras 6.27b a 6.27f son realizaciones. Hacia la latitud mayor a 1750 km existe un fuerte cambio en las profundidades, que refleja en nuestro modelo el fin de la Placa Suramericana. En el modelo esta capa se adelgaza a un espesor despreciable sobre la corteza Caribe a efectos de un modelado en capas subhorizontales.

Al igual que en el modelo tipo **B**, se representa el tope del “slab” de la Placa Caribe, la cual se observa en la figura 6.28. La figura 6.28a es la información a priori de la media y las otras son realizaciones.

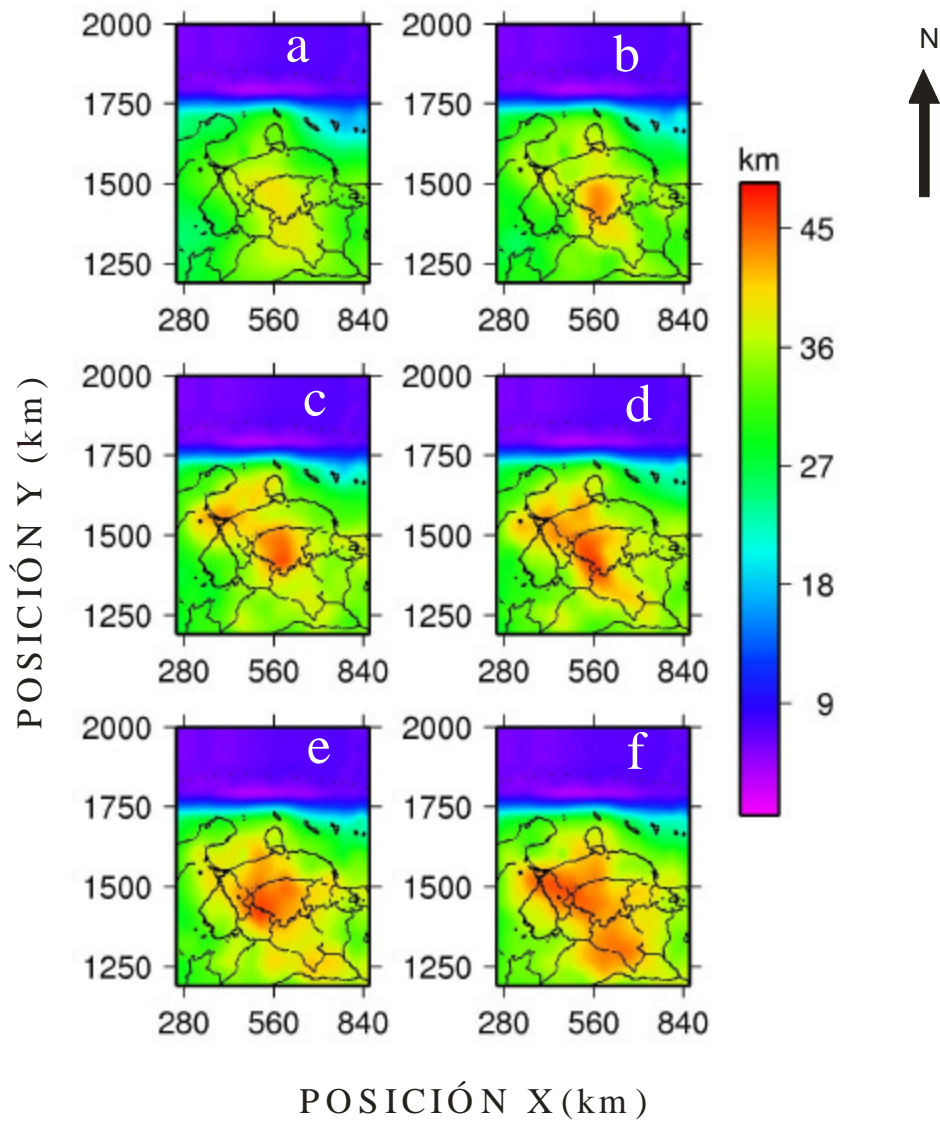


Figura 6.26. Profundidad del basamento de la Placa Suramericana. (a) Información a priori de la media. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.

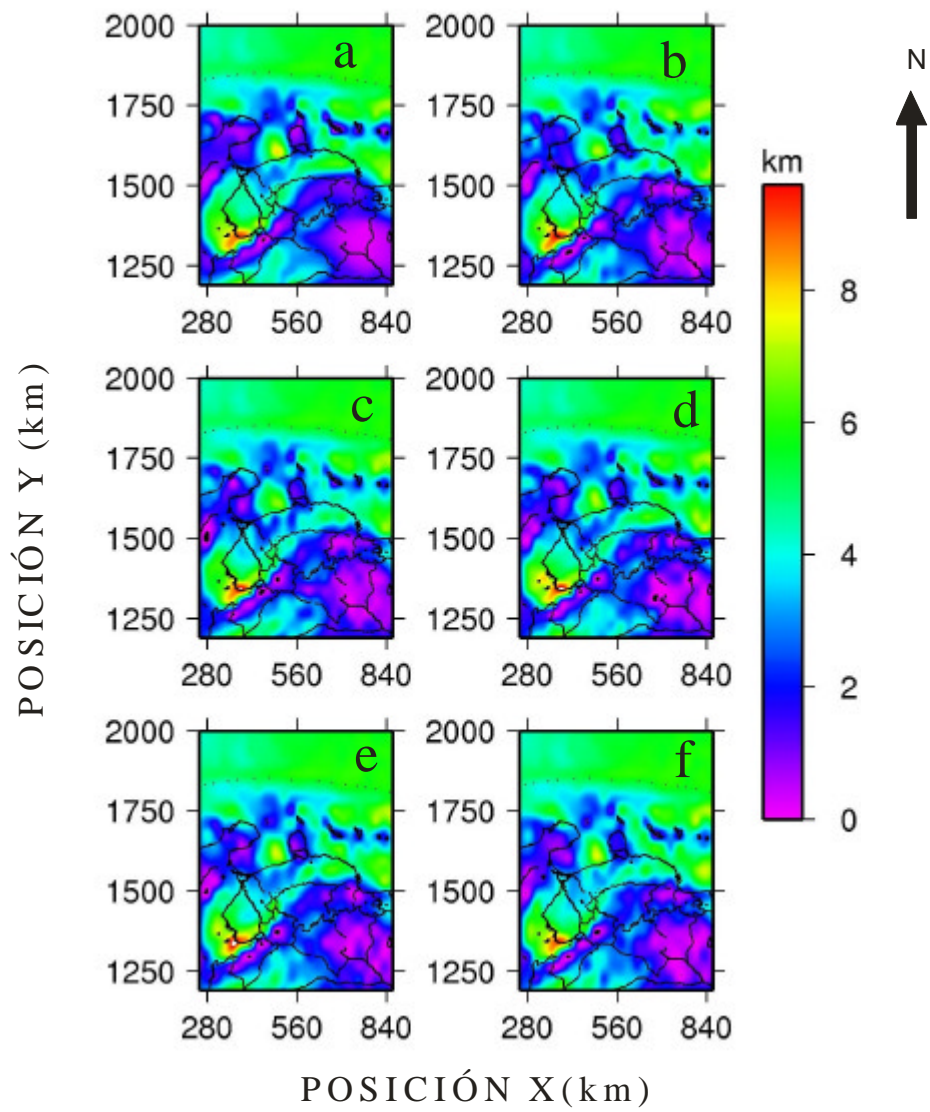


Figura 6.27. Profundidad del manto litosférico. (a) Información a priori. Las restantes corresponden a cinco realizaciones.

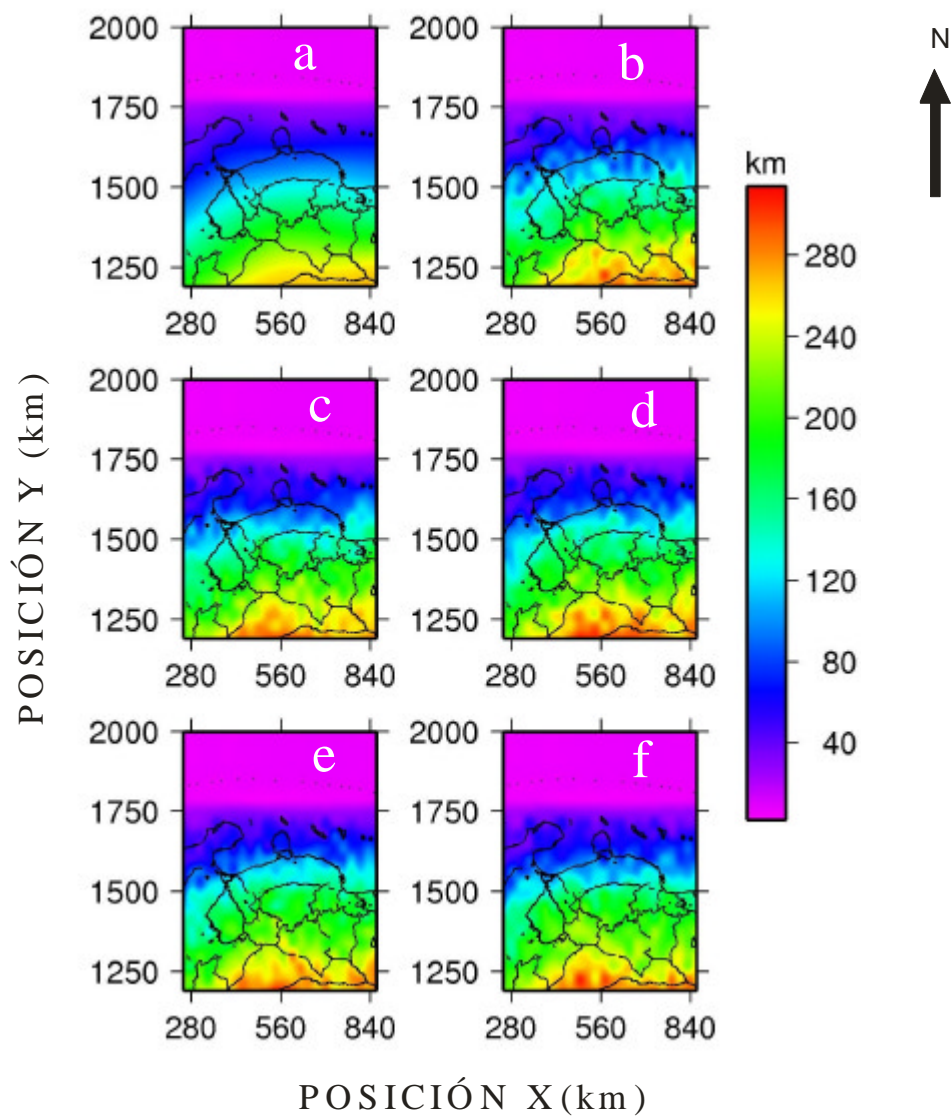


Figura 6.28. Profundidad del “slab” de la Placa Caribe. (a) Información a priori. Las restantes corresponden a cinco realizaciones

Para evaluar las interfaces se puede generar por cada una de ellas un mapa según deciles en la probabilidad de localización de la superficie. La figura 6.29a muestra el estado inicial del basamento de la Placa Suramericana y Caribe, las figuras 6.29b, 6.29c y 6.29d indican el decil de probabilidad 0,1, decil de probabilidad 0,5 y decil de probabilidad 0,9 respectivamente.

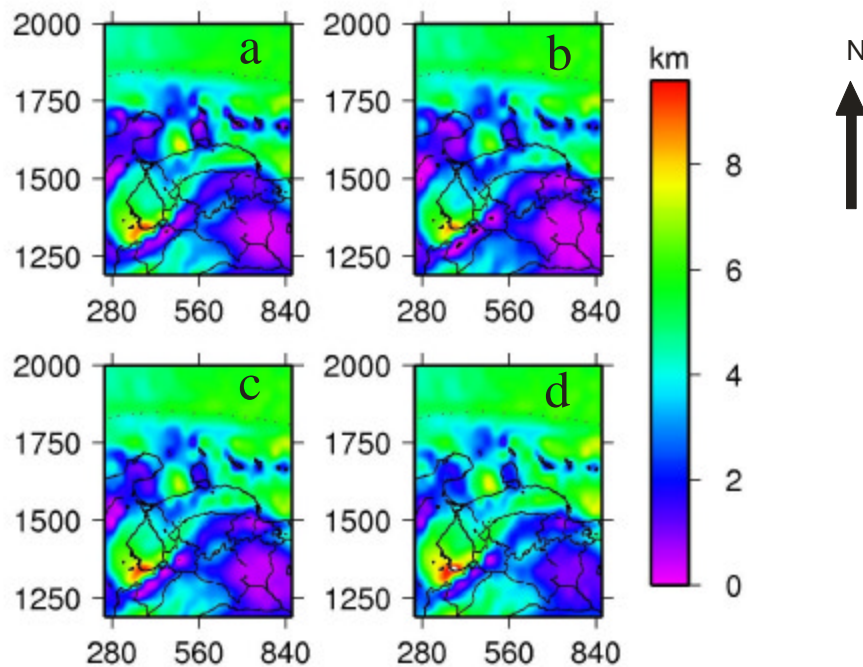


Figura 6.29. Profundidad del basamento de la Placa Suramericana. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.

En la figura 6.30a se tiene la información a priori de la media de Moho para la corteza continental. Las restantes son realizaciones. En todos los modelos en estudio a medida que aumentaban las iteraciones se profundizaba este modelo.

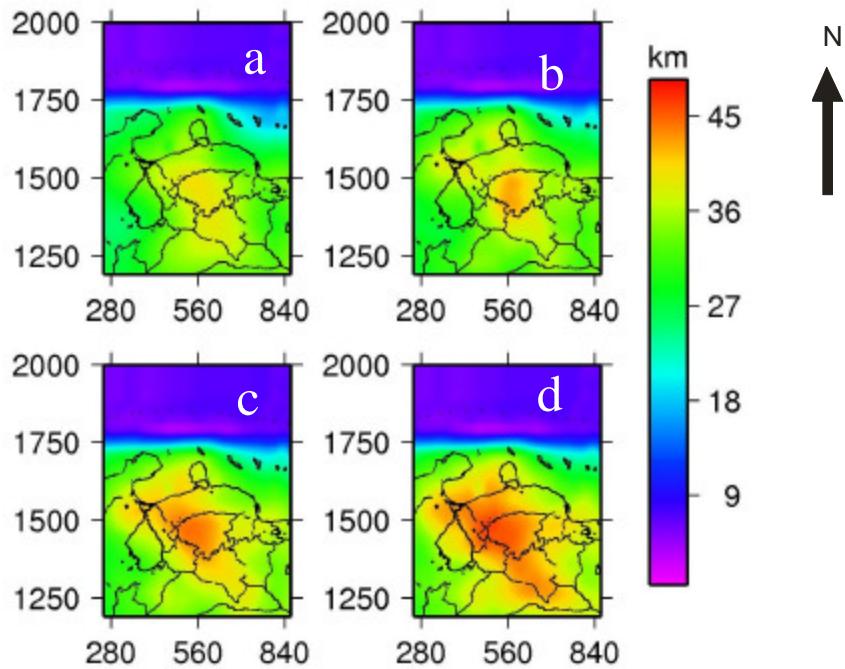


Figura 6.30. Profundidad del manto litosférico. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,1 para la profundidad del basamento. (c) Decil de probabilidad 0,5 (mediana). (d) Decil de probabilidad 0,9.

Por ejemplo, el decil 0.1 indica que existe un 10% de probabilidad de que la profundidad verdadera sea inferior a las profundidades de la figura 6.30b. El decil 0.5 representa la mediana donde existe un 50% de probabilidad de que la profundidad verdadera sea inferior a la mostrada en la figura 6.30c. Y el decil 0.9 indica que existe un 90% de probabilidad de que la profundidad verdadera sea inferior a las profundidades de la figura 6.30d.

Para mostrar los resultados obtenidos en tres dimensiones también se secciona verticalmente el volumen, en perfiles con orientación norte-sur y posición X igual a 570,89 km. En la figura 6.31 se presenta una de las secciones mostrando la densidad para la configuración inicial y cinco de las realizaciones. En cada una de éstas se muestra la sección norte-sur de posición en dirección X de 570,89 km (en coordenadas geográficas es $-69,91^\circ$). Es de notar en la figura 6.31b a 6.31f que la densidad hacia el norte de esta realización del modelo adopta valores que no se aleja de la información a priori al ajustar la anomalía del campo de gravedad. Esto refleja la validez de este modelo para explicar los datos geofísicos.

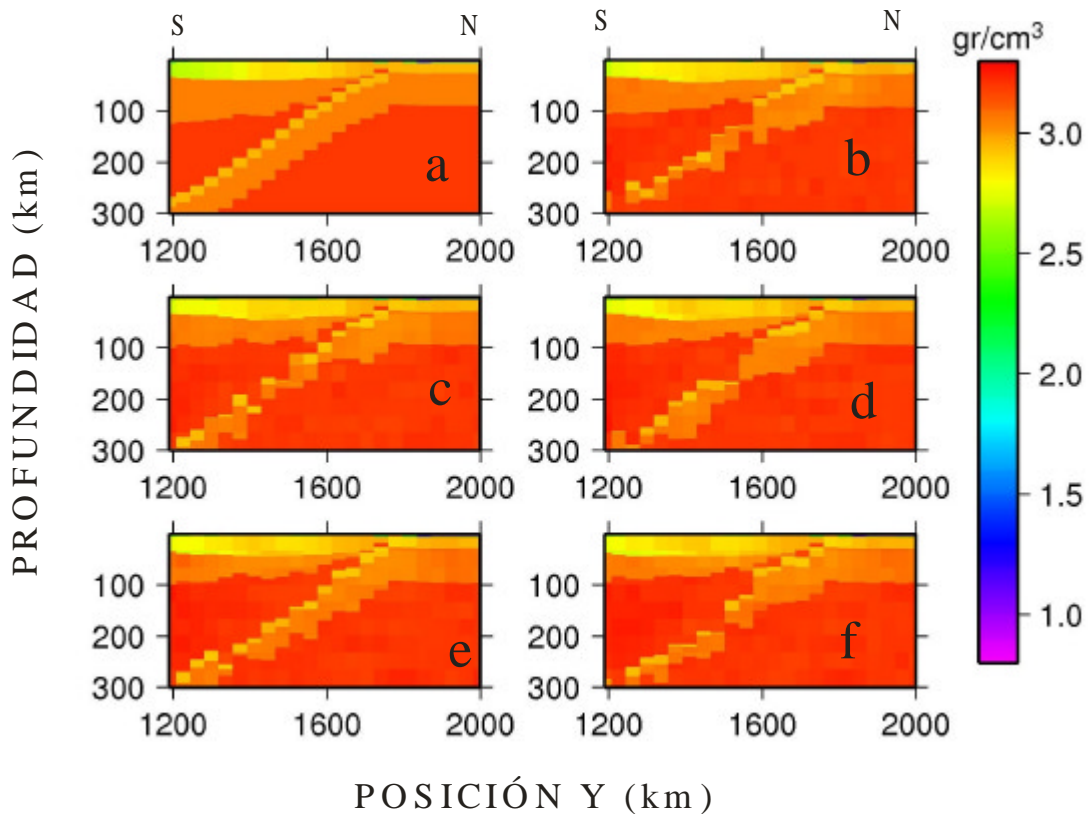


Figura 6.31. Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad de 330 km.

En la figura 6.32 se presenta la misma sección con la propiedad de susceptibilidad magnética para la configuración inicial y cinco de las realizaciones. En cada una de éstas se muestra la sección norte-sur de posición en dirección X de 570,89 km. Al igual que con la densidad la susceptibilidad toma valores consistentes con la información a priori (6.32a), con el fin de ajustar la intensidad magnética total. Esta situación es consistente en el resto de las realizaciones y en otras secciones paralelas a la mostrada, e indica que las soluciones de la inversión se ajustan a los datos geofísicos. Es decir, el modelo geológico tipo **C**, restringido en base a los datos geofísicos y previos utilizados presenta coincidencias para integrar la información multi-disciplinaria disponible: datos de gravedad y magnetismo, información petrofísica y conocimientos previos del área al igual que el tipo **B**.

Cabe señalar, que la susceptibilidad magnética se simula en todo el volumen del modelo. Sin embargo a los efectos del cálculo del campo magnético la susceptibilidad se anula para profundidades superiores a los 30 km, profundidad esta que corresponde aproximadamente a la temperatura de Curie para la zona.

La figura 6.33 muestra la sección de probabilidades para cada una de las ocho capas consideradas en el modelo geológico. Estas probabilidades se calculan para cada punto del volumen, como la frecuencia normalizada en que la capa ocupa el punto del volumen en el conjunto de realizaciones de la cadena. La figura 6.34a muestra la configuración inicial de todas las capas.

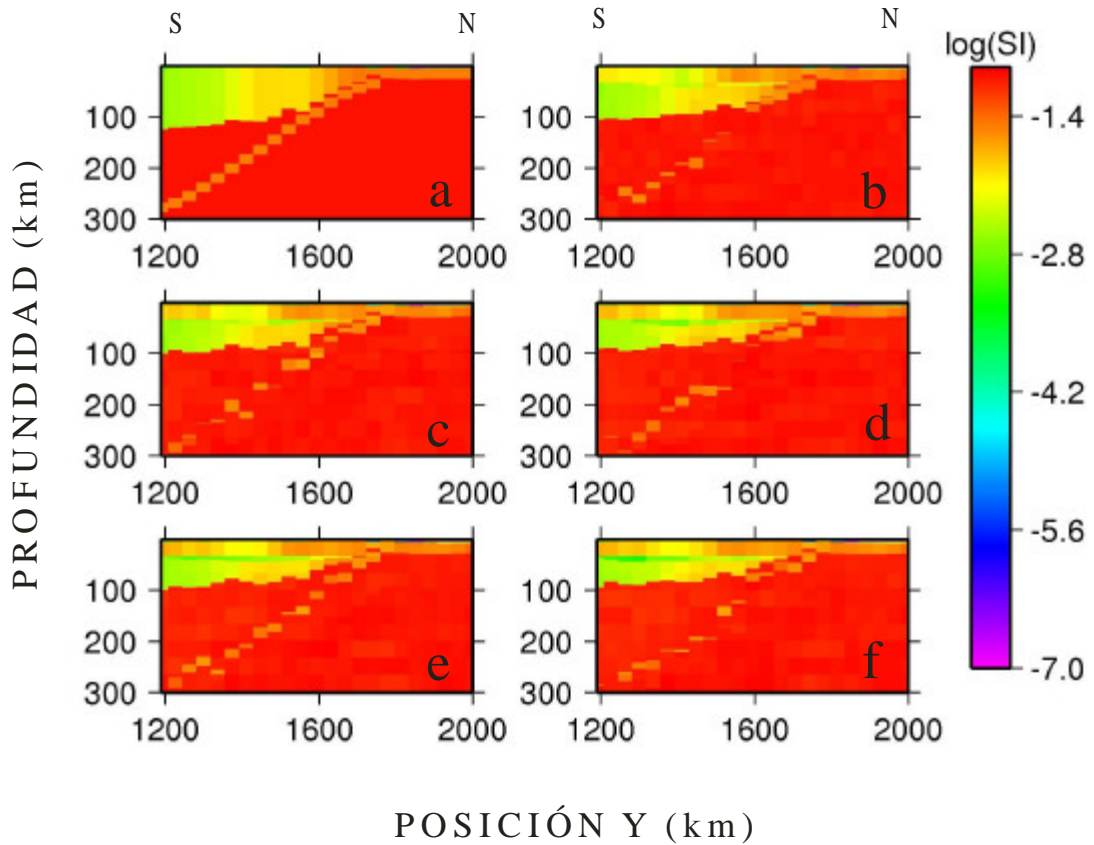


Figura 6.32. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad de 330 km

En la escala de colores seleccionada, el color naranja indica alta probabilidad, azul baja probabilidad y los tonos de azul claro a rosado un rango 0.1 - 0.9.

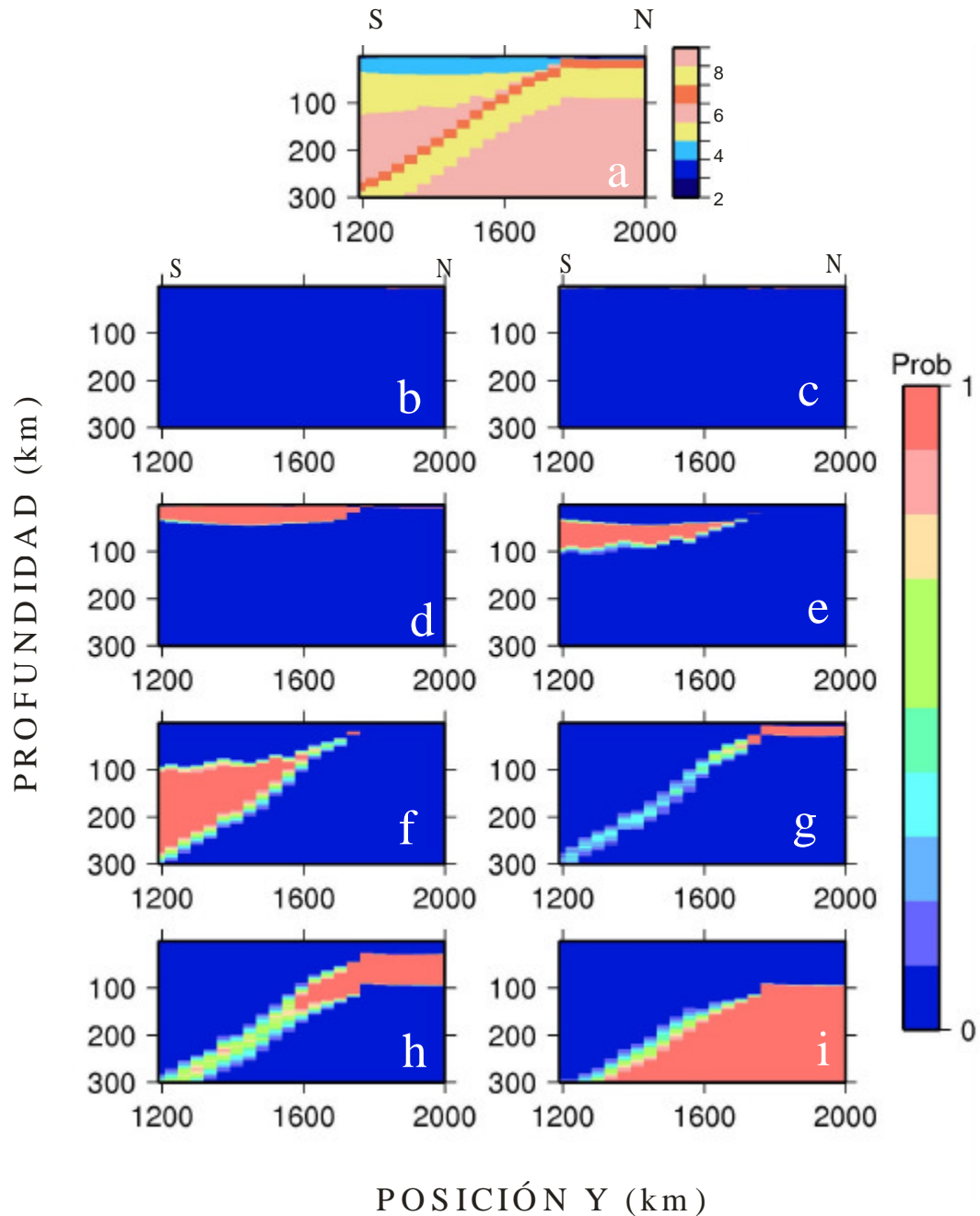


Figura 6.33. Sección de probabilidad posterior para cada capa. La primera grafica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) Corteza y (e) manto litosférico, (f) astenósfera, (g) "slab" de la Placa Caribe, (h) manto litosférico, (i) astenósfera. Profundidad de 330 km.

A continuación se muestran las secciones de probabilidades de la capa de basamento y de la capa del “slab” de la Placa Caribe junto con el manto Caribe que subduce con ella.

En la figura 6.34 se observan varias secciones de probabilidades de la capa basamento de la Placa Suramericana. De orientación norte-sur a una profundidad de 50 km. En estas secciones se incorporan las localizaciones de hipocentros de sismos de magnitud mayor a 1 en la región venezolana, obtenida de los boletines sismológicos de Venezuela con puntos de color vino tinto. Desde la figura 6.34a a la 6.34j se muestran secciones norte-sur.

La figura 6.35 muestra secciones de probabilidades de orientación norte-sur con longitud igual 570,89 km. Se observa la subducción de la Placa Caribe y la representación gráfica del basamento de la Placa Suramericana.

En la figura 6.36 se observan las secciones de probabilidad de la capa del “slab” de la Placa Caribe y la capa del manto Caribe que subducen juntas. Se aprecia la forma continua que tiene estas capas que subducen.

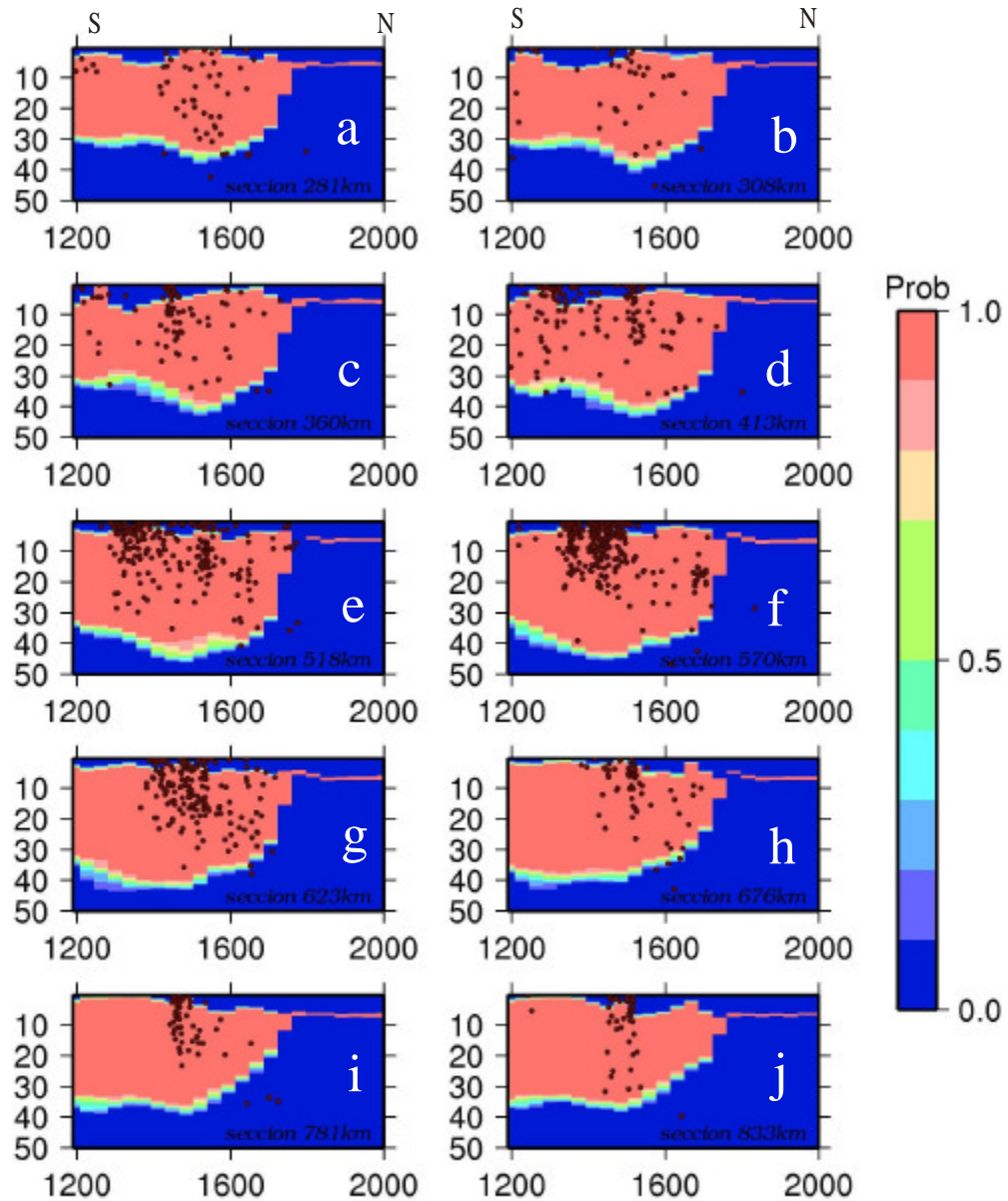


Figura 6.34. Secciones de probabilidades posteriores de la capa de basamento. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

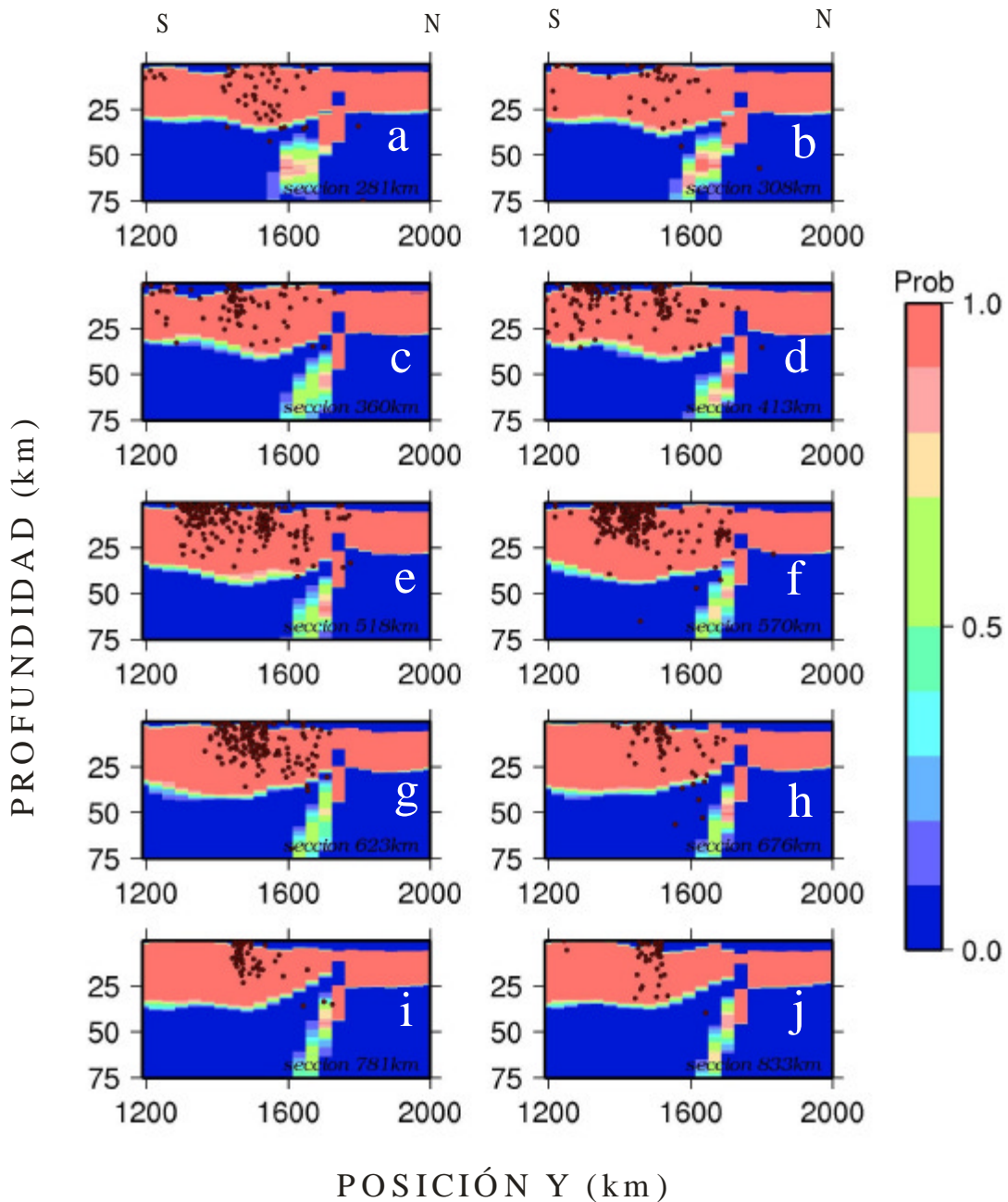


Figura 6.35. Secciones de probabilidades posteriores de la capas de basamento y "slab" de la Placa Caribe. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

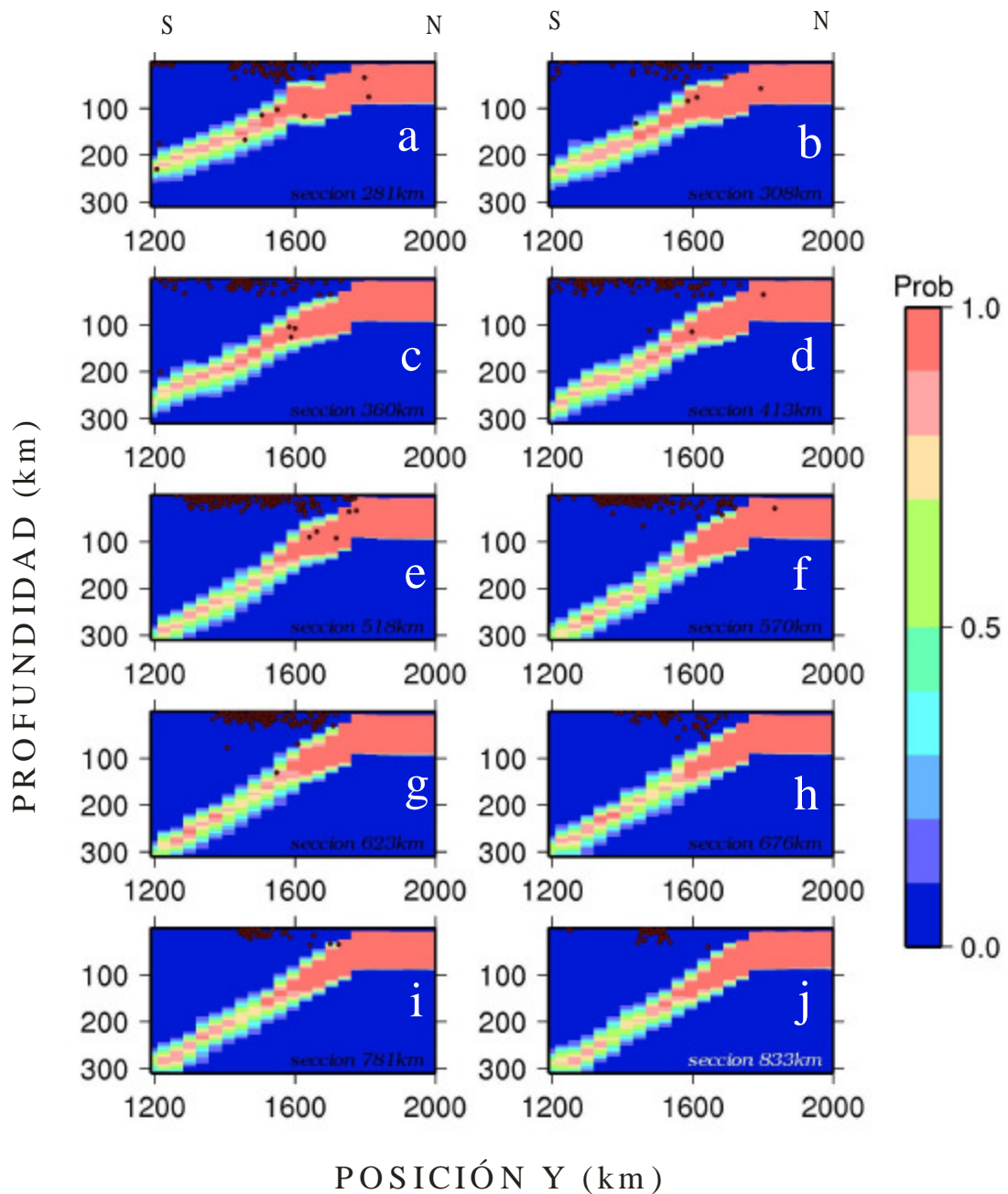


Figura 6.36. Secciones de probabilidades posteriores de la capas de manto y "slab" de la Placa Caribe. De (a) a (j) se muestran los cortes de oeste a este de acuerdo a las longitudes mostradas la figura 6.11. Los puntos son hipocentros de sismos.

Se grafican las secciones de propiedades de las figuras 6.31 y 6.32 a profundidades de 50 km. También las secciones de probabilidades de la figura 6.33 a una profundidad de 50 km. Igualmente tienen orientación norte-sur en X 570,89 km y se mantiene la misma escala.

En la figura 6.37 se observan las probabilidades de las distintas capas a una profundidad de 50 km. Se observan con mayor detalle las capas superiores. Por ejemplo el de basamento (figura 6.37d) indica la alta probabilidad de que la capa se encuentra en esta ubicación..

Cuando se observa con mayor detalle las capas superiores en la figura 6.38 se aprecia que no existen cambios bruscos en la densidad de masa corroborando que el modelo tipo C cumple también con los modelos petrofísicos utilizados en la inversión.

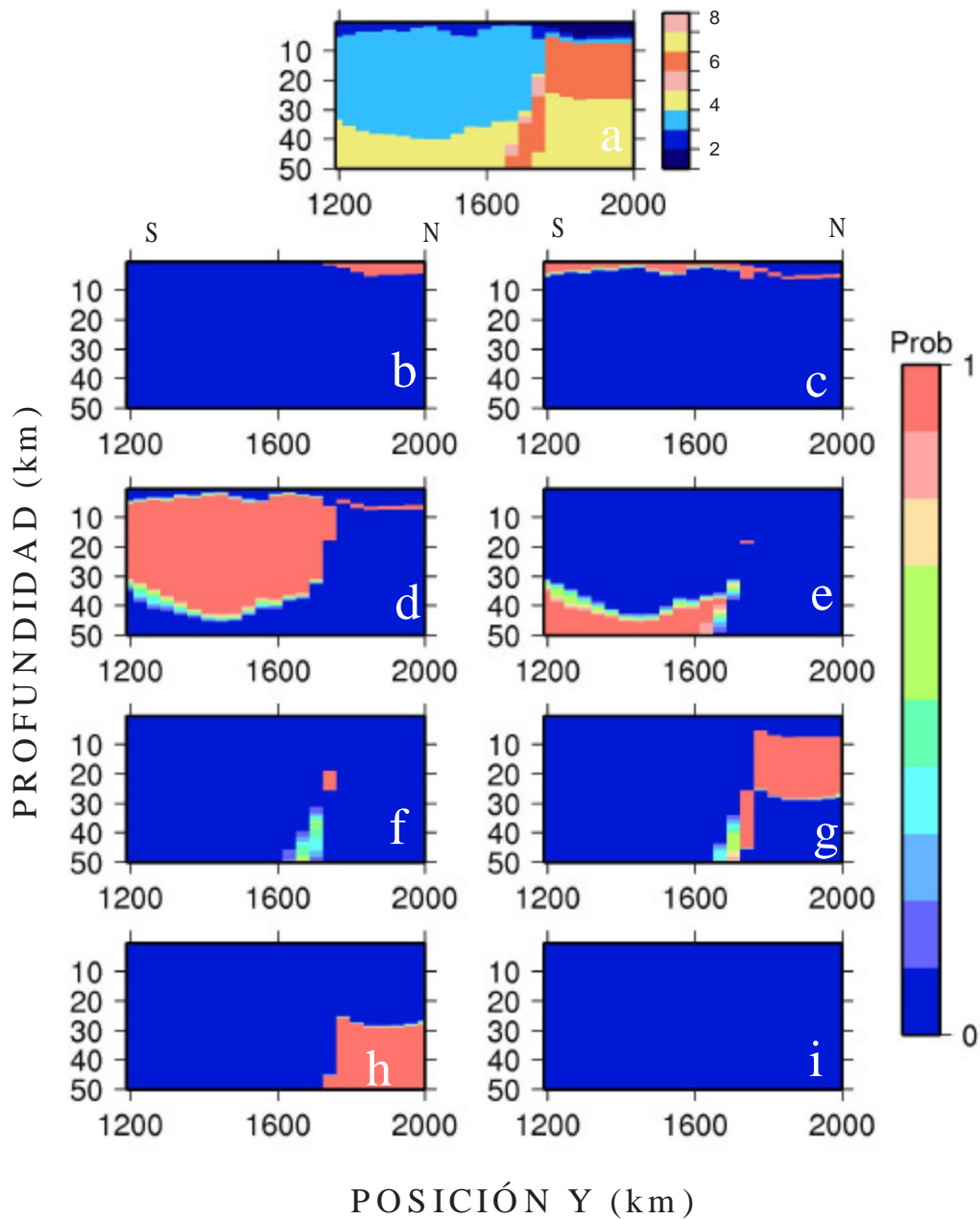


Figura 6.37. Sección de probabilidad posterior para cada capa. La primera grafica (a), muestra la posición de cada capa en la configuración inicial. Las restantes gráficas muestran la probabilidad posterior para la localización de (b) cuerpo de agua, (c) sedimentos, (d) Corteza y (e) manto litosférico, (f) astenósfera, (g) "slab" de la Placa Caribe, (h) manto litosférico, (i) astenósfera. Profundidad de 50 km.

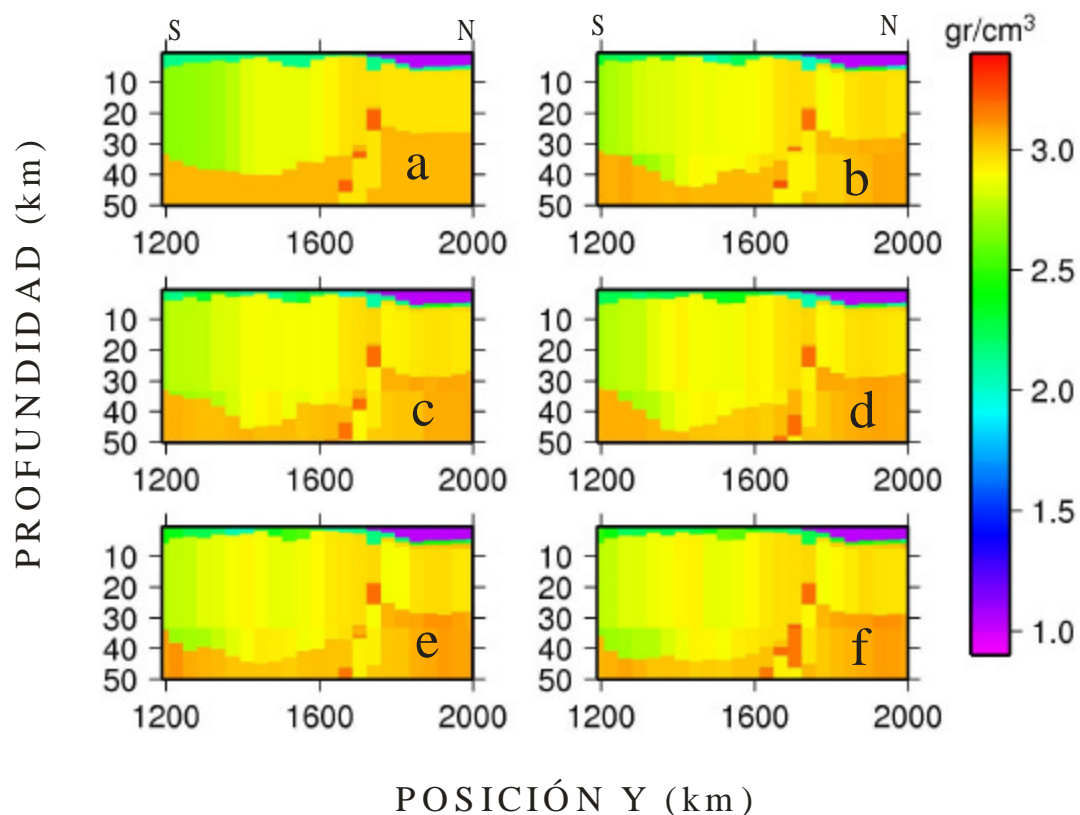


Figura 6.38. Secciones verticales de los volúmenes de densidad en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) densidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad 50 km

En la figura 6.39 se observa la susceptibilidad magnética en las capas superiores y se evidencia la correspondencia que existe entre la información a priori y las realizaciones. Cabe señalar que para los cálculos se toman los valores por encima de los 30 km, profundidad aproximada en que la temperatura de Curie anula la susceptibilidad magnética.

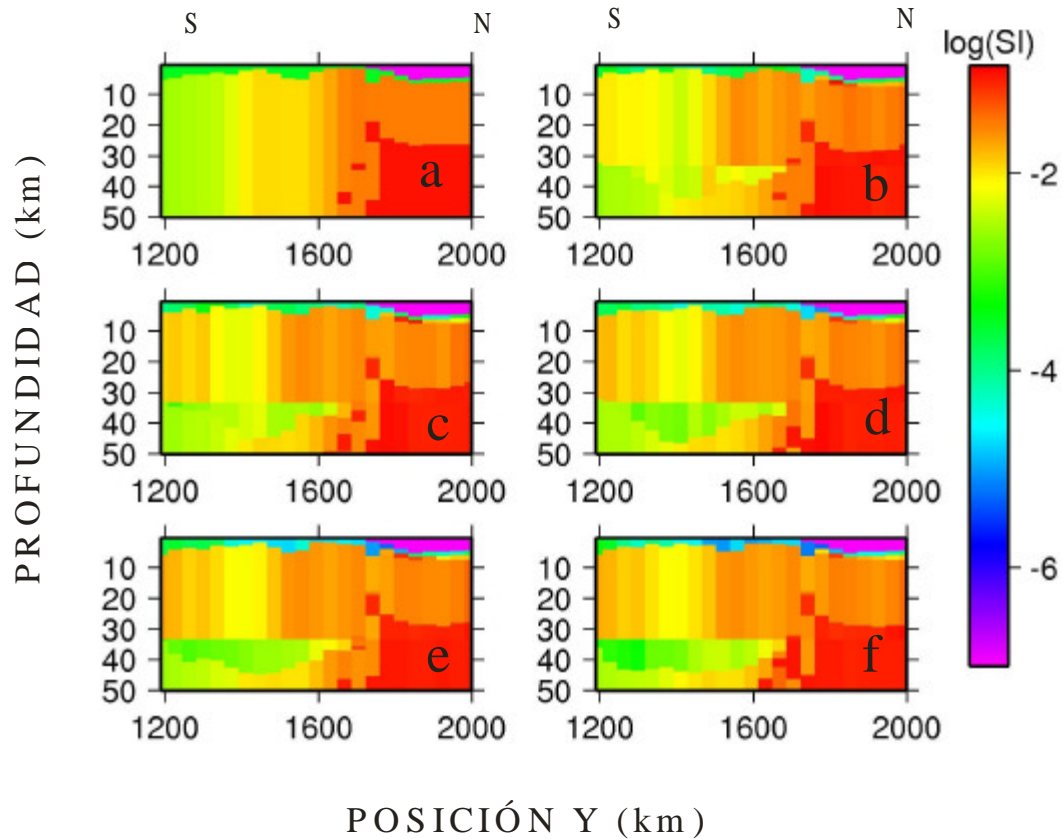


Figura 6.39. Secciones verticales de los volúmenes de susceptibilidad magnética en la posición X de 570,89 km. Sección vertical de la (a) susceptibilidad a priori y las restantes corresponden a cinco realizaciones. Profundidad de 50 km.

En la figura 6.40 se observa la información a priori de la media para la profundidad del basamento Suramericano y el decil 0,5 para los modelos tipo A y tipo C. La información a priori de la media para la profundidad del basamento Suramericano en el modelo tipo A y tipo B se observan en las figuras 6.40a y 6.40c, mientras que el decil de probabilidad 0,5 o mediana para el modelo tipo A y tipo B se observan en las figuras 6.40b y 6.40d respectivamente.

En la figura 6.40 se puede observar que los deciles 0,5 o medianas presentan el mejor estimado para el basamento. Aún cuando existe mayor profundidad al NE en la información a priori de la profundidad del basamento en el modelo tipo A (figura 6.40a), la mediana busca estabilizar estas profundidades. En las figuras 6.40c y 6.40d se tiene profundidades más cónsonas con la mediana.

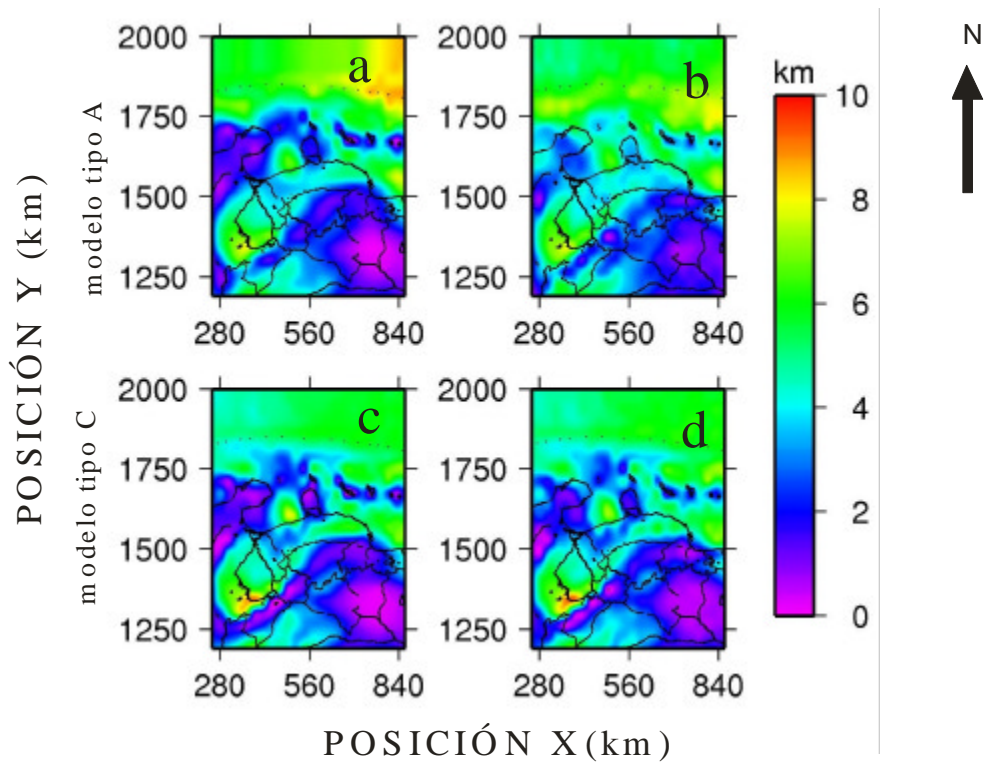


Figura 6.40. Profundidad del basamento para modelos tipo A y tipo C. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,5 para la profundidad del basamento. (c) Información a priori de la media. (d) Decil de probabilidad 0,5.

En la figura 6.41 se observa la información a priori de la media para la profundidad del manto continental y manto Caribe y el decil 0,5 para los modelos tipo **A** y tipo **C**. La información a priori de la media para la profundidad del manto continental en el modelo tipo **A** y tipo **B** se observan en las figuras 6.41a y 6.41c, mientras que el decil de probabilidad 0,5 o mediana para el modelo tipo **A** y tipo **B** se observan en las figuras 6.41b y 6.41d respectivamente. El manto Caribe que representa la base del “slab” de la Placa Caribe se representa en las figuras 6.41e y 6.41f. La información a priori en la 6.41e y la mediana en la 6.41f.

Se observa en todos los casos que la estimación de la mediana de profundidad del manto continental tiende a ser mayor que su par a priori. En las figuras 6.41c, 6.41d, 6.41e y 6.41f existe un cambio marcado en la profundidades hacia el norte de la región de estudio. Cabe recordar que para simular el modelo tipo **C** se requiere disminuir el espesor hacia el norte de tal manera de representar correctamente la subducción.

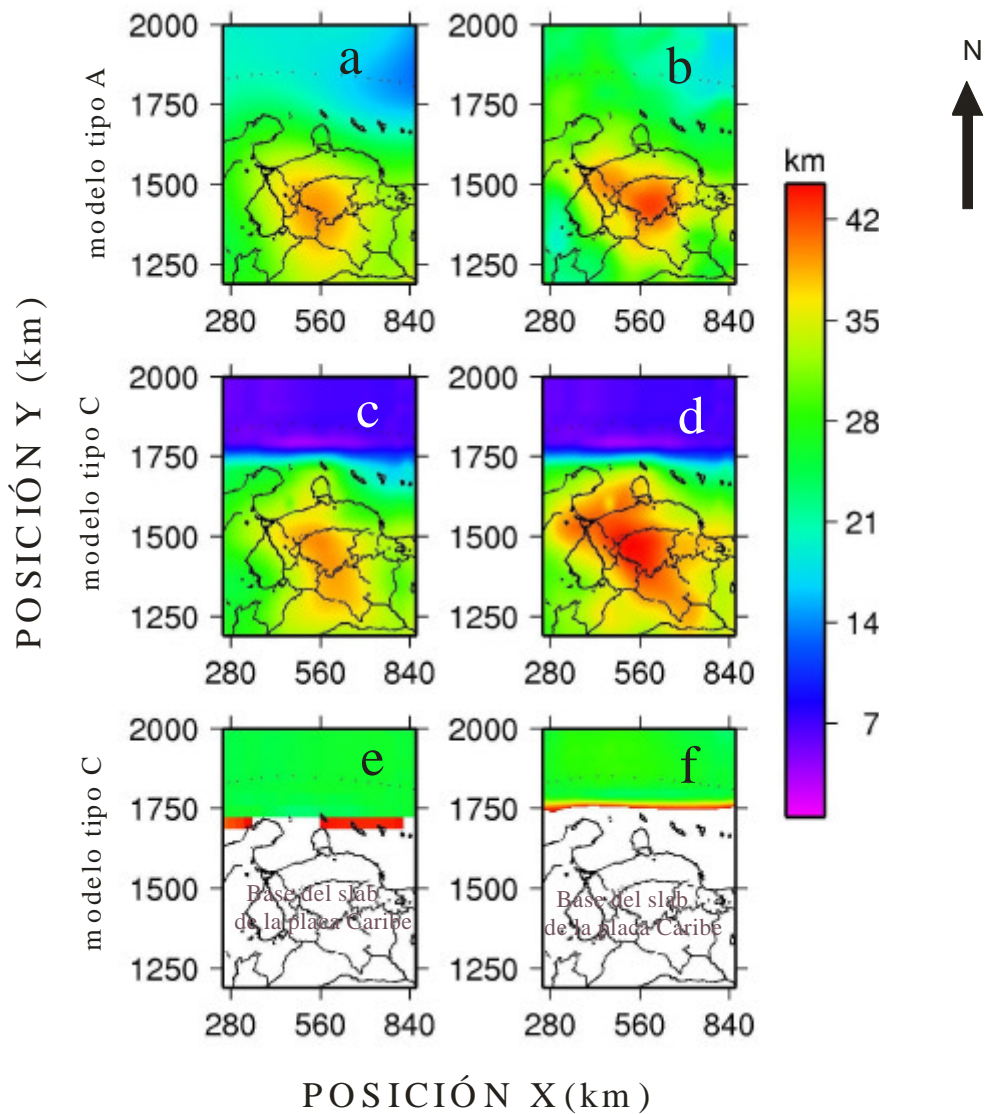


Figura 6.41. Profundidad del manto para modelos tipo A y tipo C. (a) Información a priori de la media. (b) Decil de probabilidad 0,5 para la profundidad del basamento. (c) Información a priori de la media. (d) Decil de probabilidad 0,5.

6.4 Análisis de los modelos generados

Al analizar los resultados de la inversión conjunta de datos de gravedad y magnetismo utilizando los tres modelos geológicos podemos destacar lo siguiente.

Al comparar las realizaciones de los campos geofísicos calculados a partir de las realizaciones en el modelo tipo **A**, tipo **B** y tipo **C**, se determina que todos los modelos explican los campos geofísicos observados.

En el modelo tipo **A** se encuentra que las propiedades físicas de densidad de masa y susceptibilidad magnética son anormales ya que se alejan de la información a priori sin una explicación geológica consistente. Aún cuando esto ocurre para explicar los datos geofísicos de gravedad y de magnetismo se alejan de la realidad geológica.

En los modelos tipo **B** y tipo **C** estas propiedades físicas si arrojan resultados satisfactorios porque explican al mismo tiempo los campos geofísicos y la geología de la región de estudio.

El modelo tipo **B** muestra una interesante correspondencia con la geología de la colisión entre las Placas Caribe y Suramericana, al mostrar el “slab” del Caribe más desarrollado en la parte Oeste que en la del Este. Una limitación de este modelo tipo **B** es que representa el “slab” únicamente por la capa cortical, por ello se elaboró

un modelo de más capas para diferenciar el manto que es parte del “slab” (litósfera) y el que es parte de la astenósfera.

En los modelos **B** y **C** se puede apreciar una consistencia en la ubicación de sismos con la ubicación de las capas litosféricas. Allí se aprecia la ubicación de hipocentros de sismos corticales en la zona de grandes fallas de corte norte-sur en la corteza Suramericana y sismos profundos que coinciden con la predicción en la posición del “slab”.

Tanto en los modelos **B** y **C** la predicción de la inclinación de subducción del “slab” corresponde a un ángulo bajo, lo cual es consistente con el alto espesor y baja densidad de la corteza Caribe relativa a una corteza oceánica convencional. Así mismo es consistente con una baja velocidad de convergencia y la ausencia de vulcanismo en la región.

Con respecto a las profundidades de Moho como resultado de las inversiones en los modelos tipo B y C es necesario evaluar la configuración inicial que se tomo en cuenta en las últimas realizaciones (fig. 4.6a) y compararla con el mapa de profundidades de Moho de Guédez (2003) (el cual no se utiliza en las inversiones) para corroborar sus parecidos geológicos. Por ejemplo, al este de Falcón en el mapa de Guédez (2003) se encuentran profundidades de alrededor de 30 km, al este del lago de Maracaibo se tienen profundidades de alrededor de 39 km y pareciera mantenerse hacia la Cordillera Andina. Con respecto a las profundidades de Moho de la figura de 4.6a (utilizado en las últimas inversiones) se observan profundidades de

30 km, 34 km, 38 km. Por lo tanto, el modelo inicial para Moho utilizado en este trabajo es congruente con la geología de la región.

En el mapa de Moho de Guédez (2003) se tienen puntos de control en verde y rojo. Los que color rojo provienen de la sismica de refracción en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM).

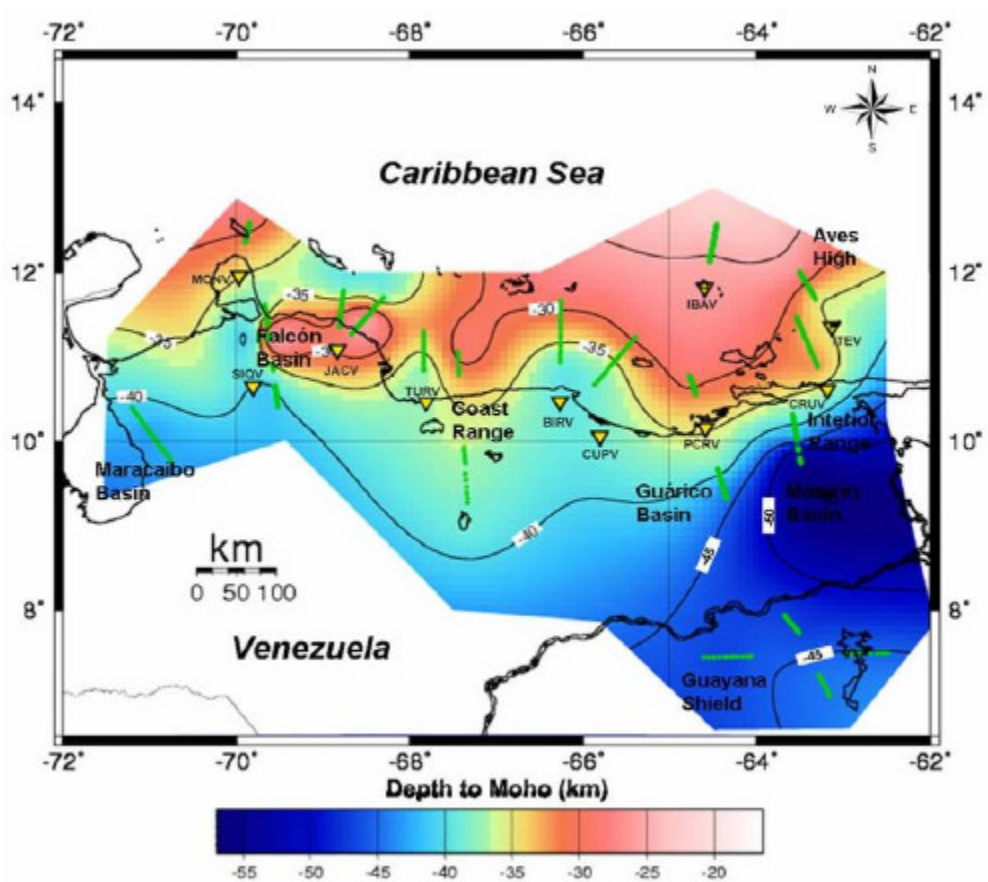


Figura 6.42. Mapa de profundidades de Moho. Las puntos verdes indican puntos de control para el estudio. Los puntos rojos son puntos de control de COLM (Gúédez, 2003).

CONCLUSIONES

Los resultados anteriores nos indican que el modelo tipo **B**, el cual incluye la Placa Caribe en subducción bajo la Placa Suramericana, explica los campos de gravedad y magnetismo, manteniendo los rangos de las propiedades físicas en los valores adecuados. A diferencia del modelo tipo **A**, el modelo tipo **B** puede explicar de manera consistente la información geofísica y petrofísica disponible. Por otra parte, el modelo de cuatro capas, que representa una situación de sutura cortical sin subducción, requiere de densidades anormalmente altas en la corteza (mayores que las del manto) para poder explicar las anomalías de gravedad en la zona de límite de Placas. Este resultado indica la utilidad de esta técnica como medio de integración cuantitativa de información multidisciplinaria.

Esta situación es consistente en el resto de las realizaciones y en otras secciones paralelas a la mostrada, e indica que las soluciones de la inversión, en el caso del modelo tipo **A**, se apartan significativamente de los valores estadísticos previos para la corteza. Es decir, el modelo geológico tipo **A**, restringido en base a los datos geofísicos y previos utilizados presenta contradicciones para integrar la información multi-disciplinaria disponible: datos de gravedad y magnetismo, información petrofísica y conocimientos geológicos previos del área.

La información de gravedad y magnetismo permite justificar el fenómeno de subducción de la Placa Caribe bajo la Suramericana de manera adicional a lo aportado por la información geológica y sismológica. Esta subducción es sin

embargo de bajo ángulo y los resultados no nos permiten definir con precisión la geometría y extensión del “slab” bajo la litosfera continental. Para el modelo tipo B obtenemos una imagen del “slab” con mayor desarrollo al Oeste que al Este en consistencia con el progreso de la convergencia Caribe- Suramérica. En el modelo tipo C, más completo en la descripción de la litósfera la zona de subducción también se presenta esta disminución en la extensión del “slab” pero de una manera menos marcada que en el caso anterior.

Para ambos modelos, **B** y **C**, puede apreciarse en los cortes de probabilidades que el “slab” penetra cuando menos unos 500 km al sur del prisma de acreción en la longitud extrema oeste y unos 300 km al sur del prisma de acreción en la longitud extrema este.

Consideramos que es necesario incluir mas información geofísica, como por ejemplo tiempos de viaje sísmicos, para aumentar la resolución sobre la geometría y extensión del “slab”.

Esta subducción no es típica pues la corteza Caribe es excepcionalmente gruesa y poco densa, comparada con la corteza oceánica que interviene en la mayor parte de las zonas de subducción del planeta.

RECOMENDACIONES

Al expandir la región de estudio hacia el Oeste (Colombia) se puede apreciar el fenómeno de interacción de Placas de manera más completa. En la región de estudio de este trabajo se observa sólo una parte del “slab” de la Placa Caribe.

Incorporar datos adicionales a los de gravedad y magnetismo, como tiempos de llegada de sismos lejanos, a fin de definir mejor la estructura profunda en particular lo relativo a la subducción. Los resultados obtenidos explican los datos geofísicos de gravedad y de magnetismo, pero al utilizar datos sísmicos se podrá definir completamente la forma y el tamaño del “slab”.

Para el mayor éxito de las inversiones de los datos iniciales es importante la mayor certidumbre de éstos y su disponibilidad. La información obtenida por diferentes fuentes debe estar a la orden del público en general y el procedimiento de adquisición.

El programa creado en el Laboratorio de Simulación e Inversión Geofísica (LSIG), aún cuando realiza el trabajo para el cual fue creado con mucho éxito, presenta un problema con respecto a la interfaz gráfica. Debe poseer una, de tal manera que no se haga difícil su manejo y la forma en que deben ingresar los datos.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Bezada, M. (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de colisión Caribe – Suramérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara). Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar, Venezuela.

Biju-Duval B., A. Mascle, H. y G. Young (1982). Episutural Oligo-Miocene basins along the north Venezuelan margin. *En* Watkins J. S. y C. L. Drake (eds), *Studies in continental margin geology*. AAPG Memoir (34), 347-358

Blakely, R. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic applications*. Cambridge University Press. 435 p

Bonini, W. E., J. D. Garing and Kellogg, J. N. (1982). Late Cenozoic uplifts of the Maracaibo-Santa Marta block, slow subduction of the Caribbean Plate, and results from a gravity study. 9th Trans. Caribb. Geol. Conf., 99-105

Bosch, M. and J. Mcgaughey (2001). Joint inversion of gravity and magnetic data under lithological constraints, *The Leading Edge* (20), 877-881.

Bosch, M. (2003). Inferencia Estadística de Porosidad e Impedancia a partir de ondas Sísmicas Vía Métodos de Monte Carlo. Trabajo de Ascenso. Universidad Central de Venezuela. Caracas: U.C.V. 68 pp.

Bosch M., R. Meza, R. Jimenez and C. Hönig (2006). Joint gravity and magnetic inversion in 3D using Monte Carlo methods. *Universidad Central de Venezuela, Geophysics* (71), G153-G156.

Case J. E., W. D. Macdonald and P. J. Fox (1990). Caribbean crustal provinces; Seismic and Gravity evidence. Vol. H, the Caribbean Region. *The Geological Society of America*, 27.

Case, J. E. and W. D. Macdonald (1973). Regional gravity anomalies and crustal structure in northern Colombia. *GSA* (84), 2905-2916.

Castagna, J. P. and M. M. Backus (1993). Offset-dependent reflectivity – Theory and practice of AVO anomalies, *Society of Exploration Geophysics. Investigations in Geophysics* no. 8.

Chapman, S. J. (1998). *FORTTRAN 90/95 for Scientists and Engineers*. Mc Graw-Hill. New York. 876 pp.

Chilès, Jean-Paul and P. Delfiner (1999). *Geostatistics Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley Series in Probability and statistics. John Wiley & son, Inc.

Deutsch, Clayton and A. Journel (1998). *Geostatistical Software Library and User's Guide*. Applied geostatistics series. Second Edition. Oxford University Press, Inc.

Diebold, J. and N. Driscoll (1999). New Insights on the Formation of the Caribbean Basalt Province Revealed by Multichannel Seismic Images of Volcanic Structures in the Venezuelan Basin. *En* Mann, P (ed) Caribbean Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World 4. Elsevier publishing co, 561-589.

Donnelly T. (1994). The Caribbean Sea Floor, *En* Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I Publisher Association, Kingston 1994.

Driscoll, N. y J. Diebold, (1998). Deformation of the Caribbean region: One plate or two?. *Geology*, 25 (11): 1043-1046.

Duerto, L., A. Escalona and P. Mann (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela, *AAPG Bulletin* 90 (4): 505-528.

Edgar, N., J. Ewing and J. Hennion (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, V. 55, 833-870.

Edgar, N. and J. Saunders, (1973). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. U. S. Government Printing Office. Washington, D. C., V. XV, 1137 .

Escalona, A. and P. Mann (2006). Oil and gas prospects in the Venezuelan offshore area identified using a regional grid of 2D seismic lines: AAPG annual meeting, Houston, Expanden Abstract CD-ROM.

Feo-Codecido, F. Smith and E. Di Giacomo (1983). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins Map.

Gajardo, E., J.L. Nicolle, B. Castejon, C. Marquez y M. Urbáez (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. III Congr. Venez. de Geofísica, Caracas, 102-111.

Garza R. (2006). Paleomagnetismo. Disponible: http://www.geociencias.unam.mx/~rmolina/Paleomagnetismo-html/Magnetismo-Principios_II.html [Consulta: 2006, marzo 1].

Gorney, D., A. Escalona, B. Magnani and P. Mann (in press). Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on land geology: AAPG Bulletin.

Ghosh N., S. Hall and J. Casey (1984). Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. Geological Society of America. Memoria 162. Houston, Texas.

Guédez, R. (2003). Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo especial de grado, UCV, 124 pp.

James, K. (2003). A Simple Synthesis of Caribbean Geology. AAPG International Conference. Barcelona, Spain.

Kellogg, J. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins: In W. Bonini, Hargraves, R. and Shagan, E., eds., The Caribbean- South American plate boundary and regional tectonics, Memoir 62, Geological Society of America, 239-261.

Kellogg J. and. W. N. Bonini, (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overridding South American Plate. *Tectonics* (1): 251-276.

Ladd, J. W., M. Truchan, M. Talwani, P.L. Stoffa, P. Buhl, R. Houtz, A. Mauffret and G. Westbrook (1984). Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. In: The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics (edited by W.E. Bonini, R.B. Hargraves and R. Shagan), GSA Memoir, Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Suramérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara), 153-159.

Ladd J. W., T. Holcombe, G. Westbrook and N. Edgar (1990). Caribbean marine geology: Active margins of the plate boundary. *En* Dengo, G. y Case J. E., eds., The Geology of North America, v. H: The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 261-290.

Meschede M. and W. Frisch, (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics* (296), 269-291.

Mosegaard, K. and A. Tarantola (1995). Monte Carlo Sampling of Solutions to Inverse Problems: *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7): 12431-12447.

Mosegaard, K. and A. Tarantola (2000). Probabilistic Approach to Inverse Problems, Chapter for the *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, IASPEI, 82.

Pindell, J. and S. Barret (1990). Geological Evolution of the Caribbean Region; a plate tectonic perspective. *En Dengo*, G. y Case, J. E. eds., *The Geology of North America*, v. H: The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America.

Pindell, J. and L. Kennan (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Gulf Coast Association of Geological Societies Conference*.

Silver, E. A., J. E. Case and H. J. Macgillavry (1975). Geophysical study of the Venezuelan borderland. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 213-226.

Smith W. H. and D. T. Sandwell (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277: 1957-1962.

Taboada A. L. Riviere, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, and C. Rivera (2000). Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, 19: 813.

Tarantola A. (1987). Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation. New York: Elsevier. 613 pp.

Tarbuck E. y F. Lutgens (1999). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Prentice Hall. Madrid. 616 pp.

Telford, W. M., L. P. Geldart and R. E. Sheriff (1981). Applied Geophysics, 2nd ed. Cambridge. England: Cambridge University Press. 860 pp.

Van Der Hilst R. and P. Mann (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America: *Geology*, 22: 451-454.